

ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1985
BAND 128/1

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt“ ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse
durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn

Inhalt

BALLA, Z.: Possible Middle Cretaceous Olisthostrome in the Rechnitz Series (Eastern Austria). With 1 table	5
CHLUPÁČ, I., LUKEŠ, P., PARIS, F. & SCHÖNLAUB, H. P.: The Lochkovian-Pragian Boundary in the Lower Devonian of the Barrandian Area, Czechoslovakia. With 17 figures, 1 table and 4 plates	9
GOLLNER, H. & ZIER, Ch.: Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). Mit 9 Abbildungen, 2 Tabellen und 6 Tafeln	43
HOLSER, W. T. & MAGARITZ, M.: The Late Permian Carbon Isotope Anomaly in the Bellerophon Basin, Carnic and Dolomite Alps. With 3 figures and 2 tables	75
KOLLER, F.: Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. Mit 27 Abbildungen und 11 Tabellen	83
RATSCHBACHER, L. & KLIMA, K.: Übersicht über Geologie und Mineralgehalt in einem Querprofil vom Altkristallin zur Kalkalpenbasis (Triebener Tauernpaß – Flitzenschlucht, Paltental, Steiermark, Österreich). Mit 14 Abbildungen, 1 Tabelle, 1 Tafel und 3 Profilen	151

Schriftleitung: Albert Daurer.

Die Autoren sind für Form und Inhalt ihrer Beiträge selbst verantwortlich.

Possible Middle Cretaceous Olistostrome in the Rechnitz Series (Eastern Austria)

Von ZOLTÁN BALLA*)

With 1 table

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 137, 138

Burgenland
Penninikum
Mittelkreide
Olistostrom
Metamorphose

Zusammenfassung

Es besteht die Möglichkeit, daß die dünn-schichtigen Grünschiefer der oberen Zone der Rechnitzer Serie aus von transgressiven ophiolithischen Decken stammendem vulkanomiktischem Material bestehen, daß die in den Grünschiefern eingelagerten Serpentin- und Gabbrolinsen und -körper aus denselben Decken stammenden Olistolithen sind und daß die oberste, aus massiven Gesteinen bestehende Zone des Grünschiefer-schichtenpaketes sich schon als tektonische Decke abgelagert hat, wie die darüber befindlichen Serpentin-Platten. Wenn man berücksichtigt, daß die darunter abgelagerten Sedimente dem Aptien oder einem jüngeren Zeitalter zugeordnet werden können, ist ein Vergleich mit den Karpaten möglich. Da das Zeitalter der Hochdruckmetamorphose im Tauernfenster um 110 Ma vermutet wird und das in den Westkarpaten sicher als Präbarreme angegeben wird, spielte sich die ähnliche Blauschiefermetamorphose der Metabasite aus der Rechnitzer Serie möglicherweise vordem ab, bevor sich die ophiolithischen Decken in der Nähe der Rechnitzer Gebietes gebildet haben. Die Grünschiefermetamorphose aus der ganzen Serie ist wesentlich jünger, aus dem Tertiär-Zeitalter.

Summary

The possibility is discussed that the thin-layered greenschists in the upper part of the Rechnitz Series consist of volcanomictic material derived from advancing ophiolitic nappes, that the lenses and blocks of serpentinites and gabbros within the greenschists are olistoliths from the same nappes, and that the topmost parts of the greenschists complex consisting of massive rocks, lie as tectonic nappes like the serpentinite sheets above them. The Aptian or younger age of the underlying sediments allows to make a comparison with the Carpathians. Since the age of the high pressure metamorphism is thought to be of about 110 Ma in the Tauern Window and is certainly pre-Barremian in the West Carpathians, the similar blueschist metamorphism of the metabasites of the Rechnitz Series, possibly, could take place prior to the appearance of ophiolitic nappes near the Rechnitz area. The greenschist metamorphism of the whole series is much younger, i. e. Tertiary in age.

Résumé

On peut définir la possibilité, que les schistes verts finement stratifiés de la partie supérieure de la série de Rechnitz sont composés du matériaux de volcanomictite origine des nappes

ophiolithiques et corps de gabbro parus dans les schistes verts sont les olistolithes d'origine des mêmes nappes, et, que la partie supérieure de schiste vert compe sée des roches massives s'est établie dans la forme de nappe tectonique, tout comme les plaques de serpentine de dessus. En concernant l'age aptien ou bien plus jeune des sédiments sous-jacents une comparaison peut être réalisée avec les Carpathes. Comme l'age du métamorphisme de haute pression est jugé à peu près 110 Ma dans la fenetre Tauern, et c'est surement pré-barremien dans les Carpathes Occidentales, on peut penser, que le métamorphisme de schiste bleu similaire des metabasites de la série de Rechnitz s'est déroulé avant de l'apparition des nappes ophiolitiques environ de la région de Rechnitz. Le métamorphisme de schiste vert de tout la série est bien plus jeune, d'un age tertiaire.

Резюме

Возможная среднemelовая олистострома
в рехницкой серии /Восточная Австрия/

Можно предполагать, что тонкослоистые зеленые сланцы в верхней части рехницкой серии сложены вулканомиктовым материалом с продвигающихся офиолитовых покровов, что линзы и тела серпентинитов и габбро, залегающие среди зеленых сланцев, представляют собой олистолиты с тех же покровов и что наивысшие горизонты зеленых сланцев, состоящих из массивных пород, залегают в виде тектонических покровов, как и пластины серпентинитов над ними. Принимая во внимание аптский или более молодой возраст подстилающих отложений, можно провести сопоставления с Карпатами. Поскольку возраст метаморфизма высоких давлений считается около 110 млн. лет в окне Тауэрн и является заведомо добарремским в Западных Карпатах, сходный голубосланцевый метаморфизм metabasites рехницкой серии, возможно, имел место до появления офиолитовых покровов вблизи от Рехницкого региона. Зеленосланцевый метаморфизм всей серии имеет значительно более молодой, третичный возраст.

*) Author's address: ZOLTÁN BALLA, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, P.O.B. 35, Budapest, 1440, Hungary.

SCHMIDT's (1950) fundamental idea that the Rechnitz Series can be correlated with the Penninic Series was evidenced by PAHR's (1960, 1977) detailed field observations and by SCHÖNLAUB's (1973) finding Middle Cretaceous spongia spiculae. This correlation is now generally accepted.

The Rechnitz Series crops out in East Austria in tectonic windows from-below the Austroalpine nappe-system (Wechsel and Semmering; PAHR, 1980a) and the Miocene sedimentary sequences (Sinnersdorf Conglomerate etc.). The geological map by PAHR (1982) that covers most of the East Austrian Penninic area and his stratigraphic scheme (PAHR, 1980b; 1984) serve as reliable basis for any geological conclusions. Based on PAHR's data the stratigraphy of the Rechnitz Series can be outlined as follows:

1. The lower prevalent part consists of calcareous-argillaceous metasediments of at least 2 km thickness.
2. Upwards the metasediments pass into thin-layered ("tuffitic") greenschists.
3. The thin-layered greenschists are overlain by massive greenschists that may be developing from them through alternations.
4. On the top of the greenschist complex, serpentinite sheets rest as tectonic slices or nappes sometimes with gabbros at the base.

Within the greenschists, serpentinite and gabbro lenses and blocks and Triassic limestones can be observed.

The compositional features of the magmatic rocks have been studied by KOLLER (1978, 1980 and in this vol.) in detail. In view of their immobile minor and rare earth element pattern, the gabbros are analogues partly of the upper and partly of the lower level gabbros of the known ophiolitic sequences. The majority of the greenschists of both types are analogues of ophiolitic basalts. The serpentinites can be regarded as metamorphic peridotites. Summarizing, the magmatic rocks of the Rechnitz Series can be derived from the oceanic lithosphere (KOLLER & PAHR, 1980).

The main problems concerning the geodynamic interpretation of the Rechnitz Series are as follows:

1. The general succession of the rocks is reverse than that of the ophiolitic sequences. Considering the dominantly gentle dip of the rocks over the whole area, the overturned position of the whole series appears to be unlikely.

2. Instead of the sheeted dyke and pillow lava complexes of normal ophiolitic sequences, thin-layered "tuffitic" and massive "basaltic" greenschists are present in the Rechnitz Series. The fine pyroclastic material of the "tuffites" may point to subaerial or at least shallow-marine eruption which is incompatible with the oceanic origin of the basalts.

For the above reasons an obvious discrepancy exists between the compositional and stratigraphical features of the Rechnitz Series. Serpentinite and gabbro lenses and blocks within the greenschist complex, however, could be considered not only as tectonic lenses but also as more or less deformed olistoliths, and the complex underlying the ophiolitic nappes may consist of olistostrome. The succession "normal sediments" – "olistostrome" – "nappe" is quite usual for orogenic sequences. Such a hypothesis could explain the "reverse" succession.

The "greenschist-problem" is a little bit more complex. The key to it is the interpretation of the fine-layered varieties. One of possibilities is to suppose that "tuffitic" layers and at least partly massive greenschists are of island arc origin while the massive greenschists of ophiolitic basalt composition could be considered as olistoliths or tectonic slices. Abundant analytical material (KOLLER, this vol.), however, supports ocean-floor tholeiite composition both of massive and thin-layered greenschists without any traces of island arc compositional features.

Another solution to the problem is to regard the fine-layered greenschists not as volcanogenic material accumulated synchronously with the eruption (that means tuffites) but as resedimented products of erosion of ophiolitic rocks. The appearance of such material in the sedimentary sequence may mark the beginning of the erosion of ophiolitic nappes or at least of the transportation of their detritus towards the Rechnitz "basin". The massive greenschists can be olistoliths as well as tectonic slices or even nappes. They could be derived from a sheeted dyke complex. The pillow lavas may have been eroded completely and their material redeposited in the thin-layered volcanomictic sediments.

In consequence, the above interpretation of the Rechnitz Series (Table) suggests that a progressive advancement of ophiolitic nappes took place towards the sedimentary basin. Reversed succession of overthrust fragments of the ophiolitic sequence can frequently be observed in many areas of the world. Summarizing, the Rechnitz Series as a whole shows a quite

Table: Synoptic interpretation of the Rechnitz Series.

Idealized rock-sequence after PAHR (1980b, 1982, 1984)	Pre-metamorphic complexes	Manifestation of ophiolitic rock matter	Mutual position of ophiolitic nappes and the sedimentary basin
Serpentinite	Tectonic nappes and slices	Overthrust	Direct connection
Metagabbro			
Massive greenschist			
Thin-layered greenschists with lenses of metamagmatites	Olistostrome	Input of slumping products	Neighbourhood
Thin-layered greenschists	Resedimented volcanic material	Prevailing input of erosional products	Progressive shortening of the distance
Chloritic phyllite, chloritic-calcareous phyllite etc.	Sediments with resedimented volcanic material	Subordinated input of erosional products	
Phyllite, calcareous phyllite, calcareous schists etc.	Pure sediments	No input of erosional products	?

usual picture of an early orogenic sequence. Its Middle Cretaceous age (SCHÖNLAUB, 1973) points that the orogeny may have begun in the Alpine realm earlier than it generally thought.

The regional greenschist metamorphism of the Rechnitz Serie is Tertiary in age (KOLLER & PAHR, 1980). In the metabasites traces of a high-pressure mineral assemblage was found (KOLLER, 1978). Hungarian (LELKES-FELVÁRI, 1982) and independently Austrian (KOLLER, this vol.) petrologists have shown that it is older than the greenschist metamorphism. This high-pressure metamorphism can be linked with subduction processes (PAHR, 1980b), probably, of Cretaceous age, like in the Tauern Window (SASSI et al., 1980).

To be more precise, the age of the high-pressure metamorphism in the Tauern Window (110 Ma = Aptian: SASSI et al., 1980) appears to be synchronous with the lower limit of the age of pure sediments in the Rechnitz Series (Aptian or younger: SCHÖNLAUB, 1973). From these data one can conclude that the volcanomictic sediments are younger than the high-pressure metamorphism, in other words, the olistoliths were already metamorphosed when they were carried into the sediments. Of course, the accuracy of the dating both of the sediments and the metamorphic events is not sufficiently precise to be sure in such conclusion. Its justifying, however, could point that the subduction in the Alpine realm began in the Early Cretaceous.

Finally, some words on the correlation with the Carpathians. Glaucofane grains in the heavy fraction of the insoluble residue of Urgonian limestones (Barremian to Aptian) from pebbles in the Cenomanian conglomerates of the Pieniny Klippen Belt (MIŠÍK, 1979) evidence pre-Barremian that means obviously Early (and not Middle or Late) Cretaceous subduction in the West Carpathian realm. The Middle Cretaceous flysch and probable olistostrome mark the beginning of the orogeny here. In the East Carpathians the Middle Cretaceous olistostrome (the Bucovinian Wildflysch) underlies the ophiolitic (Transylvanian) nappes (SANDULESCU et al., 1981). Such olistostromes and nappes can also be assumed in the West Carpathian realm (on the Pieniny Cordillera, from MIŠÍK's, 1979, data).

Consequently, if the above interpretation were true, the Rechnitz Series could serve as an important link between the Alps and Carpathians. The Tertiary greenschist metamorphism of the Rechnitz Series was due to a continent-continent collision, much earlier (Eocene) and much stronger than in the Carpathians (Miocene).

I am very grateful to Dr. A. PAHR and Dr. F. KOLLER for their kindly guiding in the Rechnitz area, for the presentation of their scientific results and materials and for the friendly discussion of the problems. Also many thanks to Dr. E. MÁRTON for critically reviewing the manuscript.

References

- KOLLER, F.: Die Bildung eines Alkali amphibols in Metagabbros der Bernstein-Rechnitzer Schieferinsel, Penninikum. – Tsch. Min. Petr. Mitt., **25**, 197–116, Wien 1978.
- KOLLER, F.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an Metagabbros des Penninikums am Alpenostrand. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1980**, 58–62, Wien 1980.
- KOLLER, F. & PAHR, A.: The Penninic ophiolites on the Eastern end of the Alps. – *Ofioliti*, **5**, 65–72, Bologna 1980.
- LELKES-FELVÁRI, Gy.: A contribution to the knowledge of the Alpine metamorphism in the Kőszeg–Vashegy area (Western Hungary). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **5**, 297–305, Stuttgart 1982.
- MIŠÍK, M.: Pieniny Klippen Belt and the global tectonics model. – In: MAHEL, M. & REICHWALDER, P. (Eds.): *Czechoslovak Geology and Global Tectonics*, VEDA, 89–101, Bratislava 1979.
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1960**, 274–282, Wien 1960.
- PAHR, A.: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1977**, 23–33, Wien 1977.
- PAHR, A.: Das Semmering- und Wechselsystem. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. 315–320, Wien – New York (Springer) 1980a.
- PAHR, A.: Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. 320–326, Wien – New York (Springer) 1980b.
- PAHR, A.: Kristallines Grundgebirge in der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 137 Oberwart. – Wien (Geologische Bundesanstalt) 1982.
- PAHR, A.: Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart, Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. – 47 S., Wien (Geologische Bundesanstalt) 1984.
- SANDULESCU, M., KRÄUTNER, H. G., BALINTONI, I., RUSSO-SANDULESCU, D. & MICU, M.: The structure of the East Carpathians (Moldavia–Maramureş area). Guide to Excursion B1, XIIth Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, Institute of Geology and Geophysics. – 92 p., Bucharest 1981.
- SASSI, F. P., BELLIONI, G., PECCERILLO, A. & POLI, G.: Some constraints on geodynamic models in the Eastern Alps. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **9**, 541–548, Stuttgart 1980.
- SCHMIDT, W. J.: Überblick über geologische Arbeiten in Österreich. – *Z. deutsch. Geol. Ges.*, **102**, 311–316, Hannover 1950.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – *Jb. Geol. B.-A.*, **116**, 35–49, Wien 1973.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 11. Sept. 1984.

The Lochkovian-Pragian Boundary in the Lower Devonian of the Barrandian Area (Czechoslovakia)

By IVO CHLUPÁČ, PAVEL LUKEŠ, FLORENTIN PARIS & HANS PETER SCHÖNLAUB*)

With 17 figures, 1 table and 4 plates

*Tschechoslowakei
Barrandium
Karnische Alpen
Devon
Stratigraphische Korrelation
Lochkov-Prag-Grenze
Tentaculiten
Conodonten
Graptolithen
Chitinozoa
Trilobita
Brachiopoda*



IGCP-Project Ecostratigraphy

Contents

Summary, Zusammenfassung	9
1. Introduction	9
2. Description of sections	10
2.1. Černá rokle near Kosůř	10
2.2. Třebotov – Solopysky	13
2.3. Praha – Velká Chuchle (Přidolí)	14
2.4. Cikánka quarry near Praha-Slivenec	17
2.5. Radotín Valley – Hvižďalka quarry	19
2.6. Ujezdce quarry near Suchomasty	22
3. Stratigraphic significance of some fossil groups in the Lochkovian-Pragian boundary beds of the Barrandian	22
3.1. Dacryoconarid tentaculites (P. LUKEŠ)	22
3.2. Conodonts (H. P. SCHÖNLAUB)	24
3.3. Chitinozoans (F. PARIS)	27
3.4. Graptolites	28
3.5. Trilobites	28
3.6. Brachiopods	29
3.6. Some other groups	29
4. Proposal for a conodont based Lochkovian-Pragian boundary	30
5. Conclusion	30
References	32

Zusammenfassung

Im Barrandium Böhmens wurde die Lochkov/Prag-Grenze des Unterdevons an 6 ausgewählten Profilen in Hinblick auf ihren Makro- und Mikrofossilinhalt biostratigraphisch untersucht. Für Korrelationszwecke sind in erster Linie Dacryoconariden, Conodonten, Chitinozoen, Trilobiten, Graptolithen und Brachiopoden geeignet. Die traditionelle Lochkov/Prag-Grenze liegt innerhalb einer kontinuierlichen marinen Entwicklung, die pelagische Kalke wie auch organodetritische Flachwasserkalke umfaßt. Faunenabfolge und Evolutionsreihen einzelner Tiergruppen beweisen lückenlose Sedimentationsbedingungen. Die Lochkov- und Prag-Zeit und im besonderen die Grenze zwischen den beiden Stufen sind durch ihren Fossilinhalt klar zu charakterisieren. Ausgehend von den Verhältnissen im Barrandium und in den Karnischen Alpen wird eine auf Conodonten basierende Grenzziehung zwischen der Lochkov- und Prag-Stufe vorgeschlagen.

Summary

Six selected sections of the Lochkovian-Pragian boundary beds in the Barrandian area of central Bohemia were subjected to investigations of mega- and microfossils. Joint occurrence of different stratigraphically important fossil groups, particularly dacryoconarid tentaculites, conodonts, chitinozoans, trilobites, graptolites, brachiopods a. o. allows a correlation from different viewpoints. The Lochkovian-Pragian boundary as originally defined is drawn in a conformable succession of marine carbonate rocks which include fine-grained pelagic up to shallow water biodetrital facies. The faunal relationships and lineages suggest an uninterrupted development and evolution. The Lochkovian-Pragian boundary interval and the boundary proper is distinguishable by means of dacryoconarid tentaculites, conodonts, chitinozoans, trilobites, brachiopods, echinoderms etc. A proposal for a conodont based Lochkovian-Pragian boundary is presented.

*) Authors' addresses: IVO CHLUPÁČ, PAVEL LUKEŠ, Ústřední Ústav Geologický, Malostranské nám. 19, P.O.B. 85, CS 11821 Praha 1, ČSSR; FLORENTIN PARIS, Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie, Institut de Géologie, Université de Rennes, F-35042 Rennes Cédex, France; HANS PETER SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

1. Introduction

The Lower Devonian stages Lochkovian and Pragian, established by the first International Symposium on Silurian and Devonian in 1958 and accepted as standard

stages by the Subcommittee on Devonian Stratigraphy in 1983, show a complex facies development within the Barrandian type area in central Bohemia. A predominance of various kinds of micritic, sparitic, biodetrital and in the Pragian also reefal limestones rich in benthic and pelagic faunas is characteristic (for general data see CHLUPÁČ, 1976, 1982). The presence and joint occurrence of groups on which the zonal subdivisions are based allow a correlation of different kinds of zonation and biostratigraphic features and accentuate the importance of the Barrandian sections for wide-scale correlations.

As the Lochkovian-Pragian boundary represents a significant limit within the Lower Devonian, a detailed investigation of this boundary was started in 1980 and finished in 1984. The Lochkovian-Pragian boundary is exposed in the Barrandian at many places, and consequently, the work was concentrated on several sections. It is thus merely the first attempt to evaluate the boundary from mega- and micropalaeontological viewpoints.

The work was conducted by the Geological Survey, Prague, and realized in terms of international cooperation within the Geologische Bundesanstalt, Vienna, and Laboratoire de Géologie, Université de Rennes, France. Field investigations of sections and biostratigraphic study of most part of megafossils were carried out by I. CHLUPÁČ, study of dacroconarid tentaculites by P. LUKES (both Geological Survey, Prague), conodont sampling and studies were made by H. P. SCHÖNLAUB (Geologische Bundesanstalt, Vienna), and of chitinozoans by F. PARIS (Université de Rennes). Some graptolites were determined by HERMANN JAEGER (Museum für Naturkunde, Berlin), brachiopods by V. HAVLÍČEK (Geol. Survey, Prague), and echinoderms by R. PROKOP (National Museum, Prague).

Reference collections are deposited in the Geological Survey, Prague, Geologische Bundesanstalt, Vienna (conodonts) and Université de Rennes (chitinozoans).

2. Description of sections

Six sections with well exposed and tectonically undisturbed Lochkovian-Pragian boundary interval were selected within the Barrandian and subjected to a "bed by bed" study. These sections cover different types of facies development characteristic of the Barrandian area.

2.1. Černa rokle near Kosoř

Classic Lower Devonian outcrops in the Černa rokle gorge SE of the village Kosoř are situated at the SW periphery of Prague (for topographic position see fig. 1).

The sequence, exposed particularly on the NW slope of the gorge in old quarries and adjacent outcrops, includes the upper Lochkovian and Pragian strata. The former, developed as the platy Radotín Limestone of the Lochkov Formation, is accessible in a sequence about 40 m thick, the latter, developed as nodular Dvorce-Prokop Limestone, is cropping out at a total thickness of 160–180 m. The outcrops are well known palaeontological localities famous since Barrande's time (reported in the 19th century as "Lochkov" – see CHLUPÁČ, 1983), and rich faunas were described in many monographs, beginning with BARRANDE's (1852). The biostratigraphy was studied especially by KODYM & KOLIHA (1928), CHLUPÁČ (1953, 1957, 1962) and SCHÖNLAUB (1980). The outcrops serve as the type locality of the

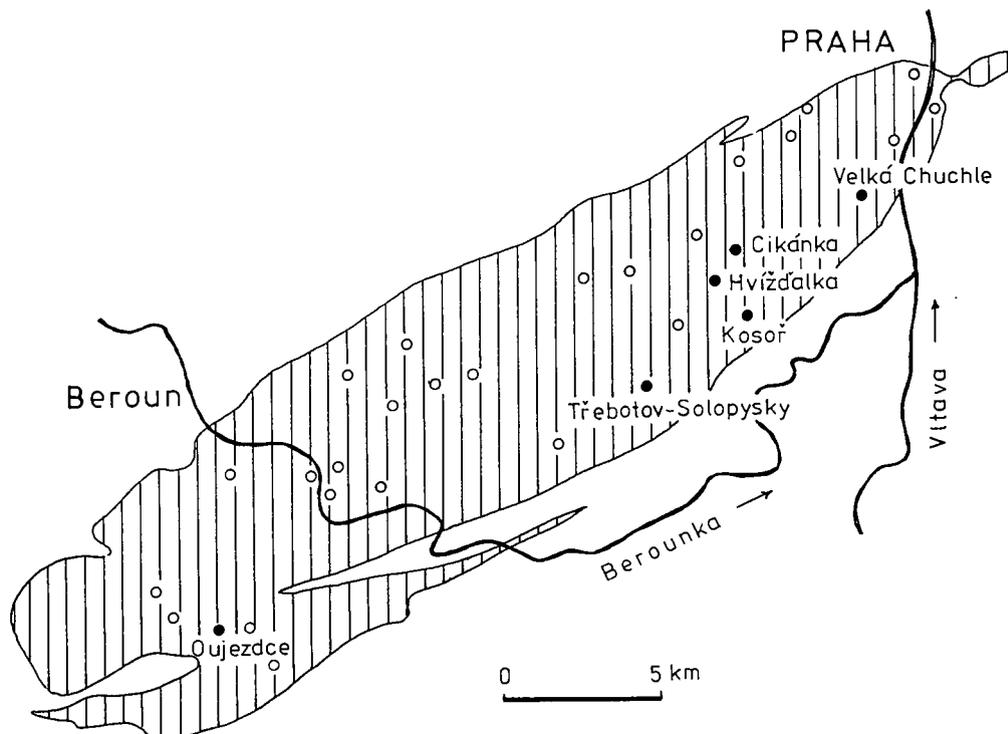


Fig. 1: Location of the Lochkovian-Pragian boundary sections. ● = sections described in this paper; ○ = sections studied during former etapes of investigations; area of Siluro-Devonian outcrops vertically lined.

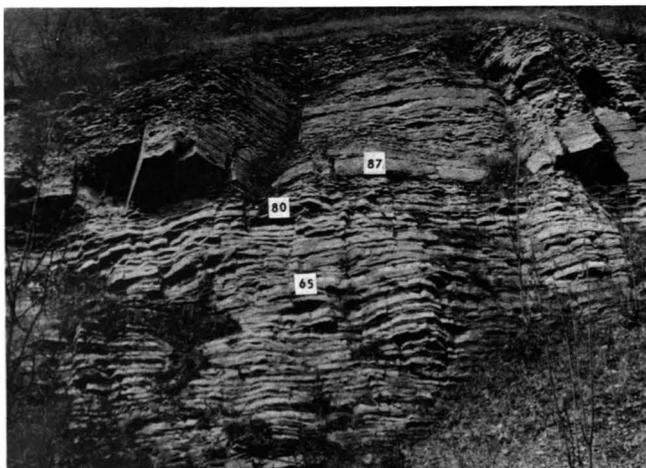


Fig. 2: Černá rokle near Kosof, face wall of the old quarry, original stratotype of the Lochkovian-Pragian boundary. Topmost Lochkovian in the Radotín, lowest Pragian in the Dvorce-Prokop Limestone facies. 65 = dark micritic marker bed; 80 = last Lochkovian bed; 87 = thicker bank of the Dvorce-Prokop Limestone with nodular structure.

Radotín Limestone within the Lochkov Formation and according to the original definition from 1958 (see Prager Arbeitstagung etc., 1960, p. 150) the westernmost quarry (fig. 2) constitutes the holostratotype of the Lochkovian-Pragian boundary beds.

The sequence of the Lochkovian-Pragian boundary beds has been studied in detail just in this stratotype quarry. The upper Lochkovian strata, exposed here at a thickness of 24 m, are developed as dark grey platy, predominantly microsparitic limestones alternating regularly (in intervals 10–30 cm) with dark, brownish weathering calcareous shales (mudstones). The limestones show distinct lamination and irregular graded bedding, indicated particularly in thin layers or laminae of coarser biotrital limestone with common accumulations of larger shelly fossils. Megafossils are very common and are represented even by well preserved thin shells, as is the case in nautiloids, bivalves, brachiopods, gastropods, etc. Trilobites occur as isolated exoskeletal parts but rare complete specimens have also been found; in coarser biotrital layers, organic remains are often fragmentary.

Within the upper Lochkovian sequence exposed in the quarry, 80 individual and numbered (1–80) limestone beds have been distinguished, the shale interbeds being numbered according to the underlying and overlying limestones (e. g. interbed 65/66 = shale between limestone beds Nos. 65 and 66).

The upper Lochkovian part of the section provided the following biostratigraphic data:

Common shelly fauna traceable in the whole upper Lochkovian sequence consists of orthoconic nautiloids ("Orthoceras" *deletum*, characteristic), bivalves *Panenka* div. sp., *Neklania* div. sp., *Hercynella* div. sp., *Služka bohémica*, *Lunulacardium* div. sp., *Leiopteria* (*Actinopteria*) *migrans migrans*, gastropods *Stylonema solvens*, *Raphistomina tarda*, *Praenatica proeva*, hyolithids *Orthotheca intermedia*; common trilobites are represented by *Lepidoproetus lepidus lepidus*, *Leonaspis lochkovens*, *Scharyia angusta*, *Ranunculoproetus heteroclytus*, *Otarion novaki*, phyllocarids by *Ceratiocaris cornwallisensis damesi* and brachiopods by *Plectodonta mimica*, *Glossopleptaena emarginata*, *Rugoleptaena zinken*, *Areostrophia interjecta*, *Orbiculoida intermedia*, etc.

The common occurrence of index graptolites *Monograptus hercynicus* falls within the interval of beds 25 to 28 (shale interbeds), the last specimen probably belonging to this species was found in interbed 57/58. Graptolites found in interbeds 54/55, 57/58 and at the base of bed 77 belong to *Monograptus kayseri* or *M. aequabilis notoaequabilis* (?), all kindly reviewed by H. JAEGER.

Dacryoconarid tentaculites, prolific almost in all the upper Lochkovian limestone beds exposed, are represented by the index *Paranowakia intermedia* commonly occurring up to the bed 74 (rock-forming accumulations in beds 61 and 62); *P. geinitziana* has been found already in bed 41, its acme-development falls within the interval of beds 74–79; less common occurrence persists up to the lowest Pragian (according to a letter of April 27, 1983, G. ALBERTI found rare specimens of *P. geinitziana* up to the bed 87). *Nowakia sororcula* is markedly common in the topmost Lochkovian (beds 75–80 and frequently continues into the lower Pragian. Species determined as *Nowakia* cf. *acuaria* have been found sporadically beginning with bed 58. Recently described new species of tentaculites, namely *Nowakia kosorensis* and *N. vesta* derive from bed 63 and its proximity, *N. praesororcula* is common in beds 72–73 (LUKEŠ, 1985).

Some differences in stratigraphic distribution are clearly shown in trilobites: *Spiniscutellum umbelliferum* is generally common up to the interval of beds 60–65; starting with bed 67 it seems to be replaced by *S. ? plasi* which continues up to the end of the Lochkovian sequence. *Lochkovella misera*, common up to bed 74, is replaced in few uppermost Lochkovian beds by *Reedops limmespragensis* which continues up to the lowest Pragian.

Among bivalves, *Hercynella paraturgescens = radians* is clearly concentrated in the topmost Lochkovian (particularly beds 67–80) and less frequently continues into the lowest Pragian. *Hercynella bohémica = nobilis* dominates in the underlying part of the Lochkovian sequence. Among brachiopods, *Howellella inchoans* forms accumulations in the lower part of the sequence (beds 1–11), *H. digitatoides* being rather frequent even in higher beds. Other brachiopods show no marked changes and some of them continue from the uppermost Lochkovian into the Pragian (e. g. *Eoglossinotoechia cacuminata*, *Rugoleptaena zinken*, *Plectodonta mimica*, *Caplinoplia pragensis* and *Leptochoonetes* cf. *tardus*, det. V. HAVLÍČEK).

Conodonts occur in very low numbers: *Icriodus* sp. n. A (bed 63), *Ozarkodina excavata* (bed 63, 64), *Ancyrodelloides omus* and *Ozarkodina wurmi* (bed 64). Further investigations may supplement this so far incomplete data.

Chitinozoans are numerous (up to 30 specimens per gram of rock) but rather slightly diversified in all fifteen samples collected in the last 24 metres of the upper Lochkovian sequence. *Eisenackitina bohémica* and *Gotlandochitina ramosus* are successively dominant: the former is very well represented from bed 1 to bed 54, the latter is the most common chitinozoan from bed 62 to bed 80. Some taxa seem to be restricted to one bed (*Calpichitina* sp. in bed 77, *Cingulochitina* sp. in bed 65), while others appear in different samples (e. g. *Eisenackitina* cf. *cupellata* from bed 21 to bed 77, *Margachitina catenaria tenuipes* in beds 62, 63, 65 and 77. *Eisenackitina elongata* (beds 10/11 and 15), *Eisenackitina* sp. A (bed 21) and *Margachitina catenaria catenaria* (bed 21) seem to be restricted to the lower part of the interval studied. A special attention should be paid to *Urnochitina* sp. A in beds 62, 65 and 70, as this form is closely related to *Urnochitina urna*, the index chitinozoan from the Pridolian.

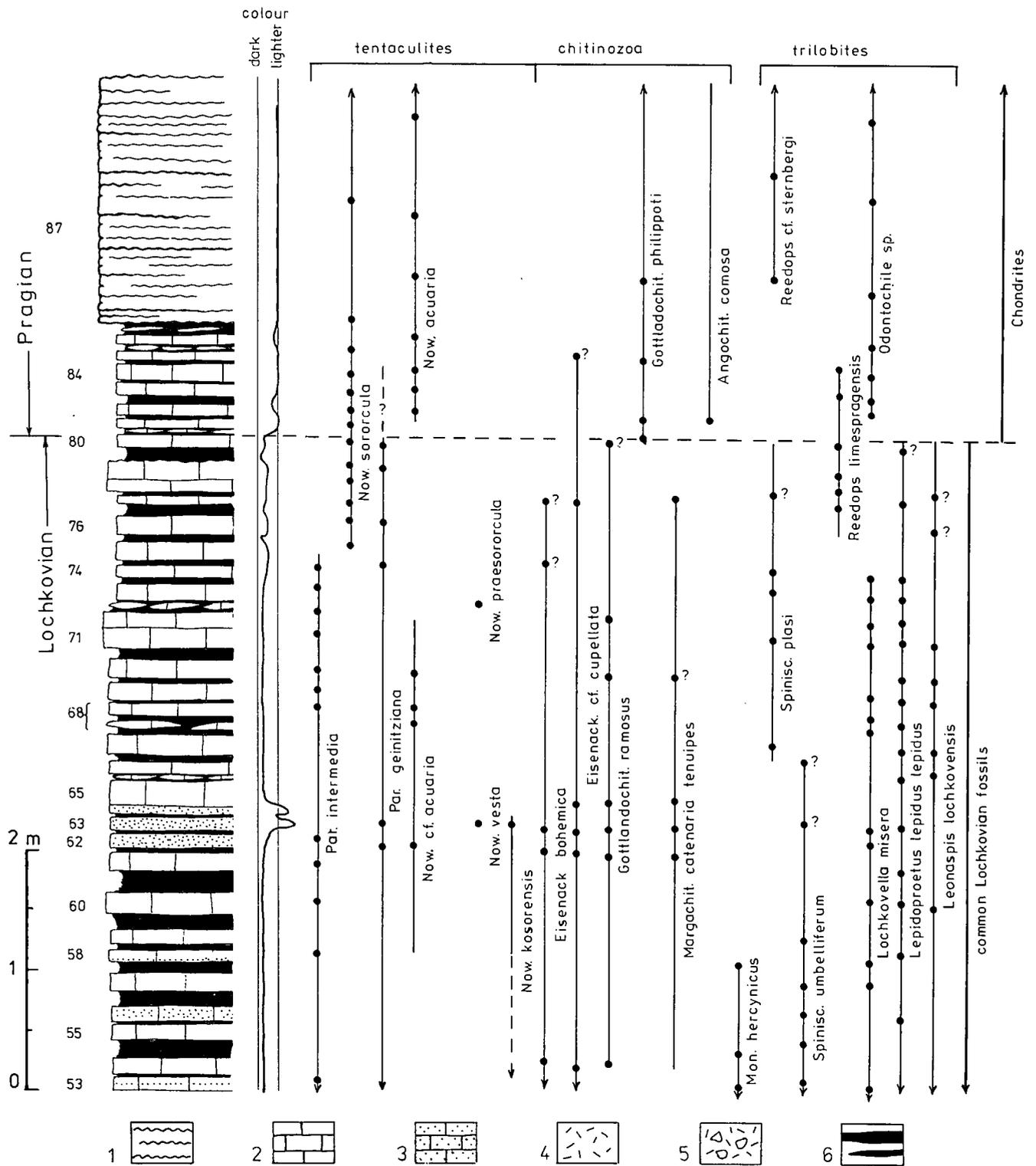


Fig. 3: Černá rokle near Kosoř, diagrammatic section of the Lochkovian-Pragian boundary interval. 1 = grey micritic limestones; 2 = dark grey and grey microsparitic limestones; 3 = lighter sparitic limestones; 4 = coarser biotrital and sparitic limestones; 5 = brecciose layers; 6 = calcareous shales. In diagrams of occurrences: ● = occurrence proved; full line = occurrence expected; dashed lines = occurrence not certain.

Within the upper Lochkovian interval exposed, the tentaculite limestone constituting bed 62, two layers of markedly lighter-grey and coarser biosparitic limestone of the "Kosoř type" (beds 63 and 64) and the very fine-grained up to micritic dark bed 65 may serve as lithologic marker beds.

The base of the Pragian sequence, as defined by ČHLUPÁČ (1969) according to the original definition of the boundary in 1958 (Prager Arbeitstagung 1960, p. 510), begins with lighter grey micritic *Chondrites*-bearing limestones with thin intercalations of grey and greenish-brown calcareous shales. The characteristic

nodular structure is well developed from the thicker bank 87 upwards.



Fig. 4: Detail of the Lochkovian-Pragian boundary interval at Černá rokle near Kosof. 80 = topmost Lochkovian bed; 81–84 = lowermost Pragian beds.

In contrast to the underlying Lochkovian rocks, all limestones and shales contain common *Chondrites* burrows, the limestones are markedly fine-grained (micritic) and lighter in colour. Lamination is absent in limestones and bedding planes are irregular, often knobby. All these are characteristic features of the Dvorce-Prokop Limestone. In spite of the clear lithological difference, the Lochkovian-Pragian boundary drawn between beds 80 and 81 shows no traces of erosion or of a break: the upper and lower limits of the boundary shale interbed 80/81 are unsharp and the boundary beds, traceable in the outcrop, show an absolutely concordant position.

It should be also noted that micritic limestones similar in lithology with that of the Pragian base, appear as fillings of some nautiloid shells already in several uppermost Lochkovian beds – a testimony that the lithology of the Dvorce-Prokop Limestone is merely due to mechanical factors (e. g. decrease of current activity) and not a result of a drastic and immediate change of environment. This is also apparent in biostratigraphic data, namely in some persisting fossils.

From the biostratigraphic viewpoint, the Lochkovian-Pragian boundary is less expressed especially in tentaculites: The dominating *Nowakia sororcula* survives from the topmost Lochkovian into the lowest Pragian in a great abundance, whilst *Paranowakia geinitziana* shows a marked decline. Typical large specimens of *Nowakia acuaria* appear close above the Lochkovian-Pragian boundary (bed 82 etc.), but the presence of *N. acuaria* s. lat. cannot be excluded even in the topmost Lochkovian.

Trilobites show a marked change at the boundary in the section studied: *Odontochile* starts to develop vigorously (first found in bed 82), and the same is true of the large-eyed representatives of *Reedops*, e. g. *R. prospiciens*, *R. cf. sternbergi* a. o. *Reedops limespragensis* persists from the topmost Lochkovian into the lowest Pragian (last found in bed 84).

Whilst some *Hercynella* species and reported brachiopods continue, the other and characteristic Lochkovian benthic fauna is replaced by different, although commonly allied forms; this also concerns the majority of determinable nautiloids, hyolithids, phyllocarids etc.

Among fishes, *Machaeracanthus bohemicus* persists (found in bed 73 and at different levels of the Pragian sequence exposed).

A characteristic lower Pragian trilobite fauna has been found in the higher part of bank 87 and in the overlying few meters: *Odontochile hausmanni*, *O. sp. cf. cristata*, *Reedops prospiciens*, *R. cf. sternbergi*, *Phacops (Prokops) hoeninghausi*, *Cheirus (Pilletopeltis) albertii*, *Crotalocephalina gibba*, *Decoroproetus concentricus*, *Dicranurus monstrosus*, *Platyscutellum formosum formosum*, accompanied by other common fossils of the Dvorce-Prokop limestone including *Kralovna sp.*, *Panenska sp.*, *Eoglossinotoechia cacuminata*, *Dalejodiscus subcomitans*, *Leptochonetes tardus*, rugose and auloporid corals and common tentaculites *Nowakia acuaria*.

The lowest part of the Pragian Dvorce-Prokop Limestone seems to be almost barren of conodonts. According to SCHÖNLAUB (in CHLUPÁČ et al., 1980), *Icriodus cf. steinachensis* and *Pelekysgnathus serratus* start at a level some 40 m above the base. In the lowest part of the Pragian sequence only single cones of *Belodella* type were found (they straddle the Lochkovian-Pragian boundary).

Chitinozoans are less common than is the case in the upper Lochkovian (1 to 4 specimens per gram of rock). *Gotlandochitina philippoti* and related forms dominate in the first two metres of basal Pragian (beds 81, 85/86 and 87). This species, however, is present already in the topmost Lochkovian bed 80 and its occurrence cannot be excluded even in previous beds. A few specimens tentatively referred to *Eisenackitina bohémica* and *E. cupellata* are still present in interbed 85/86. In spite of the very low abundance of chitinozoans in bed 81, the occurrence of *Angochitina comosa* is to be pointed out.

2.2. Třebotov – Solopysky

This locality is situated SW of Prague, about 600 m SW of the village of Třebotov, W of Solopysky. It is one of the row of natural outcrops on the left bank of the Brook Švarcava. The outcrop of the Lochkovian-Pragian boundary beds is located in the upper part of the steep rocky slope, in the NW flank of the local complex anticlinal structure. The section was formerly studied by CHLUPÁČ (1953: 290–291, 1957: 376).

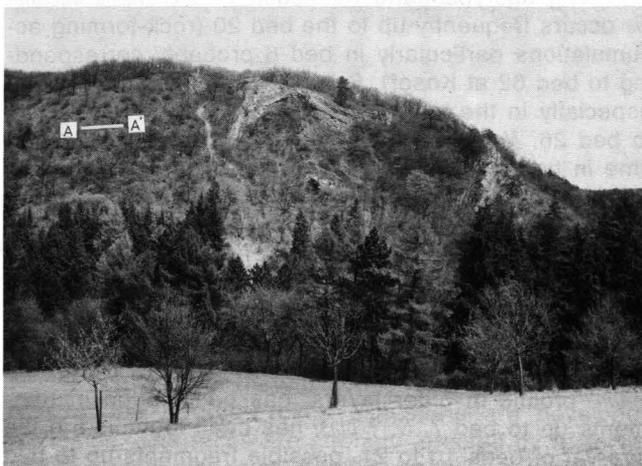


Fig. 5: Anticlinal structure in the Lochkovian strata in the Švarcava Valley S of Třebotov. Interval of the Lochkovian-Pragian boundary beds studied designated in the left part (A–A').

The Lochkovian is here developed as the Radotín Limestone (thickness about 60 m), the total Pragian sequence as the Dvorce-Prokop Limestone (about 100 m thick). The interval studied in detail comprises the last 6 m of the Lochkovian and first 6 m of the Pragian sequence (figs. 5–7).

The topmost Lochkovian consists of dark-grey platy microsparitic and sparitic limestones alternating with intercalations of calcareous mudstones in intervals 5–15 cm (lithology is similar to the Kosoř section but sparitic layers are more frequent). As a lithologic marked bed may serve the bed 7 – lighter coloured sparitic limestone (18 cm thick) which most likely corresponds to bed 63 at Kosoř.

Common upper Lochkovian fauna found in many beds of the uppermost Lochkovian interval studied includes *Lepidoproetus lepidus lepidus* (very frequent), *Scharyia angusta*, *Ranunculoproetus heteroclytus*, *Leonaspis lochkovensensis*, *Otarion novaki*, *Crotalocephalina chlupaci*, "Orthoceras" *deletum*, *Parakionoceras* sp., *Orthotheca intermedia*, *Areostrophia interjecta* (very frequent in some layers), *Plectodonta mimica*, *Rugoleptaena zinkenii*, *Raphistomina tarda*, *Neklania* div. sp., *Panenka* div. sp., *Conocardium aptychoides* etc. (assemblage identical with that of Kosoř section).



Fig. 6: Section S of Třebotov, detail of the Lochkovian-Pragian boundary interval. 26 = topmost Lochkovian bed; 27–31 = layers of the Dvorce-Prokop Limestone, lowest Pragian.

Among dacryoconarid tentaculites, *Paranowakia intermedia* occurs frequently up to the bed 20 (rock-forming accumulations particularly in bed 6 probably corresponding to bed 62 at Kosoř). *P. geinitziana* has been identified especially in the interval of beds 13–22, fragments up to bed 26. *Nowakia sororcula* has been found for the first time in bed 21 and continues across the boundary upwards into the lower Pragian. *Nowakia* cf. *acuaria* is sporadic (beds 11, 12, 26 etc.), characteristic specimens of *N. acuaria* appear as late as in the earliest Pragian. The new species *Nowakia gemina* LUKEŠ derives from the level 2,8 m below the Pragian base.

Trilobites show some differences in occurrence analogous to those assessed at Kosoř: *Spiniscutellum umbelliferum*, prolific in older layers, has been found in fragments up to bed 7, *S. ? plasi* has been identified in the interval of beds 10 to 21, possible fragments up to bed 25. Rather common *Lochkovella misera* continues up to bed 21; starting with 22 it seems to be replaced even in this section by *Reedops limespragensis*. *Ceratonurus* sp. n.

comes from beds 23 and 24 (oldest representative of the genus so far reported).

Among other fossils, *Hercynella paraturgescens* = *radians* is abundant in the topmost Lochkovian (first found in bed 9) and continues in markedly decreasing abundance in the lowermost Pragian layers. A large fin-spine of *Machaeracanthus bohemicus* comes from bed 19.

Chitinozoans are extremely abundant (up to 700 specimens per gram of rock) in the last 5 metres of the upper Lochkovian. From bed 1 to bed 13 the assemblages are dominated by two groups of species, namely *Gottlandochitina ramosus* and *Eisenackitina bohémica* complex. Typical *E. bohémica* are extremely numerous in bed 13 which represents their last occurrence in the processed material. *E. cf. cupellata* has been recorded in beds 5 and 7. Very rare *Urnochitina* sp. A. (bed 1) and *Margachitina catenaria tenuipes* (bed 7) occur in the lower part of the interval studied. The abundance of chitinozoans decreases in the topmost Lochkovian beds and the assemblages are frequently monospecific. However, in some cases, subordinate taxa such as *Calpichitina* sp. (beds 22 and 24), *Margachitina catenaria tenuipes* (bed 25) or a few representatives of *Eisenackitina* ? are associated with the dominating *Gottlandochitina ramosus*.

Conodonts were so far not studied in the section described.

The Lochkovian-Pragian boundary shows the same character as at Kosoř: The last microsparitic up to micritic dark-grey layer 26 which evidently terminates the Lochkovian sequence, is overlain by a very thin shale interbed (1 cm) followed by somewhat lighter micritic limestone with *Chondrites* burrows, agreeing in lithology with the Dvorce-Prokop Limestone, the concordant position being evident.

The Pragian Dvorce-Prokop Limestone is in the lowest 40 cm still platy (persisting structures of the Radotín Limestone), the characteristic nodular structure appearing first in beds above this interval.

The lower part of the Dvorce-Prokop Limestone is less fossiliferous: *Reedops sternbergi* has been found about 1 m above the base and the typical *Nowakia acuaria* at the same level (continues upwards).

Chitinozoans: Of the seven samples collected in the lowermost Pragian (first 230 cm), only one level is barren (36–42 cm above the Lochkovian-Pragian boundary). The genus *Gottlandochitina*, mainly *G. philippoti*, is still predominating up to one metre above the Pragian base. However, the poor preservation of chitinozoans in beds 28 and 29 does not allow precise identification of all these *Gottlandochitina*. Very few *Angochitina comosa* occur for the first time one metre above the Lochkovian-Pragian boundary. In the two next samples processed (180 and 225–230 cm above the boundary), *A. comosa* is the only component of the chitinozoan assemblage.

2.3. Praha – Velká Chuchle (Přidolí)

The Lochkovian-Pragian boundary beds are well exposed on the N slope of the valley between Velká Chuchle and Slivenec in the S part of Prague, especially in a disused quarry near the street V dolích (Přidolí) and in adjacent outcrops. The Lochkovian and lower Pragian strata, formerly described by CHLUPÁČ (1953: 283–285), form here a synclinal structure and the sect-

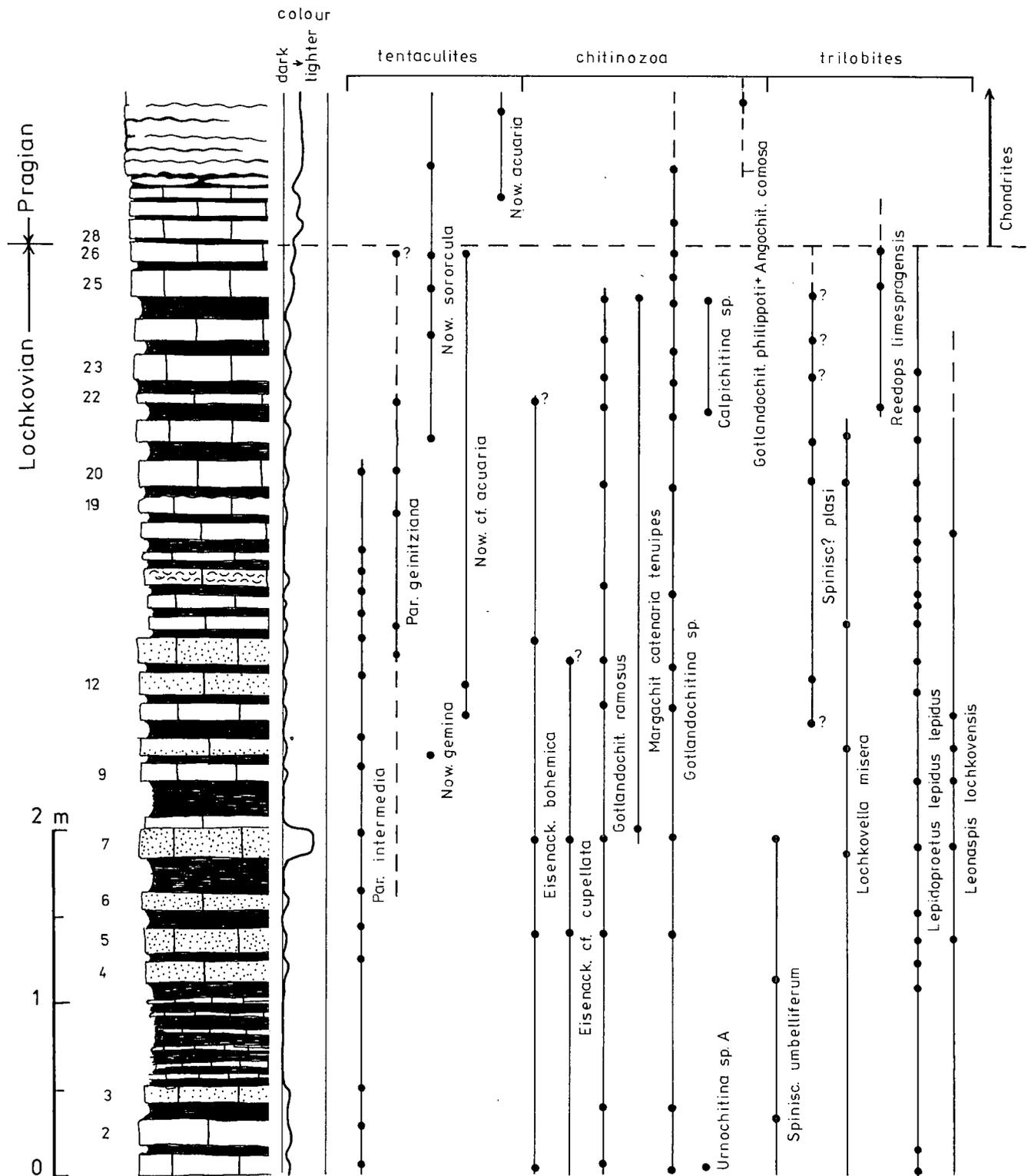


Fig. 7: Třebotov – Solopysky, Švarcava Valley, diagrammatic section of the Lochkovian-Pragian boundary interval. Legend as in fig. 3.

ion studied in detail is situated in the western flank, face wall of the former quarry (fig. 8).

The topmost Lochkovian is developed as well-bedded platy limestones with subordinate dark shale layers. Compared with the Kosoř and Třebotov sections, the proportion of coarser organic detritus is markedly greater and the colour lighter; in general, light-grey sparitic limestones with cherts predominate in the last Lochkovian metres studied. The lowest Pragian

shows here also a marked biotrital influx and particularly in the lowest 150 cm light grey biosparitic limestones prevail over the biomicritic. The typical grey micrites of the Dvorce-Prokop Limestone are developed higher up. The rocks are strongly affected by tectonics and the preservation of megafossils is less favourable.

A characteristic topmost Lochkovian trilobite fauna has been found in the last thicker light-grey sparitic bed of the Lochkovian sequence, just below the thin darker

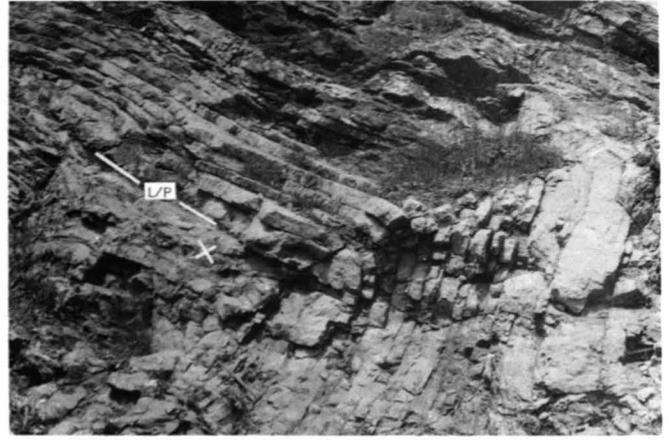
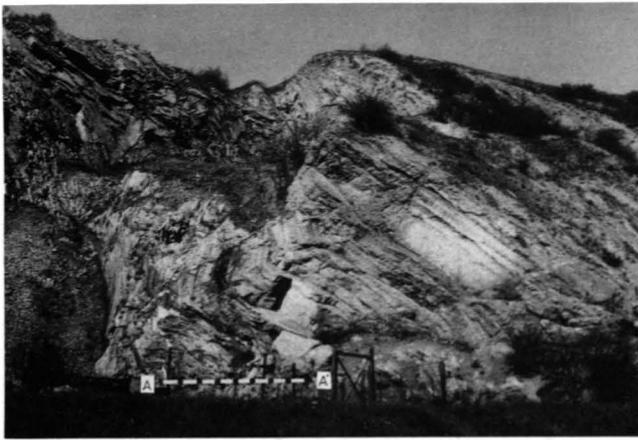


Fig. 8: Old quarry at Praha-Velká Chuchle (Přídolí) showing the upper Lochkovian and lower Pragian sequence. Interval of the Lochkovian-Pragian boundary studied in detail designated on the left (A-A').

Fig. 9: Praha – Velká Chuchle (Přídolí), detail of the Lochkovian-Pragian boundary interval. X = last Lochkovian bed with common fossils, L/P = inferred Lochkovian-Pragian boundary.

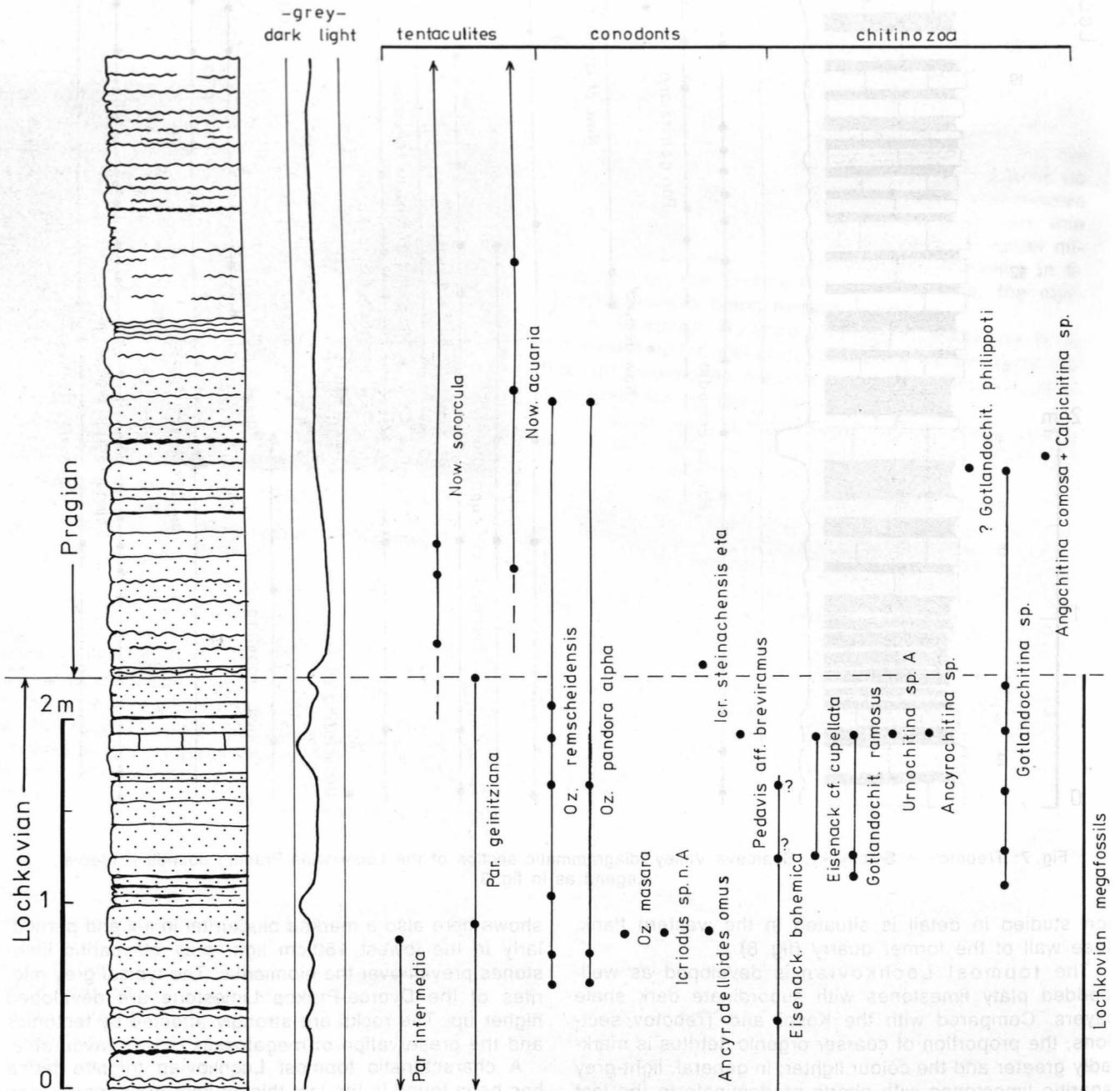


Fig. 10: Praha – Velká Chuchle, old quarry at Přídolí, Lochkovian-Pragian boundary interval. Legend as in fig. 3.

coloured knobby bed constituting the inferred Lochkovian-Pragian boundary (fig. 10): *Spiniscutellum ? plasi* (common), *Leonaspis lochkovens*, *Lepidoproetus lepidus lepidus*, *Ranunculooproetus heteroclytus* a. o. Characteristic lower Pragian trilobites collected in the lowest 10 m of the Dvorce-Prokop Limestone sequence include *Odontochile hausmanni*, *Reedops sternbergi*, *R. prospiciens*, *R. cephalotes*, *Crotalocephalina gibba*, *Phacops (Prokops) hoeninghausi* and *Platyscutellum formosum formosum* (fossils collected particularly by Mr. P. BUDIL).

Among tentaculites, *Paranowakia intermedia* starts about 20 m below the upper Lochkovian boundary and persists up to the level about 150 cm below the Pragian base. *P. geinitziana* has been identified still in the last 120 to 150 cm of the Lochkovian sequence, but its occurrence slightly above this interval cannot be excluded. *Nowakia sororcula* is in the section studied concentrated in the lowest few metres of Pragian; the coarser detrital character of the topmost Lochkovian layers might have negatively affected its preservation in this part of the section. Characteristic specimens of *Nowakia acuaris* have been found 50 cm above the inferred Pragian base and their occurrence continues upwards.

Conodonts were studied from an interval approximately 2 m below and above the presumed Lochkovian-Pragian boundary. 15 samples yielded fairly rich and diversified conodonts. Beside the long ranging taxon *Ozarkodina excavata excavata* and the single cone genera *Belodella* and *Neopanderodus*, the following index conodonts occur:

- *Ozarkodina remscheidensis* (almost in all samples up to 1,5 m above the boundary),
- intermediate morphotypes of *Oz. remscheidensis* and *Oz. pandora* alpha-morphotype (1,6 m below up to 1,5 m above the boundary),
- *Ancyrodelloides omus* (1,3 m below the boundary),
- *Icriodus* sp. n. A (1,3 m below the boundary),
- *Icriodus steinachensis* eta-morphotype (0,1–0,2 m above the boundary),
- *Pedavis* sp. aff. *breviramus* (0,2 m below the inferred Lochkovian-Pragian boundary).

From 19 samples processed for a research of Chitinozoa, ten were barren and others provided poor assemblages (1 to 4 specimens per gram of rock). *Gotlandochitina* (poorly preserved *G. ramosus* and related forms) is the most abundant chitinozoan in the uppermost Lochkovian of this section. A few *Eisenackitina* (*E. bohémica* and *E. cf. cupellata*) are also present (180–190, 100–105, 60–70 and 36–44 cm below the presumed upper Lochkovian boundary), *Urnochitina* sp. A was found 36–44 cm below the boundary. The lowermost Pragian is unfavourable for the chitinozoans in the section studied. Except for a sample collected 115–120 cm above the inferred Lochkovian-Pragian boundary, which has yielded numerous *Angochitina comosa*, the other samples were devoid of chitinozoans or provided only fragmentary *Gotlandochitina* (85–95 and 110–115 cm above the Pragian base).

2.4. Cikánka quarry near Praha-Slivenec

Instructive outcrops of the Lochkovian-Pragian boundary beds are accessible in the proximity of the well-known Cikánka marble quarry, about 2 km SW of Praha-Slivenec, N of the Radotín valley. For a detailed



Fig. 11: Cikánka quarry near Praha-Slivenec, old quarry. L = topmost Lochkovian beds; S = base of the Pragian Slivenec Limestone, R = Řeporyje Limestone.

investigation, the sequence exposed in the old quarry Ve skále on the SW border of the large marble quarry has been selected (see figs. 11–13).

The Lochkovian sequence is here developed in a transitional facies between the Radotín and the Kotýs Limestones, i. e. mostly as fine to coarser-grained grey to light grey sparitic limestones with only subordinate and thin calcareous shale intercalations and laminae. In the topmost part of the Lochkovian sequence, the biotrital influx increases, the colour becomes markedly lighter, bedding surfaces knobby and the rocks acquire a character of the Kotýs Limestone. Well preserved shelly fossils are markedly less common than at Kosof and other localities in the Radotín Limestone, and broken fragments concentrated in some layers and laminae predominate, which all points to an increasing energy during sedimentation.



Fig. 12: The Lochkovian-Pragian boundary interval in the old quarry at Cikánka. L = topmost Lochkovian (beds 5–11), 12–17 = Slivenec Limestone (lowest Pragian).

In the section studied in detail, only the last 2 m of the Lochkovian sequence are exposed (fig. 12). They are represented by light grey sparitic, mostly crinoidal limestones, well sorted and recrystallized, forming beds 15–20 cm thick. Whilst the lowest accessible beds 1 to 5 are still platy and with even bedding planes (similar as in the underlying upper Lochkovian sequence exposed in the Cikánka marble quarry proper), the remaining uppermost Lochkovian beds (6 to 11) are markedly lighter in colour, with knobby bedding surfaces and only

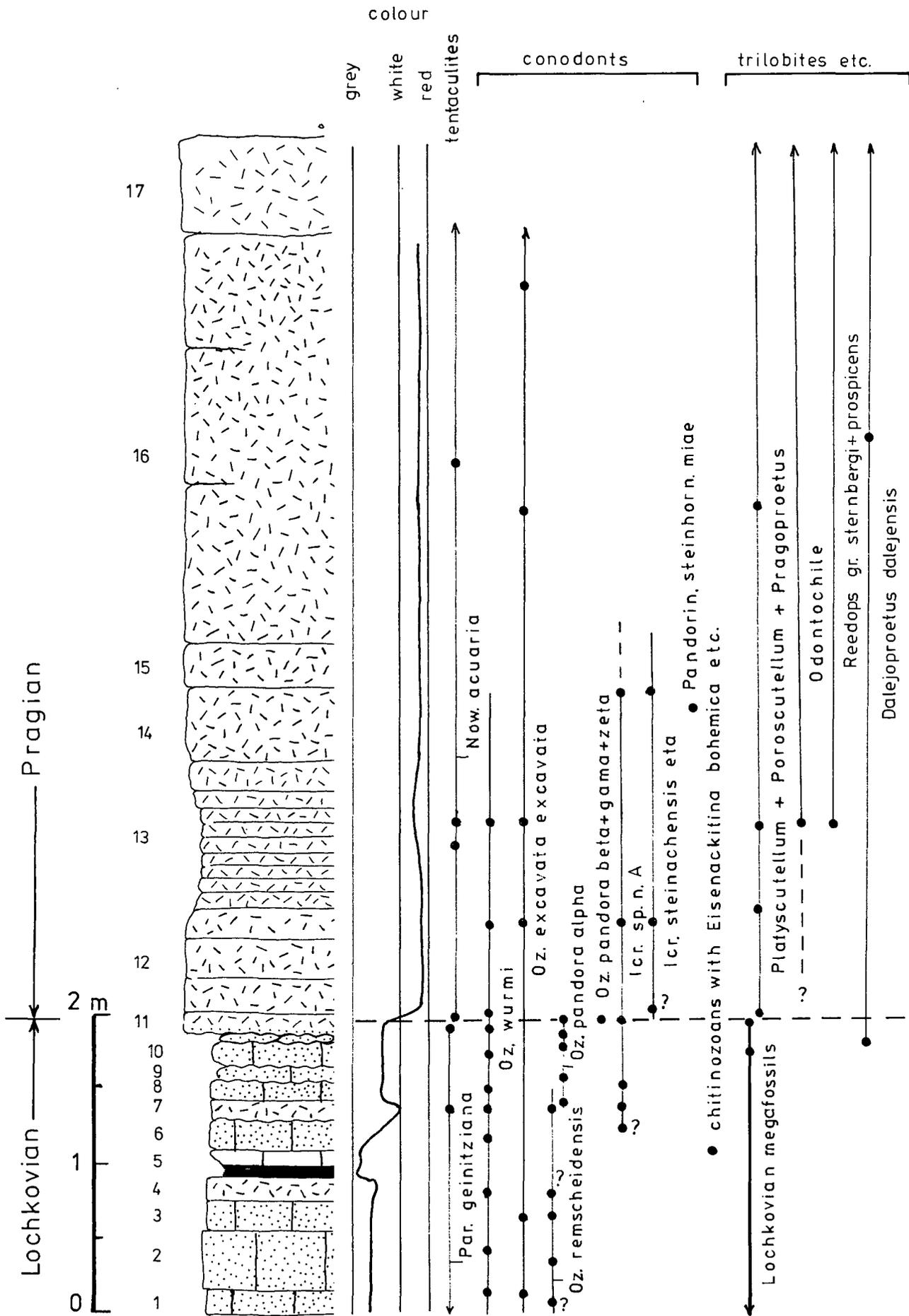


Fig. 13: Old quarry at Cikánka near Praha-Slivenec, Lochkovian-Pragian boundary interval. Legend as in fig. 3.

with very thin pelitic films, corresponding in lithology to the Kotýs Limestone developed particularly in the NW limb of the Barrandian.

As lokal marker beds traceable even in other outcrops in vicinity, may serve bed 5 – darker grey thin bedded laminated shaly dolomitic limestone, and bed 7 – light grey to whitish coarser biotrital layer with abundant megafossils of the topmost Lochkovian.

A rather rich uppermost Lochkovian fragmentary shelly fauna has been found especially in bed 7 (5–12 m thick): *Spiniscutellum? plasi* (common), *Lepidoproetus lepidus lepidus*, *Lochkovella misera*, *Leonaspis lochkovens*, *Otarion cf. novaki*, *Crotalocephalina chlupaci*, *Gravicalymene sp.*, *Paranowakia geinitziana*, fragments of bivalves (*Neklania*, *Panenka*), *Conocardium sp.*, *Eoglossinotoechia cacuminata*, *Rugoleptaena sp.*, *Cryptonella aff. melonica* (common), *Plectodonta mimica*, abundant atrypid brachiopods, platyceratid gastropods, crinoids and *Pleurodictyum* grown on crinoid stems. The last but one Lochkovian bed 10 yielded large specimens of *Neklania*, *Panenka* and *Hercynella* accompanied by other less common late Lochkovian elements.

A transitional Lochkovian-Pragian assemblage has been found in the bed 11: in its lower 5 cm thick part the Lochkovian elements still predominate such as *Lepidoproetus lepidus lepidus* and *Lochkovella cf. misera*, whilst in its upper part, 5 to 7 cm thick and reddish in colour, Pragian elements with *Platyscutellum formosum slivenecense*, *Poroscutellum sp.*, *Pragoproetus cf. pragensis* and *Reedops limespragensis* have been found. Rather rare tentaculites of bed 11 belong to *Paranowakia geinitziana* and *Nowakia acuaria*, the latter being found only in the upper part of the bed.

For conodont investigations, 14 samples were collected in the uppermost 3.3 m of the Lochkovian sequence, one sample from the boundary bed 11, and 8 samples from the lowermost 6 m of the Pragian. Conodont distribution is listed in fig. 13.

The lower samples up to the shale interbed 4/5 yielded long-ranging taxa such as *Ozarkodina wurmi*, *O. excavata excavata* and simple cones, mostly belonging to *Belodella* and *Neopanderodus*. In a sample taken 1.37 m below the interbed 3/4 a fragmentary specimen of *Ancyrodelloides* occurred and in bed 2 juvenile representatives of *Icriodus* were found.

A more diversified conodont fauna starts above the shale interbed 3/4, which clearly corresponds with data from the section at Velká Chuchle – Přídolí. Both *Icriodus sp. n. A* and *Ozarkodina pandora* alpha-morphotype make their appearance at this level. In bed 10 *Ozarkodina pandora* epsilon-morphotype occurs, in the boundary bed 11 various morphotypes of *Oz. pandora* appear, namely alpha, beta, gamma and zeta.

Chitinozoans were found only in bed 5 (darker micritic to microsparitic shaly laminated limestone), approximately 90 cm below the Pragian base, which yielded fairly abundant *Eisenackitina bohémica*, *Gottlandochitina ramosus(?)* and *Urnochitina sp. A*. The other components of the assemblage are a few specimens of *Margachitina catenaria tenuipes*, *Ancyrochitina sp.* and *Fungochitina sp.* The lithology of other beds in the Lochkovian-Pragian boundary interval seems to be unfavourable for the preservation of chitinozoans.

The lower Pragian sequence consists of the Slivenec Limestone: Thick bedded coarsely biotrital sparitic and in some layers also biomicritic crinoidal, prevalently rose-coloured limestones predominate, constituting the well-known decorative Slivenec Marble.

The megafauna, common in some layers, is mostly fragmentary, showing traces of redeposition. Among trilobites, the representatives of *Platyscutellum*, *Poroscutellum* and *Pragoproetus* are most characteristic: *Platyscutellum formosum slivenecense*, *Poroscutellum infaustum*, *P. expectans*, *Pragoproetus pragensis*, *P. menaniensis* a. o. accompanied by *Reedops prospiciens*, *R. cf. sternbergi*, *Metascutellum multiverrucatum*, *Dalejoproetus dalejensis*, *Bojocoryphe splendens*, *Odontochile sp.*, *Leonaspis cf. confluens*, *Otarion sp.* and common brachiopods *Eoglossinotoechia cacuminata*, *Rugoleptaena zinken*, *Dalejodiscus subcomitans*, *Leptochonetes tardus*, *Caplinoplia pragensis*, *Strophochonetes sp.*, *Kyrtatrypa sp.*, *Oglu sp.* (det. by V. HAVLIČEK) a. o. have been found in several layers within the lowest 4 m of the Slivenec Limestone (especially beds 13 and 16).

An abundant and less fragmentary fauna is contained in a red biomicritic layer near the upper limit of the Slivenec Limestone, in the transitional beds to the Řeporyje Limestone, about 12 m above the Pragian base: Apart from the species mentioned, also *Dicranurus monstrosus* (common), *Reedops aff. bronni*, *R. prospiciens* (common), *Odontochile hausmanni*, *O. cf. rugosa*, *Cheirurus (Pilletopeptis) albertii*, *Gravicalymene sp.*, *Orthonychia ex gr. bohémica*, cystoids *Bulbocystis mirus* (common), blastoids etc. occur here (fossils of this layer collected particularly by Dr. J. VANĚK).

Tentaculites of the whole sequence of the Slivenec Limestone are represented by the dominant *Nowakia acuaria*, other tentaculites being sporadic.

Conodonts of the bed 12 at the very base of the Pragian are represented by *Icriodus steinachensis* eta morphotype which has here its first appearance. *Icriodus sp. n. A* co-occurs at this level together with *Ozarkodina wurmi*, and *Oz. excavata excavata* (contained also in higher beds 13 and 14). In a conodont collection kindly provided by O. H. WALLISER, Göttingen, this distribution is confirmed: Sample W376 from the boundary bed (possibly close to 11) bears *Icriodus steinachensis* eta morphotype together with *Icriodus sp. n. A.*, whereas sample W180 from a level 2–3 m above the lower Pragian boundary yielded *Icriodus steinachensis* eta-morphotype.

In the section studied, the Slivenec Limestone attains a total thickness of 12.5 m. In its topmost part, it passes by increase of the micritic component and decrease of coarse organic detritus into the Řeporyje Limestone (red to brown micritic and microsparitic nodular limestones with *Chondrites*, total thickness 4–5 m), which, in turn, passes into a thick (more than 100 m) sequence of the Dvorce-Prokop Limestone exposed in close proximity.

2.5. Radotín Valley – Hvižďalka quarry

The large Hvižďalka quarry is situated on the S side of the Radotín Valley, W of the Lochkov cement plant, about 1 km N of the village Kosoř. The quarry exposes a more than 100 m thick sequence involving part of the upper Lochkovian and ending near the lower Zlíchovian boundary. The Lochkovian-Pragian boundary beds, studied here already at the beginning of the quarrying works (CHLUPÁČ, 1953: 288–290, text-fig. 2), are exposed at the present time on the E side of the quarry; the section investigated in 1982, is situated on the lowest floor of the quarry (due to quarrying works the outcrop is not permanent).

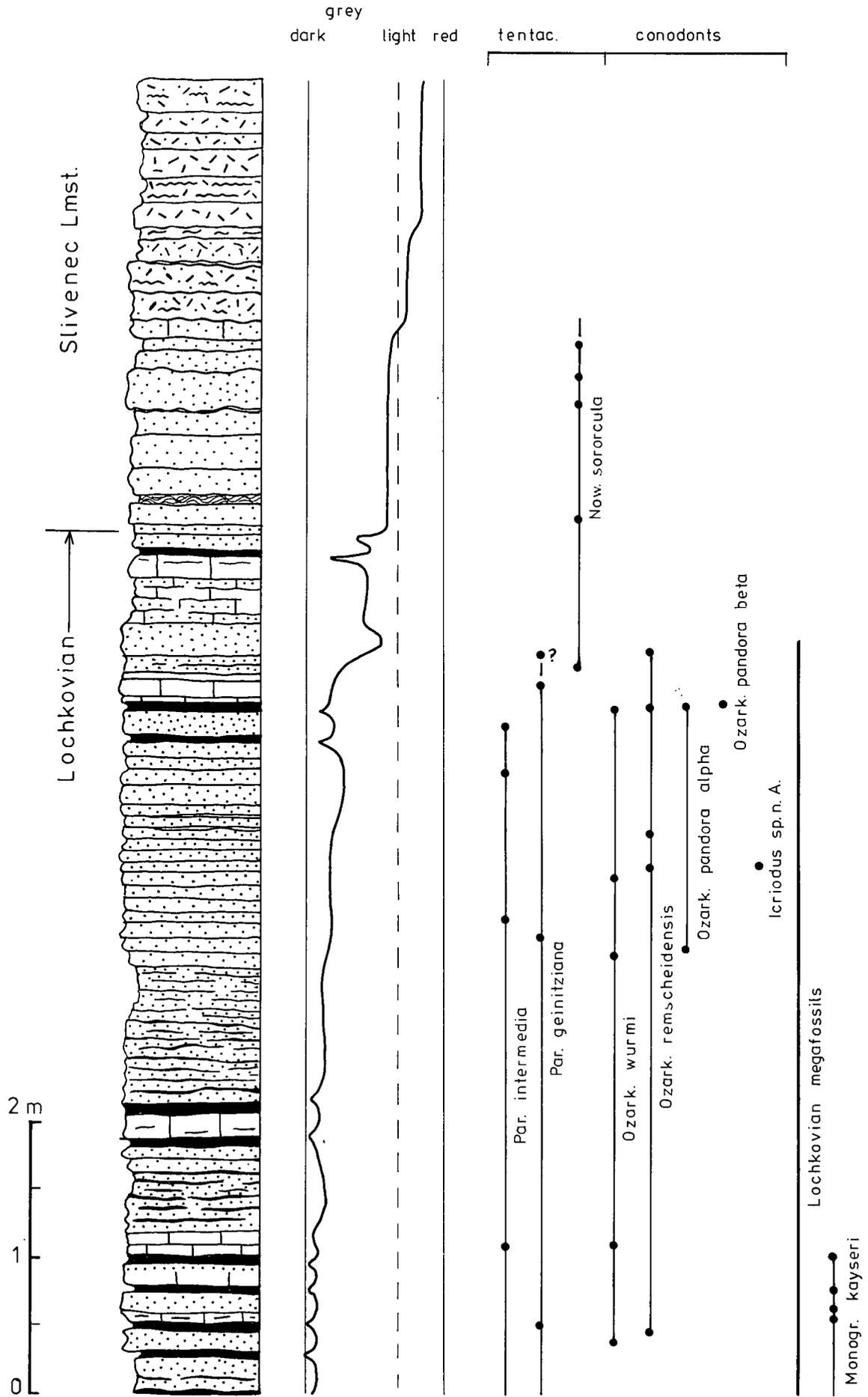


Fig. 14: Hviždalka quarry in Radotín Valley, Lochkovian-Pragian boundary interval. Legend as in fig. 3.

The upper Lochkovian shows here a similar development as in the Cikánka quarry but the proportion of calcareous shale interbeds is somewhat greater. Rather fine- to medium-grained dark grey bituminous and platy sparitic limestones of the Kosoř type with thin dark shale interbeds predominate in the topmost 6 m of the Lochkov Formation (fig. 14).

The shelly fauna is common but fragmental in this interval. Among trilobites, *Leonaspis lochkovens* and *Lepidoproetus lepidus lepidus* are prolific. *Spiniscutellum umbelliferum* has been found up to 4 m below the top, and a specimen of *S. ? plasi* 1.5 m below the top. *Aerostrophia interjecta* is particularly common in the interval 1.8 to 2.4 m below the top. Shale interbeds with common graptolites *Monograptus kayseri* and *Monograptus* sp. constitute a local marker interval 4.8 to 5.1 m below the top of the Lochkov Formation.

A light grey 20 cm thick layer of biotrital limestone 63 to 83 cm below the top may serve as a local lithologic marker bed (it probably corresponds to bed 7 in the Cikánka quarry section). Layers of dark grey markedly fine-grained microsparitic up to micritic limestones 100–120 cm below the top are most likely equivalent to layer 5 at Cikánka.

A marked change in colour is noticeable above the darker grey limestones of the Kosoř type and this level is interpreted as the inferred upper limit of the Lochkov Formation. Despite the lighter coloured layers within the uppermost part of the Kosoř Limestone sequence, this change of colour is prominent, and the succeeding light-grey sparitic limestone layers with knobby bedding surfaces and greenish clayey laminae constitute a distinct transitional interval, here 160 to 220 cm thick, below the Slivenec Limestone proper. Determinable and stratigraphic important megafossils have not been found within this part of the section.

Above the light-grey interval, a coarser bioclastic influx is perceptible and the markedly increasing amount of red crinoidal debris is characteristic, being accompanied in some layers also by an increase of micritic component. This interval, 6 m thick at the lower floor of the quarry and markedly decreasing in thickness westwards, constitutes the lower Pragian Slivenec Limestone. Whereas fossils are not readily obtainable in fresh and hard rocks, fauna collected in proper vicinity of the quarry demonstrates the Pragian age (e.g. *Platyscutellum formosum slivenecense*, *Reedops* ex gr. *sternbergi* etc).

Upwards, the biomicritic component increases and the Slivenec Limestone passes into the red micritic and nodular Řeporyje Limestone (thickness 1,5 to 5 m in the quarry) and this, in turn, into a sequence of grey micritic Dvorce-Prokop Limestone constituting the remaining part of the Pragian (thickness more than 100 m).

The Hviždalka section yielded common tentaculites, mainly in the upper Lochkovian: *Paranowakia intermedia* has been identified up to the level 130 cm below the marked colour change from dark to light-grey limestones; *P. geinitziana* was prolific in the upper Lochkovian up to the level about 1 m below the colour change. *Nowakia sororcula* is common in the last metre of the limestones of the Kosoř type, passes the colour change and continues in the Slivenec Limestone being found even in the lower part of the Dvorce-Prokop Limestone exposed. Typical specimens of *Nowakia acuaria* were identi-

fied in the Slivenec and all overlying limestones of the Pragian age.

Conodonts were so far investigated in the topmost part of the Lochkov Formation (Kosoř Limestone) only, i. e. in the last 6 m: *Ozarkodina wurmi* and *O. remscheidensis* occur in the whole interval studied, *O. pandora* alpha morphotype up to the level 3.25 m below the colour change, *O. pandora* beta morphotype in the sample 5.0 to 5.10 below the colour change, and *Icriodus* sp. n. A in the sample 3.65–3.80 m below the top of dark grey limestones.

Chitinozoans were so far not investigated in the Hviždalka section.

2.6. Oujezdce quarry near Suchomasty

This locality is situated at the SW edge of the Devonian outcrops of the Barrandian area, in the S flank of the flat syncline called the "Koněprusy Devonian". The Lochkovian-Pragian boundary beds are well exposed in the old Oujezdce quarry about 1,5 km NE of Suchomasty, between the Bukoš-Koněprusy highway and the elev. point 447 (Újezd hill). The eastern part of the quarry was figured by HORNY (1960: pl. 4, fig. 2).

The Lochkovian-Pragian boundary beds (fig. 15) are developed in a shallow water and biotrital facies – Kotýs Limestone in the Lochkovian, and the Vinařice Limestone in the lowest Pragian. The stratigraphic situation is here analogous to that studied in old quarries near Vinařice (CHLUPÁČ, 1953: 300–301), no more accessible (covered by debris from the active Homolák quarry).

The upper Lochkovian, developed as the typical Kotýs Limestone, consists of grey to light-grey sparitic limestones with knobby bedding surfaces and only very slight influx of clayey material concentrated in slight films between individual layers. These rocks constitute the prevalent part of the northern face of the quarry and are exposed at a thickness about 15 m. The megafossils are fragmentary and rare; only *Leonaspis* cf. *lochkovens*, *Decoroscutellum* sp., *Coniproetus* (*Tropiconiproetus*) *eurysthene*s (first find in the Lochkovian), *Lepidoproetus* cf. *lepidus*, *Otarion* sp., chonetid brachiopods were found in the interval of 4–6 m below the top. The facies is not favourable for microfossils: among conodonts only long-ranging forms (e.g. *Ozarkodina excavata excavata*) were found and the same is true on chitinozoans (only *Eisenackitina bohémica* identified in a sample collected 3.5 m below the inferred lower Pragian boundary).

A marked lightening of the colour is observable about 14 m from the base of the outcrop; the limestones become light-grey to white, the films of clayey material greenish, the knobby surface of beds is less expressed, and the amount of coarser bioclastic material is increasing towards the top, including rose-coloured crinoidal segments. This interval (about 6 m thick) is very poor in fossils and only *Leonaspis* sp., rugose corals and orthoconic nautilids have been found.

In the topmost beds exposed (from about 20 m above the base of the section exposed), an influx of markedly coarser bioclastic and finer micritic material is well traceable. The colour becomes light-grey with rose-coloured partings and spots and the whole character of the rock points to the Vinařice Limestone of the lower Pragian. These beds contain already at the base a rich lower Pragian megafauna, namely trilobites *Platy-*

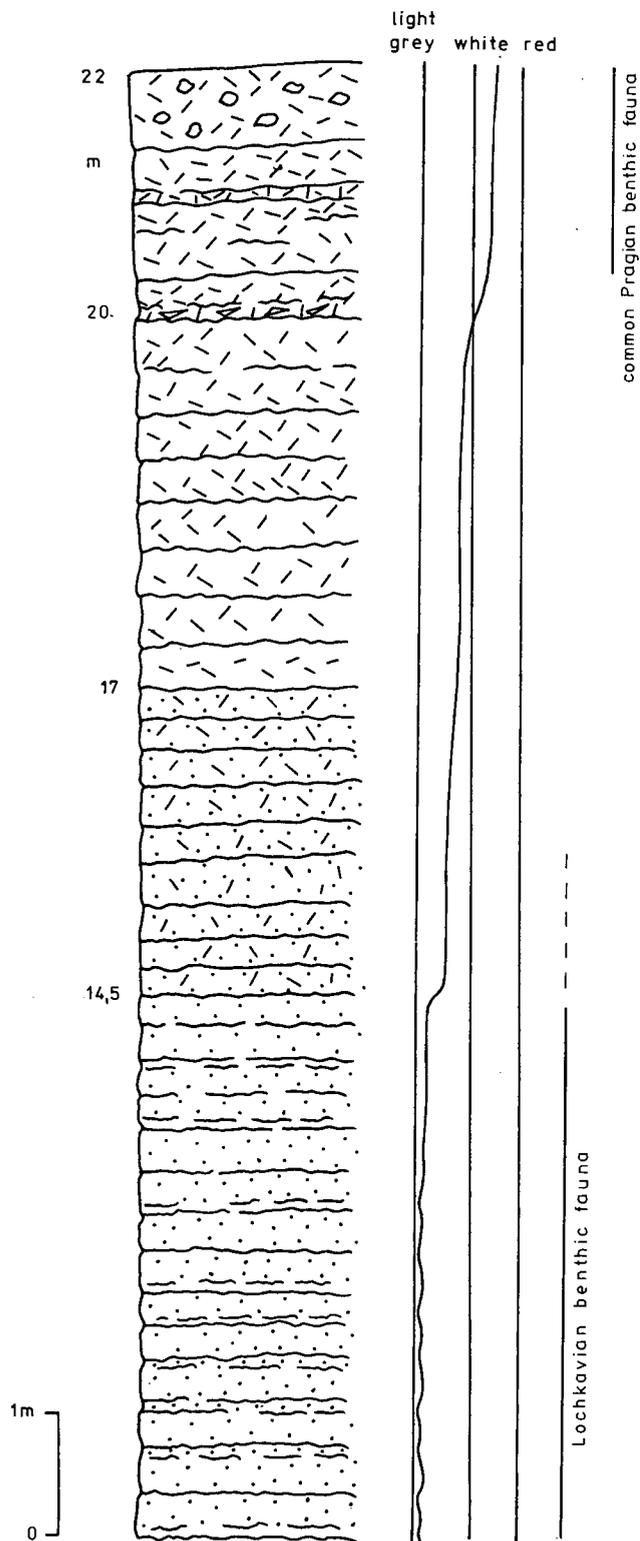


Fig. 15: Oujezdce quarry near Suchomasty, Lochkovian-Pragian boundary interval. Legend as in fig. 3.

scutellum ex gr. viator (common), *Metascutellum pustulatum*, *Poroscutellum* sp., *Pragoproetus menaniensis*, *Coniproetus* sp., *Dalejoproetus dalejensis*, (cf. subsp. *lokuston*), *Lepidoproetus diademifer*, *Gerastos* (*Longiproetus*) *confusus*, *Crotalocephalina globifrons*, brachiopods (kindly determined by V. HAVLÍČEK) *Eoglossinotoechia cacuminata* (common), *E. surgens surgens*, *Stenorhynchia pseudolivonica*, *Sieberella sieberi*, *Sieberella* sp., *Clorinda* sp., *Howellella konieprusensis*, *Myriospirifer myriofila*, *Kyrtatrypa canalibalda* (common), *Oglu* sp., *Resserella* sp.,

Tastaria lenis, *Pholidostrophia lunetta*, *Strophonella* cf. *bohemica*, *Leptaena goldfussiana*, *Caplinoplia pragensis*, *Dalejodiscus* sp., rugose corals, fenestellid bryozoans, *Pleurodictyum* sp. and others. Crinoids are the most common rock-forming organisms and their common and well preserved roots suggest the autochthony of at least part of the benthic fauna; a crown of *Kerrycrinus graciosus* PROKOP (det. by R. PROKOP) was found on the weathered surface of the limestone.

Higher beds are not exposed in the Oujezdce quarry, but in its proximity a rather thick (about 50 m) sequence of the Vinařice Limestone passes gradually upwards and laterally into the white reefal Koněprusy Limestone, the total thickness of the Pragian being up to 200 m.

3. Stratigraphic significance of some fossil groups in the Lochkovian-Pragian boundary beds of the Barrandian

(Fig. 16)

3.1. Dacryoconarid tentaculites

(Plate 1)

Dacryoconarid tentaculites are prolific in the platy limestones of the Radotín (and Kosof) Member of the Lochkovian and in different facies of the Pragian.

The index upper Lochkovian tentaculite zonal species *Paranowakia intermedia* occurs in the first few metres above the last layers with the older zonal index *Homoctenowakia bohemica*, and reaches its maximum development within the late upper Lochkovian. However, it does not reach the Lochkovian-Pragian boundary and its last specimens were found about 1 m below the Pragian base at Kosof and other sections studied.

Paranowakia geinitziana starts developing within the range of *P. intermedia* but it attains its acme-development within the very late upper Lochkovian close below the Pragian base. Its survival into the Pragian seems to be rather sporadic and in many cases problematical in the Barrandian sections studied.

Nowakia sororcula appears for the first time in the uppermost Lochkovian in beds with common *P. geinitziana*, close above the last finds of *P. intermedia*. *N. sororcula* continues in great abundance in the lowest Pragian; its general occurrence seems to be influenced by the facies of sediments (often concentrated in fine-grained microsparitic limestones, less common or absent in coarser bioclastic ones).

Nowakia acuarina – the most typical tentaculite of the Pragian – has been reported by BOUČEK (1964) already from the upper Lochkovian. Our collections confirmed the occurrence of similar forms designated provisionally as *Nowakia* cf. *acuarina* in upper Lochkovian beds jointly with *P. intermedia*. Typical and larger specimens of *N. acuarina* appear close above the Pragian base and continue upwards serving thus as a good Pragian index.

Some new taxa of dacryoconarid tentaculites have been found at different levels of the upper Lochkovian: *Paranowakia lochkoviana* and *P. grandis* above the last occurrences of *Homoctenowakia bohemica*, *Nowakia kosorensis*, *N. vesta* and *N. gemina* within the range of *P. intermedia* and *N. praesororcula* in the topmost part of the *P. intermedia* range-zone (LUKEŠ, 1985).

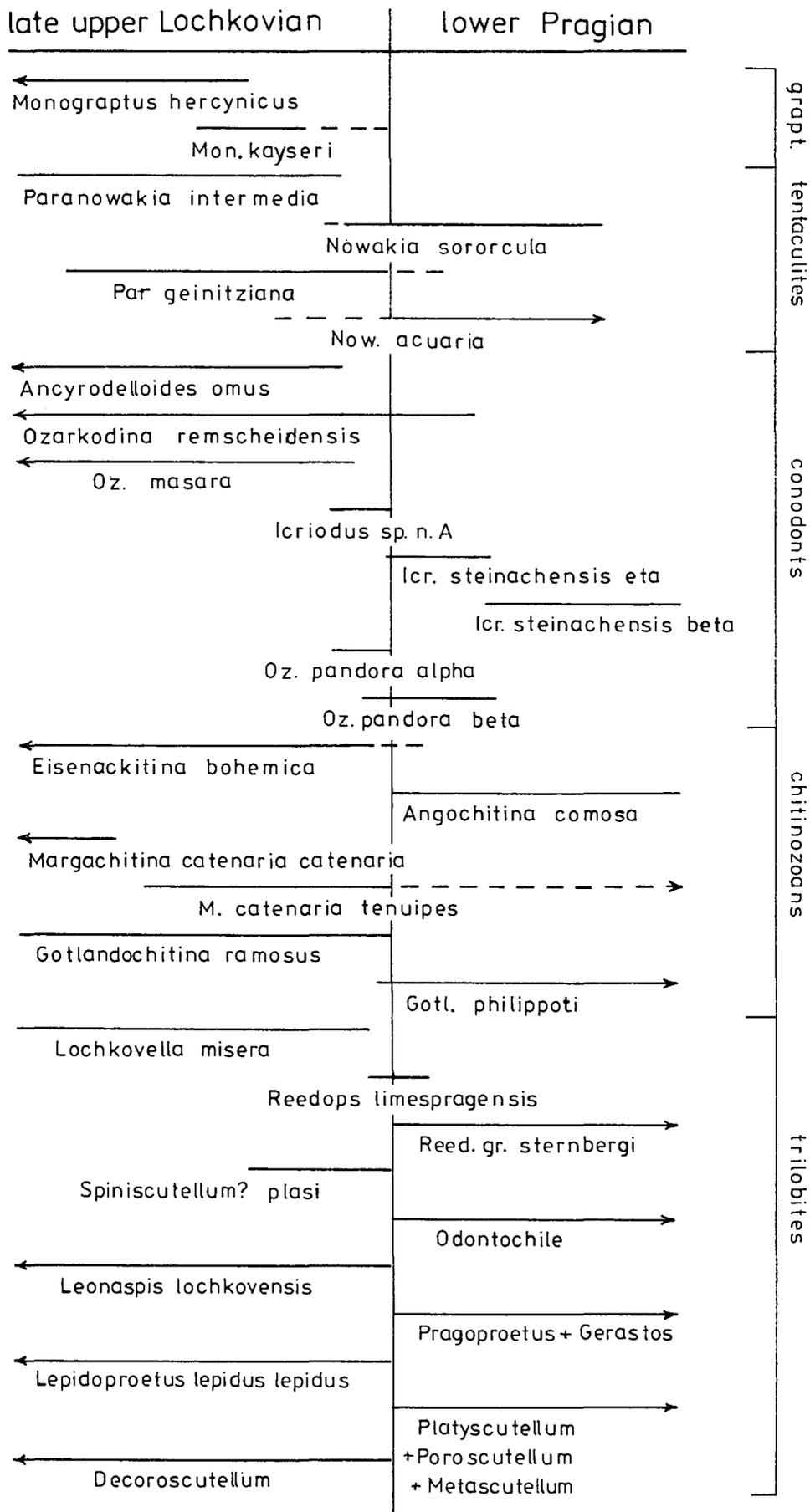


Fig. 16: Summarized occurrences of some fossils which may serve as auxiliary indicators of the Lochkovian-Pragian boundary or its proximity. About 20 m thick interval of the late upper Lochkovian and lowest Pragian involved, arrows indicate occurrences continuing in older or younger beds.

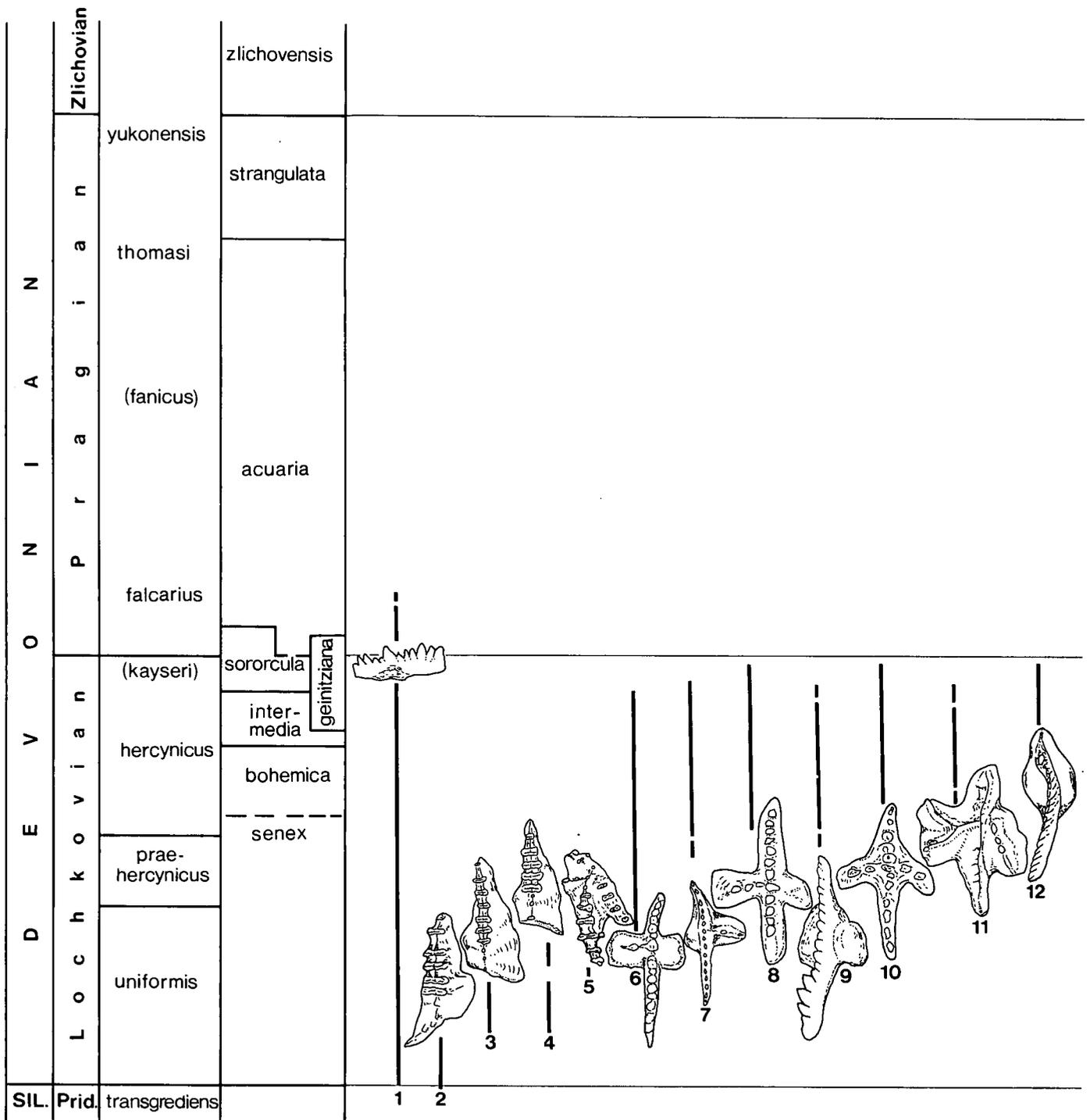


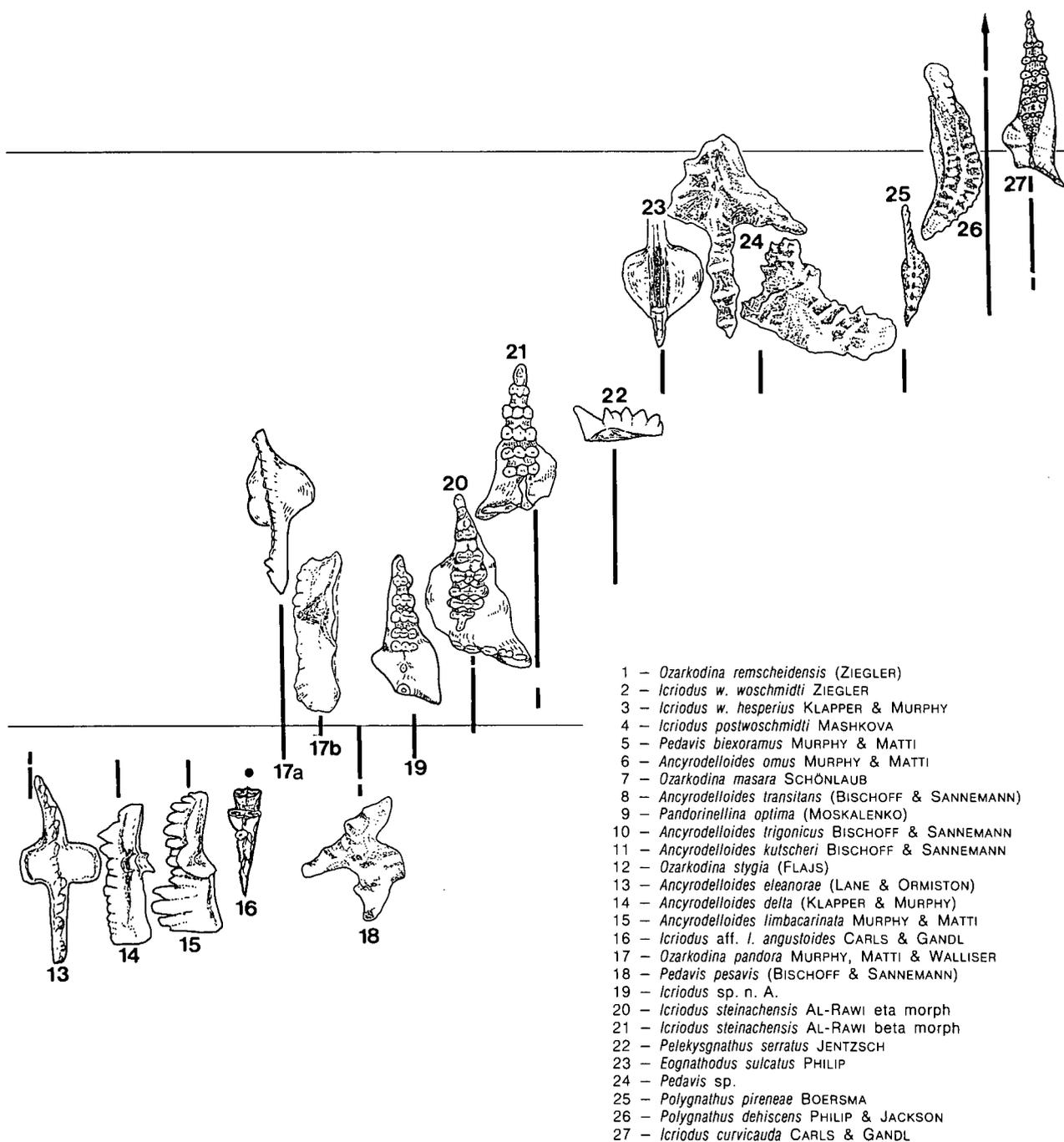
Fig. 17: Graptolite-dacryoconarid-conodont-correlation chart in the Lochkovian and Pragian of the Barrandian and the Carnic Alps.

In general, three biostratigraphic zones based on dacryoconarid tentaculites may be clearly distinguished within the upper Lochkovian: the *Homoctenowakia bohémica*, the *Paranowakia intermedia* and the *Nowakia sororcula* Zones. These zones seem to be not overlapping, whilst the formerly reported zone with *Paranowakia geinitziana* strongly overlaps in range of the index species the *P. intermedia* and *N. sororcula* Zones. Although *N. sororcula* continues its development in the lower Pragian, the marked onset of typical specimens of *Nowakia acuaria* close above the Lochkovian-Pragian boundary may well be used for stratigraphic purposes.

Our data on distribution of dacryoconarid tentaculites in the Barrandian sections agree in general with the zonal scheme recently published by ALBERTI (1984). The presence of newly discovered taxa points to possibilities of future refinement.

3.2. Conodonts (Plate 2 – H. P. SCHÖNLAUB)

According to ODIN (1982) the whole Lower Devonian had a duration of 15 million years and lasted from 400



- 1 - *Ozarkodina remscheidensis* (ZIEGLER)
- 2 - *Icriodus w. woschmidti* ZIEGLER
- 3 - *Icriodus w. hesperius* KLAPPER & MURPHY
- 4 - *Icriodus postwoschmidti* MASHKOVA
- 5 - *Pedavis biexoramus* MURPHY & MATTI
- 6 - *Ancyrodelloides omus* MURPHY & MATTI
- 7 - *Ozarkodina masara* SCHÖNLAUB
- 8 - *Ancyrodelloides transitans* (BISCHOFF & SANNEMANN)
- 9 - *Pandorinellina optima* (MOSKALENKO)
- 10 - *Ancyrodelloides trigonicus* BISCHOFF & SANNEMANN
- 11 - *Ancyrodelloides kutscheri* BISCHOFF & SANNEMANN
- 12 - *Ozarkodina stygia* (FLAJS)
- 13 - *Ancyrodelloides eleanorae* (LANE & ORMISTON)
- 14 - *Ancyrodelloides delta* (KLAPPER & MURPHY)
- 15 - *Ancyrodelloides limbacarinata* MURPHY & MATTI
- 16 - *Icriodus* aff. *I. angustoides* CARLS & GANDL
- 17 - *Ozarkodina pandora* MURPHY, MATTI & WALLISER
- 18 - *Pedavis pesavis* (BISCHOFF & SANNEMANN)
- 19 - *Icriodus* sp. n. A.
- 20 - *Icriodus steinachensis* AL-RAWI eta morph
- 21 - *Icriodus steinachensis* AL-RAWI beta morph
- 22 - *Pelekysgnathus serratus* JENTZSCH
- 23 - *Eognathodus sulcatus* PHILIP
- 24 - *Pedavis* sp.
- 25 - *Polygnathus pireneae* BOERSMA
- 26 - *Polygnathus dehiscens* PHILIP & JACKSON
- 27 - *Icriodus curvicauda* CARLS & GANDL

to 385 million years. In pelagic sequences representing this time span – reduced by the greater part of the Emsian – in the Barrandian and the Carnic Alps 27 more or less short ranging conodont taxa were recognized that provide a basis for a further subdivision of strata as well as for the correlation with coeval sequences elsewhere in the world, in particular for those areas in which a conodont based zonation has already been established.

The conodont subdivision for the Lower Devonian was first discussed by KLAPPER (1969), and later updated

and improved by ZIEGLER (1971), KLAPPER et al. (1971), FAHRAEUS (1971), SPASSOV (1971), PERRY et al. (1974) and KLAPPER & MURPHY (1975). BULTYNCK (1976), MASHKOVA (1978, 1979), BULTYNCK & HOLLARD (1980) followed and partly changed this zonation based on informal faunal units. They were replaced by KLAPPER (1977) by standardized formal zones with the rank of biostratigraphic zones. Originally in western North America and Alaska, in the Lower Devonian 11 conodont zones were recognized (KLAPPER & ZIEGLER, 1979; SANDBERG, 1979; KLAPPER & MURPHY, 1980; KLAPPER & JOHNSON, 1980) but LANE & ORMISTON (1979) introduc-

ed one more, i. e. the pireneae Zone below the dehiscens Zone.

Yet this comprehensive zonation has not fully been tested to be applicable in the pelagic sequence of central Europe. Whether or not it merely reflects a local succession of conodont occurrences or if the diagnostic species have a wider geographic distribution has not been satisfactorily demonstrated in Europe. In fact in the past a number of the definitive species and many of the accompanied conodonts recognized in North America have not been identified or described in Europe. So it was not fully clear if and to what extent counterparts of the sequence in Europe correspond to that in North America and vice versa. This poor knowledge of conodont distribution in the European Lower Devonian affected also recognition and identification of the traditional European stage names which worldwide became in use in recent times. They are based and defined on the zonal succession of different (animal) groups. In the Barrandian in particular the graptolite and dactyloconarid zonal sequences are well developed and have been well known for the Lower Devonian. Yet the conodont sequence was less well documented to enable a more accurate correlation of the type Lower Devonian stages.

We now believe that there are enough data for a zonal synthesis of Lower Devonian conodonts from the Barrandian and the Carnic Alps. In this report we present a range chart (fig. 17) which covers the interval from the base of the Lochkovian to the end of the Pragian. Special emphasis has been given to the passage between these two stages. Our results permit a clear distinction between a Lochkovian and a Pragian conodont association in each region. 16 conodont taxa are confined to the Lochkovian and one ranges through the entire stage into the basal Pragian, two appear in the uppermost 3 m of the Lochkovian and cross the boundary with the Pragian to persist a few cm or metres into the next stage, and 7 are confined to the Pragian Stage.

Our range chart is a compilation of conodont data from the following sections and sources:

Lower Lochkovian:

- Klonek (ZIKMUNDOVÁ in CHLUPÁČ, 1972)
- Karlštejn – Budňany Rock (ZIKMUNDOVÁ in CHLUPÁČ, 1972)
- Radotín Valley, U topolu (SCHÖNLAUB in CHLUPÁČ et al., 1980; MURPHY & MATTI, 1982)
- Požáry quarries near Řeporyje (MEHRTENS & BARNETT, 1976)
- Čertovy Schody (ZIKMUNDOVÁ in CHLUPÁČ, 1972)
Praha – Podolí (SPASSOV, 1971; ZIKMUNDOVÁ in CHLUPÁČ, 1972)
- Cellon (WALLISER, 1964)

Upper Lochkovian/Lower Pragian:

- Černa rokle near Kosoř (SCHÖNLAUB in CHLUPÁČ et al., 1980, this report)
- Praha – Velká Chuchle – Přídolí (this report)
- Cikánka quarry (this report)
- Hvíždalka quarry (this report)

Pragian:

- Černa rokle near Kosoř (SCHÖNLAUB in CHLUPÁČ et al., 1980)
- Srbsko (SCHÖNLAUB in CHLUPÁČ et al., 1980)
- Červený lom near Klukovice (this report)
- Stydlé vody near Svatý Jan pod Skalou (this report)

Lochkovian + Pragian:

- Oberbuchach II (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1980; SCHÖNLAUB, 1980; ALBERTI, 1985 and this report)
- Rauckofelboden (SCHÖNLAUB, 1980; ALBERTI, 1985 and this report)
- Seekopfsöckel (SCHÖNLAUB, 1980; ALBERTI, 1985 and this report)

Confined to the lower Lochkovian graptolite Zone of *Monograptus uniformis* are *Icriodus woschmidti woschmidti*, *I. woschmidti hesperius* and *I. postwoschmidti*. Probably all three taxa form a phyletic lineage. *Pedavis biexoramus* enters in the upper part of the range of these species. Graptolites at Oberbuchach II indicate an *uniformis* Zone age.

In the Barrandian, a *M. praehercynicus* Zone is difficult to recognize. We believe that the low occurrence of *Ancyrodelloides omus* at section Hvíždalka markedly below the Lochkovian-Pragian boundary testifies its appearance in the uppermost *uniformis* Zone. At section Oberbuchach II in the Carnic Alps the *M. praehercynicus* Zone is represented by less than 2 m of limestones and interbedded shales. No diagnostic conodonts are known from this horizon.

Ancyrodelloides transitans, *A. trigonicus*, *A. kutscheri*, *Ozarkodina masara* and *Pandorinellina optima* all enter in strata correlatable with the *hercynicus* Zone or with the dactyloconarid zone of *Homoctenowakia bohémica*. Their upper range is in strata containing *Paranowakia geinitziana* or the first *Nowakia sororcula*. There is no indication that any of these species persist into the basal Pragian. In the chart there is no sharp termination of the range of individual species. This indeed reflects differential appearance and disappearance of conodont taxa in relation to associated graptolites and dactyloconarid tentaculites and considers rock thicknesses in our studied sequences. Effects of litho- and biofacies may also influence their ranges.

A third conodont association is recognized at the upper range of the *Monograptus hercynicus* Zone. It consists of *O. stygia*, *A. eleanorae*, *A. delta*, *A. limbacarinata* and a single occurrence of *Icriodus* aff. *angustoides*. All five taxa appear in an interval between the tentaculite zones of *H. bohémica* and *P. geinitziana*. Their upper range shortly overlap with *N. sororcula* (except *I.* aff. *angustoides*). At section Oberbuchach II the upper limit of *O. stygia* is 5 m below the presumed boundary between the Lochkovian and Pragian stages.

Pedavis pesavis, the index conodont of the *pesavis* Zone of North America, is restricted to the uppermost Lochkovian. Most probably it enters at the same level as *O. stygia* in strata shortly below the base of the *sororcula* Zone in the presumed *P. intermedia* zone.

Ozarkodina pandora and its morphs are diagnostic forms for the Lochkovian/Pragian boundary in the Barrandian and in the Carnic Alps. The alpa morph appears at following levels below the boundary:

- Hvíždalka: minus 3 m
 - Cikánka: minus 1.00–0.50 m
 - Přídolí: minus 2 m
 - Oberbuchach II: minus 6–7 m
 - Seekopfsöckel: minus approx. 1 m
- The beta morph is even more restricted:
- Hvíždalka: minus 1 m
 - Cikánka: boundary bed 11
 - Oberbuchach II: plus 1–2 m
 - Seekopfsöckel: approx. at the boundary

The gamma, epsilon and zeta morphs occur at section Cikánka in bed 10 below the boundary and at the boundary respectively (bed 11).

Associated with the forementioned representatives of *O. pandora* is a distinctive species of *Icriodus* which has not formally been named (*Icriodus* sp. n. A). At Cikánka it enters 1 m below the boundary, at Přidolí 1.20 m, at Černa rokle 3.00 m and at Hviždalka 2.30 m below the boundary. This species also has been recorded from the Carnic Alps sections Seekopfsockel and Oberbuchach II.

At Cikánka *Icriodus* sp. n. A ranges up to the boundary bed 11. At this level it is replaced by *I. steinachensis* eta morphotype. Between both species and ancestor-descendant relationship seems obvious. Most probably this phylogenetic lineage includes *I. steinachensis* beta morph which starts only some metres higher in the sequence.

Between *Icriodus* sp. n. A and *I. steinachensis* eta morph a short overlap was found. There is, however, no indication that the eta morph occurs as low as the delta Zone in the Nevada sections. The range of variability from the boundary bed and the succeeding samples is relatively high. Thus the angle of the lateral process, the denticulation as well as the outline of the spur and the width of the basal cavity can vary to a certain extent, these variants are, however, connected by the typical lenticular, spindle-like shape of the platform in oral views.

The last occurrences of *I. steinachensis* eta morph was found from 3 to 5 m above the base of the Pragian in both the Barrandian and the Carnic Alps. At the Frankenwald type locality the eta morph may range higher as is indicated by the presence of *P. serratus* which in our samples first occurs approx. 20 m above the base of the Pragian. In association with the eta morph in the Frankenwald the beta morph of *Icriodus steinachensis* occurs. This contrasts with the Barrandian and the Carnic Alps where both are separated.

Icriodus steinachensis beta morph, the youngest species of this lineage was found at the following horizons:

- Černa rokle: plus 35 m above the base of the Pragian
- Srbsko: plus 32–48 m
- Červený lom near Klukovice: Loděnice Limestone (middle Pragian)
- Oberbuchach II: plus 15–20 m
- Rauchkofelboden: plus 11–20 m
- Seekopfsockel: plus 1 m.

The early appearance at Seekopfsockel led us to assume the low and early income as shown in the range chart.

We tentatively conclude an evolutionary relationship between *Icriodus steinachensis* and *I. curvicauda* found in the uppermost Pragian. Yet, we are unable to prove this assumption due to the fact that at present no information is available about icriodids form this critical interval between both occurrences.

Pelekysgnathus serratus was proved as another diagnostic conodont for the middle Pragian. In the lower part of its range it overlaps with *I. steinachensis* beta morph.

In the upper Pragian we recognized three diagnostic conodont faunas: *Polygnathus pireneae* is associated with *Eognathodus sulcatus* ssp. indet. and *Pedavis* sp. This assemblage is succeeded by *P. dehiscens* 5 m higher up in the sequence at Oberbuchach. *Icriodus curvicauda* probably represents a co-occurring species although

it was never found together with *P. dehiscens*. On the other side, this taxon has a great stratigraphic potential as it is associated with graptolites of the Yukonensis Zone and dacryoconarids like *Guerichina strangulata* (section Stydlé vody).

At this level other conodonts, i. e. *Icriodus bilatericrescens*, *Pandorinellina steinhornensis miae* and possibly *I. huddlei* first appear. Like *P. dehiscens*, they persist into the Zlichovian.

3.3. Chitinozoans

(Plate 3 – F. PARIS)

The investigations carried out on chitinozoans only concern a few metres of the sequence immediately below and above the Lochkovian-Pragian boundary in five sections of the Barrandian. Consequently, the stratigraphical distribution of the chitinozoans reported in this paper is limited to a short time-interval and cannot be used for extensive biostratigraphical conclusions. This is particularly true for the Pragian species which for the most part were collected in the first three metres above the base. Nevertheless, when completed by previous results on the Silurian-Devonian boundary assemblages (PARIS, LAUFELD & CHLUPAČ, 1980; PARIS, 1981), the present data provide accurate information concerning the total range of the important Lochkovian species (e. g. *Eisenackitina bohémica*).

In the Lower Devonian of Bohemia, the most favourable material for Chitinozoa is represented by dark-grey, platy limestones of the Radotín type, as demonstrated by the very large collection of chitinozoans yielded by the Radotín Limestone in the Třebotov-Solopyský section. The nodular micritic Dvorce-Prokop Limestone also provides abundant material, even if poorly diversified. On the contrary, the Kotýs, Slivenec and Vinařice Limestones are very unfavourable for investigations on chitinozoans. The absence of chitinozoans in the Vinařice Limestone (lower Pragian) of the Oujezdce section could be related to the occurrence of corals in this sequence in so far as the vicinity of reefs is known to have a negative effect on the distribution of chitinozoans (LAUFELD, 1974).

Obviously, in Bohemia the distribution of chitinozoans near the Lochkovian-Pragian boundary shows a facies control. However, this control is more pronounced for the abundance than for the range biozone itself. From a general point of view the low diversity of these chitinozoan assemblages has to be pointed out, when compared to that of contemporaneous SE Polish, North African or West European assemblages. On the other hand it is worthy of noting that several taxa (e. g. *Cingulochitina*, *Armoricochitina*, *Urochitina*) of stratigraphical interest in the Lochkovian of the Sahara, Spain, France, Poland, are lacking or very poorly represented in the Lower Devonian of Bohemia.

Until now, no standard zonation of the Lower Devonian chitinozoans is available. However, local or regional zonations have been proposed for Spain (CRAMER & DIEZ, 1978; DIEZ & CRAMER, 1978) or France (PARIS, 1981), and some important components of the Bohemian assemblages are index fossils for these West European zonations (e. g. *E. bohémica*, *Margachitina catenaria tenuipes*).

3.3.1. Upper Lochkovian chitinozoans

In the five investigated sections two subfamilies, namely the *Eisenackitinae* and the *Angochitinae* are dominant in the upper Lochkovian. Typical *Eisenackitina bohemica*, a species which first occurs less than 1 m above the Silurian-Devonian boundary in Klonk and Karlštejn sections (PARIS, 1981), is still present up to 1 or 2 metres below the base of the Pragian. Its disappearance does not seem to be related to the lithology, as in the Kosoř and Třebotov-Solopysky sections there is no strong lithological change in the upper Lochkovian. Consequently, *E. bohemica* has to be regarded as a good index fossil for the whole Lochkovian. Occurring with typical *E. bohemica* are closely related forms such as *Eisenackitina* sp. A (characterized by its peculiar ornamentation), *E. elongata* (a large species described from Bohemia by EISENACK 1972) and *Eisenackitina* cf. *cupellata*. Because of its badly preserved outer layer, this latter is tentatively referred to the species described by WROŃNA (1980) from the upper Bostovian of SE Poland (sub-surface material).

Typical representatives of *Margachitina catenaria catenaria* have been recorded about 16 metres below the base of the Pragian at Kosoř. This subspecies does not reach the uppermost Lochkovian, as documented by the data from other investigated Bohemian sections and from France (PARIS, 1981). *M. catenaria catenaria* is replaced in the uppermost Lochkovian (and lower Pragian) by another subspecies *M. catenaria tenuipes*, provided with a significantly thinner peduncle. Both species belong to the same lineage. The absence of *M. catenaria tenuipes* in the lower Pragian of the investigated sections is not surprising at all, as its acme development is situated higher in the Pragian (PARIS, 1976, 1980, 1981).

The decay of *E. bohemica* in the uppermost Lochkovian is gradually counterbalanced by an increased representation of the genus *Gottlandochitina*, misidentified as *Angochitina devonica* in many previous papers. The *Gottlandochitina* specimens are often poorly preserved in the uppermost Lochkovian of Bohemia. As the ornamentation is necessary for a precise identification of these forms, the real range of each species is difficult to define. However, among the very numerous specimens yielded by our samples, *Gottlandochitina ramosus* seems to be the predominant *Gottlandochitina* in the upper Lochkovian.

In addition to these taxa, a species, provisionally identified as *Urnochitina* sp. A, occurs in a few beds of the uppermost Lochkovian (except the Oujezdce section). *Urnochitina* sp. A closely resembles the Pridolian index species *Urnochitina urna*. The outline is quite similar but when well preserved, the vesicle of this upper Lochkovian species bears tiny and densely distributed tubercles.

3.3.2. Lower Pragian chitinozoans

Despite a rather small number of fossiliferous samples in the lower Pragian, significant differences exist between the upper Lochkovian and lower Pragian assemblages of chitinozoans. One of the main features of the lower Pragian populations is the absence of *E. bohemica* and the appearance of *Angochitina comosa*, one metre (or less in the Kosoř section) above the base of the Pragian. It is worthy to note that this typical lower Pragian species has a very short range-zone (a few metres)

as documented in the Saint Cénére section in Brittany (PARIS, 1976, 1981). Another common component of the lower Pragian microfauna is the richly ornamented *Gottlandochitina philippoti*; the range of this goes on higher in the Pragian.

Gottlandochitina philippoti and *G. ramosus* seem to overlap during a very short time in the topmost Lochkovian. *A. comosa* and *G. philippoti* are nearly mutually exclusive as illustrated by the data from the Kosoř and Třebotov-Solopysky sections. This pattern of distribution is not lithologically controlled, as *A. comosa* occurs in light-grey micritic and platy limestones (Kosoř section) as well as in typical nodular micritic limestones (Dvorce-Prokop Limestone).

3.4. Graptolites

Graptolites of the upper Lochkovian Barrandian sections are clearly concentrated in intercalations of dark calcareous mudstones; their finds in limestones are merely sporadic.

According to the new materials collected in the sections studied and kindly determined by Dr. H. JAEGER (Berlin), the index upper Lochkovian zonal graptolite *Monograptus hercynicus* does not reach the upper Lochkovian boundary. Its acme-development falls within the tentaculite Zone with *Paranowakia intermedia* (in the Kosoř section in its lower part) and last specimens tentatively identified with it were found 4–5 m below the Pragian base at Kosoř. *Monograptus kayseri* seems to reach somewhat higher: it is the last graptolite found in the Hviždalka section and incomplete specimens from the Kosoř section possibly belonging to it derive from a level approx. 4 m below the Pragian base and still higher. The last graptolite from the Lochkovian at Kosoř found in bed 77 (i. e. only 40 cm below the Pragian base) has been determined by Dr. H. JAEGER as *Monograptus aequalis notaequalis* vel *M. kayseri*. *M. aequalis* is otherwise a long-ranging species reaching from the lower Lochkovian up to the upper Pragian (comp. JAEGER, 1979).

3.5. Trilobites

(Plate 4)

Trilobites are a common component of the fauna collected in the studied sections and their high diversity allows some biostratigraphic conclusions to be made.

Some species widely distributed within the whole upper Lochkovian persist until the end of the Lochkovian, as is the case of *Lepidoproetus lepidus lepidus*, *L. microgranulatus*, *Scharyia angusta*, *Otarion novaki*, *Leonaspis lochkovenssis*, *Crotalocephalina chlupaci*, *Gravicalymene hornyi*, *Ranunculo-proetus heteroclytus*, *Coniproetus affinis paraffinis* and probably also representatives of *Decoroscutellum*.

Lochkovella misera – the index upper Lochkovian species – disappears in the topmost Lochkovian beds and seems to be replaced by common *Reedops limespragensis*, which passes across the Lochkovian-Pragian boundary into a few lowermost Pragian beds. Already below the first occurrence of *R. limespragensis*, *Spiniscutellum ? plasi* is currently present and seems to replace *S. umbelliferum*, common in the underlying upper Lochkovian interval. From the phyletic viewpoint, *S. umbelliferum*, however, cannot be regarded as an ancestor of *S. ? plasi* and

morphological features of both species do not point to the same lineage. *S. umbelliferum* may evidently locally persist up to the lowest Pragian (comp. its sporadic occurrence in the Slivenec Limestone reported by CHLUPÁČ, 1955 and ŠNAJDR, 1960). *S. ? plasi* does not pass the Lochkovian-Pragian boundary and constitutes a true index of the topmost Lochkovian, being less facies-dependent (known from dark microsparitic Radotín, coarser sparitic Kosoř and light bioclastic Kotýs Limestones).

The base of Pragian drawn according to its original definition, is marked by the first occurrence of the genus *Odontochile* which is known to appear just above the boundary proper, being one of the most important features in trilobite biostratigraphy of the boundary beds. Within the lower Pragian, *Odontochile* is represented by such characteristic species as *O. hausmanni* and *O. cristata*. Close above the boundary, a prolific occurrence of large-eyed phacopids of *Reedops cephalotes-sternbergi* group begins, namely *R. prospiciens*, *R. sternbergi* a. o., which are accompanied by small-eyed phacopids, such as *Phacops (Prokops) hoeninghausi* limited to the micritic facies. All these trilobites are commonly represented in the deep-water *Reedops-Odontochile* Assemblage but may be traced even in other biofacies units (CHLUPÁČ, 1983b).

Among the scutelloids, the base of Pragian is marked in different facies and assemblages by the onset of *Platyscutellum*, especially the *formosum* and *viator* groups (*P. formosum formosum*, *P. formosum slivenecense*, *P. viator*, *P. kutorgai* a.o.). The same is true of the representatives of *Poroscutellum* and *Metascutellum*, which are specially common within the shallow-water bioclastic facies (*P. infaustum*, *P. expectans*, *P. indocite*, *P. agathon*, *M. pustulatum*, etc.). *Koliha-peltis*, *Bojoscutellum*, *Radioscutellum*, *Microscutellum* and *Cornuscutellum* start to occur within the lower Pragian but they have not been found so far in the lowermost layers.

Proetids are the most diversified trilobites of the Pragian. The Pragian base is characterized in the shallow-water bioclastic facies, in particular by the onset of *Pragoproetus* (e. g. *P. menaniensis*, *P. pragensis*) and *Gerastos*. *Lepidoproetus*, *Dalejoproetus* and *Coniproetus* persist from the older units, being represented in the Pragian by many species. Some of them are closely related to the Lochkovian species differing only in the subspecies rank, e. g. *L. lepidus*, *L. diademifer*, or *C. eurystheneis*. Within the deeper-water facies containing the *Reedops-Odontochile* Assemblage, the development of *Vicinoproetus*, *Prodrevertmannia*, *Centriproetus*, *Bojocoryphe*, *Tropicoryphe* and *Podoliproetus* is known to begin close above the Lochkovian-Pragian boundary.

Among odontopleurids, *Ceratonurus* appears first in the uppermost Lochkovian, whilst *Dicranurus* with the index *D. monstrosus* starts in the lower Pragian. *Leonaspis* shows a marked persistence and the prolific upper Lochkovian species *L. lochkovenssis* is in a close proximity of the boundary replaced by very similar *L. confluens* – evidently a member of the same lineage and abundant in the shallow-water bioclastic facies containing the *Lepidoproetus-Coniproetus* Assemblage.

Less facies dependent cheirurids are equally useful in the Lochkovian-Pragian boundary beds: the evolution of the group *Crotalocephalina gibba* – *globifrons* and *Pilletopeltis albertii* starts close above the boundary; *Crotalocephalina chlupaci* survives from the Lochkovian into the lower Pragian.

Many other trilobites appear in the lower Pragian for the first time and evolve in younger beds. They, how-

ever, have not been found so far in the lowest Pragian, as is also the case of *Koneprusia*, *Acanthopyge*, *Perunaspis* a. o.

3.6. Brachiopods

The richly diversified brachiopod faunas represented in the Lochkovian by more than 50 species and in the Pragian by more than 200 species was subjected to modern revisional studies by HAVLÍČEK (1956–1983); they would deserve a special analysis which surpasses the scope of the presented paper.

The characteristic and common assemblage of the upper Lochkovian in the Radotín and Kosoř Limestones consists of *Howellella inchoans* (acme development in earlier upper Lochkovian), *H. digitatoides*, *Iridistrophia iris*, *Areostrophia interjecta* (common), *A. nigra*, *Plectodonta mimica*, *Leptagonia relicta*, *Glossoleptaena emarginata*, *Strophochonetes lanx*, *Lingula nigricans*, *Orbiculoidea intermedia* etc.

In the biodetrital Kotýs Limestone, different strophomenids, orthids and rhynchonellids are prolific but in the topmost Lochkovian layers a decrease in the brachiopod representation is obvious and some persisting species dominate, e. g. *Eoglossinotoechia cacuminata*, *Howellella koneprusensis* and some atrypids.

In the deeper-water facies, *Plectodonta mimica*, *Rugoleptaena zinkenii*, *Caplinoplia pragensis* and the prolific *Eoglossinotoechia cacuminata* pass the Lochkovian-Pragian boundary, according to the determinations of new finds kindly made by Dr. V. HAVLÍČEK.

The lowest Pragian strata are rich in brachiopods, especially in the biodetrital facies of the Koněprusy region (Vinařice Limestone) where a characteristic assemblage with *Eoglossinotoechia surgens surgens*, *Stenorhynchia pseudolivonica*, *Sieberella sieberi*, *Myriospirifer myriofila*, *Kyratrypa canalbalda*, *Tastaria lenis*, *Pholidostrophia lunetta* a. o. has been collected close above the lower Pragian boundary (see the Oujezdce quarry section).

The lowest Pragian brachiopod fauna of the micritic facies (Dvorce-Prokop Limestone) contains a fairly larger number of species that appear already within the uppermost Lochkovian, and the boundary is less marked.

3.7. Some other groups

Orthocone nautiloids are common chiefly in the shale-rich and microsparitic development (Radotín Limestone tone) of the upper Lochkovian, where "*Orthoceras*" *deletum* and "*O.*" *nobile* seem to be characteristic and not passing the Lochkovian-Pragian boundary. The Pragian nautiloids are, in general, more diversified and evidently containing good index species (e. g. in *Ptenoceras*), but the state of their systematic elaboration does not allow the forms described so far to be used for biostratigraphic purposes.

Gastropods are markedly less diversified in the Lochkovian than in the Pragian, particularly in the shallow-water and reefal facies. In the boundary beds proper, the upper Lochkovian assemblage with *Praenatica proeva*, *Raphistomina tarda*, *Stylonema solvens* and the representatives of *Platyceras* has its analogies in Pragian deposits, but a lesser degree of systematic elaboration hinders any more exact conclusions to be made.

Bivalves are common in the shale-rich and locally also biodetrital facies of the upper Lochkovian. A com-

mon assemblage represented mostly in the Radotín Limestone and consisting of *Leiopteria (Actinopteria) migrans migrans*, *Lunulacardium analogum* and allied forms, numerous *Neklania*, *Panenka* etc. does not continue into the Pragian, where different bivalve assemblages occur. The genus *Kralovna* starts developing in different facies (particularly micritic) of Pragian and a rich bivalve fauna of the Koneprusy Limestone in the reefal development has no analogies within the Lochkovian.

The representatives of *Hercynella* show their acme-development in the upper Lochkovian: *H. nobilis = bohemica* (one species, different names applied to right and left valves) is common up to the upper part of the *Paranowakia intermedia* Zone and in the topmost Lochkovian it seems to be replaced by *H. paraturgescens = radians*. At the Lochkovian-Pragian boundary, the representatives of the *paraturgescens = radians* group become markedly less common, although some specimens were found still in the lowest Pragian (Kosoř, Třebotov-Solopysky).

Of the *Rostroconchia*, *Conocardium aptychoides* is known so far from the Lochkovian (rather common in the Radotín Limestone), whilst the Pragian contains different and diversified representatives of *Conocardium* abundant particularly in reefal facies.

The class *Hyolitha* involves some index fossils: *Orthotheca intermedia*, common in the Radotín and Kosoř Limestones up to the Lochkovian-Pragian boundary, does not continue into the Pragian, where e. g. *Hyolithus tardus* is the most characteristic species of the micritic limestone facies (Dvorce-Prokop Limestone).

Crinoids represent the most important rock-forming organisms in the Lochkovian and Pragian strata, but their fragmentary preservation hinders their stratigraphic application. In spite of that the stratigraphic value of some crinoids cannot be overlooked: *Kerryocrinus gratiosus* (now under description by R. PROKOP) occurs in different facies of lower Pragian already close above the lower Pragian boundary and other crinoids are also known in lower Pragian, e. g. *Edriocrinus ata*, *Eohalsiocrinus cylindricus*, *E. reticulatus*, *Junocrinus globulus*, *Parapisocrinus olula grandis*, *Pygmaeocrinus kettneri*, *Ramacrinus brevis*, *Eohalsiocrinus tuberosus* a. o. The same is true of cyclocystoids *Sieverteia tartas* and the cystoid *Bulbocystis mirus* (most part of echinoderms described by PROKOP, 1970–1980).

Concerning other faunal groups, the following may be added: The Lochkovian phyllocarids found even in the late upper Lochkovian layers, are totally different from those of the Pragian but the environmental control is demonstrable (Lochkovian phyllocarids concentrated in pelagic facies, Pragian in the reef ones). Among fishes, *Machaeracanthus bohemicus* continues from the topmost Lochkovian into the Pragian in different facies and *Radotina* is present in the both stages discussed; *Kosoraspis* seems to be restricted to upper Lochkovian.

4. Proposal for a conodont based Lochkovian-Pragian boundary (H. P. SCHÖNLAUB)

By means of conodonts the base of the Pragian can be defined within a segment of an obviously phyletic lineage represented by different species of *Icriodus* (A)

or by the appearance of distinctive variants of *Ozarkodina pandora* (B). Whatever will be selected in the future it is of great value that both procedures characterize an event that is closest to the traditionally drawn boundary based on other fossil groups. Accordingly, this conodont defined lower boundary of the Pragian Stage corresponds to the lower boundary of the oldest Pragian conodont zone.

For the boundary between the Lochkovian and the Pragian Stages in the type area we propose the first appearance of *Icriodus steinachensis* eta within the evolutionary lineage from *Icriodus* sp. n. A to *Icriodus steinachensis* beta morph. This has been best documented at section Cikánka in bed 11.

An alternative proposal for a conodont based boundary is the beginning of the radiation of morphs of *Ozarkodina pandora*. At section Cikánka this horizon coincides with the boundary based on *Icriodus*.

As yet replication of our data obtained in the Barrandian at other sequences had only been demonstrated for the Carnic Alps. This, however, seems a matter of matching the critical passage from the Lochkovian to the Pragian in other regions and in particular in the Rhenish facies.

According to KLAPPER (1977) *Icriodus steinachensis* eta appears in Nevada sections in the pesavis Zone. MURPHY & MATTI (1982) recorded the first occurrence at Copenhagen Canyon Section V–IV from above the range of *O. stygia* associated with rare occurrences of *P. pesavis*. At Mill Canyon Section there is a significant overlap of approx. 10 feet between *I. steinachensis* eta, *O. stygia* and representatives of the genus *Ancyrodelloides*. On the other side *I. steinachensis* eta is the dominating species above the ranges of typical Lochkovian conodonts. Furthermore, at this level it is associated with different morphs of *O. pandora* which, by comparison with our data suggests a Lochkovian-Pragian boundary at an approx. 100 ft level of Mill Canyon Section in Nevada.

5. Conclusion

The Lochkovian-Pragian boundary drawn according to its original definition (1958, 1960) falls in the Barrandian type area within a comfortable succession of marine carbonate rocks developed as fine-grained pelagic up to coarser biotrital and peri-reefal carbonates. The Lochkovian-Pragian boundary interval proper shows generally a rather discrete and gradual change in lithology and colour with a clear trend from dark to light sediments.

The boundary beds are generally rich in fossils among which benthic, planktic and nektic elements are represented. Although the faunal change at the Lochkovian-Pragian boundary is distinctly expressed in many fossil groups, the traceable lineages of different groups demonstrate continuity in faunal evolution (comp. especially development of dacryoconarid tentaculites, conodonts, chitinozoans, trilobites, brachiopods, etc.).

The Lochkovian-Pragian boundary in its original definition is drawn within the tentaculite Zone with *Nowakia sororcula* (somewhat above the upper limit of the *Paranowakia intermedia* Zone) and is characterized by the onset of typical specimens of *Nowakia acuaris* which dominates in the Pragian strata.

By means of conodonts the Lochkovian-Pragian boundary can be defined by the first appearance of *Icriodus steinachensis* eta morphotype within the evolutionary lineage from *Icriodus* sp. n. A to *Icriodus steinachensis* beta morphotype. The beginning of the radiation of morphs of *Ozarkodina pandora* corresponds to the same level and coincides with the boundary based on *Icriodus*.

In the chitinozoan biostratigraphy the Lochkovian-Pragian boundary interval is marked by extinction of *Eisenackitina bohémica* (index for the whole Lochkovian) and the onset of *Angochitina comosa*. As auxiliary means the evolution from *Margachitina catenaria catenaria* to *M. catenaria tenuipes* and the beginning development of *Gotlandochitina philippoti* in the topmost Lochkovian may be used.

Graptolites are less common in the late upper Lochkovian of the Barrandian. *Monograptus hercynicus* – the zonal upper Lochkovian index fossil – does not reach the Lochkovian-Pragian boundary proper and disappears in the Barrandian sections several metres below. *Monograptus kayseri* seems to be an index of late upper Lochkovian strata, but the topmost Lochkovian layers yielded only the long-ranging taxon *Monograptus aequabilis*.

Among trilobites the Lochkovian-Pragian boundary is marked by the onset of the genera *Odontochile*, *Platyscutellum*, *Poroscutellum*, *Metascutellum*, *Pragoproetus*, *Dicranurus*, phacopids of the *Reedops sternbergi-cephalotes* groups a. o. Many lineages of Lochkovian trilobite are traceable across the Lochkovian-Pragian boundary and continue in younger beds. Among common upper Lochkovian trilobites the disappearance of *Lochkovella misera* and *Spiniscutellum ? plasi* close below or at the boundary itself may serve as a co-indicator of the boundary.

Brachiopods, bivalves and some other fossil groups show a similar pattern of evolution and distribution in the Lochkovian-Pragian boundary beds: apart from changing elements persisting lineages are demonstrable.

The Lochkovian-Pragian boundary beds are exposed in the Barrandian at many places and particularly the old quarries offer solid and readily accessible outcrops. A great majority of outcrops is situated in natural reserves and other areas protected by law, the future conservation being insured.

Table 1 (continued).

	luL	eIP
Conodonta		
<i>Ozarkodina wurmi</i> BISCHOFF & SANMANN, 1958	R, Ko	SI
<i>Ozarkodina e. excavata</i> (BRANSON & MEHL, 1933)	R	SI, Dp
<i>Ozarkodina remscheidensis</i> (ZIEGLER, 1960)	R, Ko	
<i>Ozarkodina pandora</i> MURPHY et al., 1981	R, Ko	SI
<i>Ozarkodina pandora</i> alpha morphotype	Ko	Dp
<i>Ozarkodina pandora</i> beta morphotype	R, Ko	SI
<i>Ozarkodina pandora</i> gamma morphotype	Ko	SI
<i>Ozarkodina pandora</i> epsilon morphotype	Ko	
<i>Ozarkodina pandora</i> zeta morphotype	Ko	SI
<i>Icriodus</i> sp. n. A	R, Ko	SI
<i>Icriodus steinachensis</i> AL-RAWI, 1977 eta morphotype		SI
<i>Pandorinellina steinhornensis miae</i> (BULTYNCK)		SI
<i>Ancyrodelloides omus</i> MURPHY & MATTI	R	
<i>Ancyrodelloides</i> sp.	R	
<i>Pedavis</i> sp. aff. <i>breviramus</i> MURPHY & MATTI	R	
<i>Belodella</i> sp.	R	
<i>Neopanderodus</i> sp.	R	
Trilobita		
<i>Lochkovella misera</i> (BARRANDE, 1852)	R	
<i>Reedops limespragensis</i> CHLUPÁČ, 1985	R, Ko	Dp, SI
<i>Reedops sternbergi</i> (HAWLE & CORDA, 1947)		Dp, SI
<i>Reedops prospiciens</i> CHLUPÁČ, 1977		Dp, SI
<i>Reedops</i> cf. <i>bronnii</i> (BARRANDE, 1846)		SI, V
<i>Reedops cephalotes</i> (HAWLE & CORDA, 1847)		Dp, Ř, V
<i>Reedops</i> cf. <i>sternbergi</i> (HAWLE & CORDA, 1847)		SI
<i>Phacops (Prokops) hoeninghausi</i> (BARRANDE, 1846)		Dp, Ř
<i>Odontochile hausmanni</i> (BRONGNIART, 1822)		Dp, Ř
<i>Odontochile cristata</i> HAWLE & CORDA, 1847		Dp
<i>Odontochile rugosa</i> HAWLE & CORDA, 1847		Dp, SI, Ř
<i>Odontochile</i> sp.		Dp, SI, Ř, V
<i>Cheirusus (Pilletopeltis) albertii</i>		Dp, SI
PRÝBIL & VANĚK, 1984		
<i>Crotalocephalina chlapáci</i> (PRÝBIL & VANĚK, 1962)	R, Ko	V
<i>Crotalocephalina globifrons</i> (HAWLE & CORDA, 1847)		Dp, SI, V
<i>Crotalocephalina</i> cf. <i>gibba</i> (BEYRICH, 1845)		Dp, Ř, SI
<i>Otarion convexum</i> (HAWLE & CORDA, 1847)		Dp, SI
<i>Otarion novaki</i> BOUČEK, 1935	R, Ko	
<i>Cyphaspides comatus</i> (BARRANDE)		Dp, Ř
<i>Cyphaspides svobodai</i> PRANTL & PRÝBIL, 1950		Dp
<i>Gravicalymene affinis</i> (HAWLE & CORDA, 1847)		SI
<i>Gravicalymene hornyi</i> ŠNAJDR, 1980	R, Ko	
<i>Leonaspis lochkovensensis</i> (PRANTL & PRÝBIL, 1949)	R, Ko	
<i>Leonaspis confluens</i> PRÝBIL & VANĚK, 1967		SI, K
<i>Ceratanurus</i> sp. n.	R	
<i>Ceratocephala</i> sp. n.	R	
<i>Dicranurus monstrosus</i> (BARRANDE, 1852)		Dp, SI, Ř
<i>Lobopyge branikensis</i> (BARRANDE, 1872)		Dp, V, SI
<i>Lobopyge richteri</i> VANĚK, 1959	Ko	
<i>Perunaspis minuta</i> (BARRANDE, 1846)		SI
<i>Spiniscutellum umbelliferum</i> (BEYRICH, 1845)	R	SI?
<i>Spiniscutellum ? plasi</i> (ŠNAJDR, 1960)	R, Ko	
<i>Decoroscutellum</i> div. sp.	Ko	
<i>Platyscutellum viator</i> (BARRANDE, 1852)		SI, V
<i>Platyscutellum formosum formosum</i> (BARRANDE, 1846)		Dp
<i>Platyscutellum formosum slivenecense</i> ŠNAJDR, 1960		SI
<i>Platyscutellum</i> div. sp.		SI, V, Ř, Dp
<i>Poroscutellum infaustum</i> (BARRANDE, 1852)		SI
<i>Poroscutellum exspectans</i> (BARRANDE, 1872)		SI
<i>Poroscutellum indocile</i> (BARRANDE, 1872)		SI
<i>Poroscutellum acupunctatum</i> (BARRANDE, 1872)		SI, Dp
<i>Poroscutellum agathon</i> VANĚK, 1970		SI
<i>Metascutellum pustulatum</i> (BARRANDE, 1846)		Dp, V
<i>Metascutellum multiverrucatum</i> (ŠNAJDR, 1960)		SI, Ř
<i>Gerastos (Longiproetus) confusus</i> (HAWLE & CORDA, 1847)		V
<i>Gerastos (Gerastos) div. sp.</i>		V, SI
<i>Coniproetus affinis paraffinis</i> (ŠNAJDR, 1976)	Ko	
<i>Pragoproetus menaniensis</i> (PRÝBIL, 1949) div. subsp.		SI, V
<i>Pragoproetus pragensis</i> (PRÝBIL, 1964)		SI

Table 1: Occurrence of fossils in the Lochkovian-Pragian boundary beds.

Only those fossils are listed which were found by recent collections in the late upper Lochkovian (about 20 m thick interval) and early lower Pragian (about 15 m thick interval).

R = Radotín and Kosof Limestones; Ko = Kotýs Limestone; Dp = Dvorce-Prokop Limestone; SI = Slivenec and Koněprusy Limestones (outside the Koněprusy area); V = Vinařice; Ř = Řeporyje and Loděnice Limestones; luL = late upper Lochkovian; eIP = early lower Pragian.

	luL	eIP
Graptolithina		
<i>Monograptus hercynicus</i> PERNER, 1899	R	
<i>Monograptus kayseri</i> PERNER, 1899	R	
<i>Monograptus aequabilis aequabilis</i> (PRÝBIL, 1941)	R	
<i>Monograptus aequabilis</i> cf. <i>notoaequabilis</i> JAEGER & STEIN, 1969	R	
<i>Palaeodictyota rotundatum</i> BOUČEK, 1957	R	
<i>Thallograptus</i> sp.	R	

Table 1 (continued).

	luL	eIP
<i>Centriproetus concentricus concentricus</i> (PŘYBIL, 1965)		Dp
<i>Bojocoryphe splendens</i> ŠNAJDR, 1976	Dp, Sl	
<i>Ranunculoeproetus heteroclytus</i> (BARRANDE, 1852)	R	
<i>Scharyia angusta</i> PŘYBIL, 1966	R	
<i>Lepidoproetus lepidus lepidus</i> (BARRANDE, 1846)	R, Ko	
<i>Lepidoproetus lepidus latiannulatus</i> (PŘYBIL, 1971)	Sl	
<i>Lepidoproetus diademifer diademifer</i> (CHLUPÁČ & VANĚK, 1965)	K	
<i>Lepidoproetus diademifer dimifer</i> ŠNAJDR, 1960	Sl	
<i>Lepidoproetus microgranulatus</i> ŠNAJDR, 1980	R	
<i>Prodevermannia occulta</i> (PŘYBIL, 1969)		Dp
<i>Vicinoproetus</i> div. sp.		Dp
<i>Dalejoproetus dalejensis</i> (PŘYBIL, 1971) div. subsp.	?	Sl, Dp, V
Phyllocarida		
<i>Ceratiocaris cornwallensis damesi</i> CHLUPÁČ, 1963	R, Ko	
<i>Montecaris antecedens</i> CHLUPÁČ, 1960	R	
<i>Aristozoe parabolica</i> PERNER, 1919	R	
<i>Pygocaris schuberti</i> PERNER, 1919	R	
Echinodermata		
<i>Edriocrinus ata</i> PROKOP, 1976		Dp
<i>Codiocrinus procerus</i> (PROKOP, 1973)		Dp
<i>Eohalysiocrinus cylindricus</i> PROKOP, 1970		Dp
<i>Eohalysiocrinus reticulatus</i> PROKOP, 1970		Dp
<i>Junocrinus globulus</i> PROKOP, 1977		Dp
<i>Pygmaeocrinus kettneri</i> BOUŠKA, 1946	Dp, Sl, Ř	
<i>Ramacrinus brevis</i> LEMENN & PROKOP, 1980	Dp	
<i>Eohalysiocrinus tuberosus</i> PROKOP, 1970	Sl, Ř	
<i>Coryoblastus bohemicus</i> BREIMER et al., 1968	Sl	
<i>Bulbocystis mira</i> RUŽIČKA, 1939	Sl, Ř	
<i>Sievertia tartas</i> (PROKOP, 1980)	Dp, Ř	
Dacryconarida		
<i>Paranowakia intermedia</i> (BARRANDE, 1867)	R	
<i>Paranowakia geinitziana</i> (RICHTER, 1854)	R, Ko	Dp
<i>Paranowakia lochkoviana</i> LUKES, 1985	R	
<i>Paranowakia grandis</i> LUKES, 1985	R	
<i>Nowakia acuaria</i> (RICHTER, 1854)		Dp, Sl, Ř, V
<i>Nowakia cf. acuaria</i> (RICHTER, 1854)	R	
<i>Nowakia sororcula</i> LUKES, 1983	R, Ko	Dp, Sl
<i>Nowakia kosorensis</i> LUKES, 1985	R	
<i>Nowakia vesta</i> LUKES, 1985	R	
<i>Nowakia gemina</i> LUKES, 1985	R	
<i>Nowakia praesororcula</i> LUKES, 1985	R	
Mollusca + other groups		
" <i>Orthoceras</i> " <i>bacchus</i> BARRANDE, 1870	R	
" <i>Orthoceras</i> " <i>deletum</i> BARRANDE, 1868	R	
" <i>Orthoceras</i> " <i>nobile</i> BARRANDE, 1868	R	
<i>Parakionoceras</i> sp.	R	
<i>Praenatica proeva</i> PERNER, 1907	R	
<i>Praenatica gregaria</i> (PERNER, 1903)		Sl
<i>Raphistomina tarda</i> PERNER, 1903	R	Dp?
<i>Stylonema solvens</i> (PERNER, 1907)	R, Ko	
<i>Orthonychia</i> ex. gr. <i>bohemia</i> PERNER, 1903		Sl, V
<i>Platyceras</i> div. sp.	R, Ko	Sl, V, Ř
<i>Hercynella bohemia</i> PERNER, 1903	R	
<i>Hercynella nobilis</i> PERNER, 1903	R	
<i>Hercynella paraturgescens</i> PERNER, 1903	R	Dp
<i>Hercynella radians</i> PERNER, 1903	R	Dp
<i>Kralovna</i> div. sp.		Dp, Ř
<i>Panenka expansa</i> BARRANDE, 1881	R	
<i>Panenka grata</i> BARRANDE, 1881	R	
<i>Panenka</i> div. sp.	R, Ko	Dp, Ř
<i>Leiopteria (Actinopteria) migrans migrans</i> (BARRANDE, 1881)	R	
<i>Lunulacardium analogum</i> (BARRANDE, 1881)	R	
<i>Neklania insignis</i> (BARRANDE, 1881)	R	
<i>Neklania</i> div. sp.	R, Ko	
<i>Stuzka bohemia</i> BARRANDE, 1881	R	
<i>Conocardium aplychooides</i> BARRANDE, 1881	R	
<i>Conocardium</i> ex. gr. <i>bohemicum</i> BARRANDE, 1886		Sl, Dp

Table 1 (continued).

	luL	eIP
<i>Orthotheca intermedia</i> NOVÁK, 1886	R	
<i>Hyolithus tardus</i> BARRANDE, 1867		Dp
Brachiopoda (selected species)		
<i>Howellella inchoans</i> (BARRANDE 1879)	R, Ko	
<i>Howellella digitatoides</i> HAVLÍČEK, 1959	R	
<i>Howellella koneprusensis</i> HAVLÍČEK, 1959	Ko	V, Sl
<i>Myriospirifer myriofila</i> HAVLÍČEK, 1978		V
<i>Cingulodermis cinctus</i> HAVLÍČEK, 1971		Dp, Ř
<i>Cingulodermis fortissimus</i> HAVLÍČEK, 1971		V, Sl
<i>Eoglossinotoechia cacuminata</i> HAVLÍČEK, 1959	R, Ko	Dp, Sl, V
<i>Astutorhyncha simulans</i> (BARRANDE, 1879)		V, Sl
<i>Stenorhyncha pseudolivonica</i> (BARRANDE, 1879)		V
<i>Glossinotoechia surgens surgens</i> (BARRANDE, 1879)		V
<i>Sieberella sieberi</i> (BUCH, 1847)		V
<i>Cryptonella</i> sp. n. aff. <i>melonica</i> (BARRANDE, 1847)	Ko	
<i>Cycladigera palliata</i> (BARRANDE, 1848)		V
<i>Merista passer</i> (BARRANDE, 1848)		Dp
<i>Kyrtatrypa canalibalda</i> HAVLÍČEK MS		V
<i>Kyrtatrypa</i> sp.	R	Sl
<i>Rugosatrypa sulcifrons</i> HAVLÍČEK MS		V
<i>Oglu</i> sp.		V, Sl
<i>Eoglossinotoechia cikanea</i> HAVLÍČEK, 1983		Sl
<i>Tastaria lenis</i> HAVLÍČEK, 1967		V
<i>Plectodonta mimica</i> BARRANDE, 1879	R, Ko	Dp
<i>Dalejodiscus subcomitans</i> (HAVLÍČEK, 1956)		Dp, Sl
<i>Pholidostrophia lunetta</i> (HAVLÍČEK, 1967)		V
<i>Leptagonia goldfussiana</i> (BARRANDE, 1848)		V
<i>Gorgostrophia neutra</i> (BARRANDE, 1848)		V
<i>Gladistrophia verneuilii</i> (BARRANDE, 1848)		Sl, V
<i>Prototelestrophia mollis</i> HAVLÍČEK, 1967		Dp, V
<i>Bojodouvillina phillipsi</i> (BARRANDE, 1848)		V, Sl
<i>Rugoleptaena zinkenii</i> (ROEMER, 1843)	R	Dp, Ř, Sl
<i>Glossoleptaena emarginata</i> (BARRANDE, 1879)	R	
<i>Iridostrophia iris</i> (BARRANDE, 1879)	R, Ko	
<i>Areostrophia interjecta</i> (BARRANDE, 1879)	R	
<i>Caplinoplia pragensis</i> HAVLÍČEK & RACHEBOEUF, 1979	R	Dp, Sl, Ř, V
<i>Caplinoplia embryo</i> (BARRANDE, 1848)		V, Sl
<i>Leptoconetes tardus</i> (BARRANDE, 1879)		Dp, Sl, Ř
<i>Strophochonetes</i> sp. n.		Sl
<i>Lingula nigricans</i> BARRANDE, 1879	R	
<i>Orbiculoidea intermedia</i> (BARRANDE, 1879)	R	
<i>Orbiculoidea signata</i> (BARRANDE, 1879)	R	
Some other fossils		
<i>Machaeracanthus bohemicus</i> BARRANDE, 1872	R, Ko	Dp, Sl, Ř, V
<i>Radolina kosorensis</i> GROSS, 1950	R	
<i>Pterygotus (Acutiramus) bohemicus</i> BARRANDE, 1872	R	
<i>Plectoconularia proteica</i> (BARRANDE, 1867)	R, Ko	
<i>Pleurodictyum</i> div. sp.	Ko	Sl

References

- ALBERTI, G. K. B.: Beitrag zur Dacryconarida-(Tentaculiten-) Chronologie des älteren Unter-Devons (Lochkovium und Pragium). — Senckenbergiana lethaea, **65**, 27–49, Frankfurt a. M., 1984.
- ALBERTI, G. K. B.: Zur Tentaculitenführung im Unter- und Mittel-Devon der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich). — Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg (in press).
- AL-RAWI, D.: Biostratigraphische Gliederung der Tentaculiten-Schichten des Frankenwaldes mit Conodonten und Tentaculiten (Unter- und Mittel-Devon, Bayern, Deutschland). — Senckenbergiana lethaea, **58**, 25–79, Frankfurt a. M. 1977.
- BARRANDE, J.: Système silurien du centre de la Bohême. 1. Trilobites. — 935 p., Prague – Paris 1852.
- BOUČEK, B.: The tentaculites of Bohemia. — 215 p., Praha 1964.

- BULTYNCK, P.: Le Silurien Supérieur et le Devonien Inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). – Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., **49**, 1–74, Bruxelles 1976.
- BULTYNCK, P. & HOLLARD, H.: Distribution comparée de conodontes et goniatites dévoniens des plaines du Dra, du Ma'der et du Tafilalt (Maroc). – Aardkundige Mededelingen, **1**, 1–73, Leuven 1980.
- CHLUPÁČ, I.: Stratigraphical investigation of the border strata of the Silurian and the Devonian in Central Bohemia. – Sbor. Ústř. Úst. geol., **20**, 277–380, Praha 1953.
- CHLUPÁČ, I.: Stratigraphical study of the oldest Devonian beds of the Barrandian. – Sbor. Ústř. Úst. geol., **21**, 91–224, Praha 1955.
- CHLUPÁČ, I.: Facial development and biostratigraphy of the Lower Devonian of Central Bohemia. – Sbor. Ústř. Úst. geol., **23**, 369–485, Praha 1957.
- CHLUPÁČ, I.: Phyllocarid crustaceans from the Silurian and Devonian of Czechoslovakia. – Palaeontology, **6**, 97–118, London 1963.
- CHLUPÁČ, I.: Zu einigen Fragen der Stratigraphie, Faziesentwicklung und Parallelisierung des Unterdevons von Böhmen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **4**, 193–208, Stuttgart 1969.
- CHLUPÁČ, I.: Stratigraphical position of Barrande's palaeontological localities in the Devonian of Central Bohemia. – Časop. Mineral. Geol., **28**, 261–275, Praha 1983a.
- CHLUPÁČ, I.: Trilobite assemblages in the Devonian of the Barrandian area and their relations to palaeoenvironments. – Geologica et Palaeontologica, **17**, 45–73, Marburg 1983b.
- CHLUPÁČ, I.: Two index trilobites from the Lochkovian-Pragian boundary beds of the Barrandian area, Czechoslovakia. – Věst. Ústř. Úst. geol., **60** (in press).
- CHLUPÁČ, I. (with contributions by H. JAEGER & J. ZIKMUNDOVÁ): The Silurian-Devonian boundary in the Barrandian. – Bull. Canad. Petrol. Geol., **20**, 104–174, Calgary 1972.
- CHLUPÁČ, I., KÁFÍZ, J. & SCHÖNLAUB, H. P. (with contributions by G. KLAPPER & J. ZIKMUNDOVÁ): Silurian and Devonian conodont localities of the Barrandian. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 147–180, Wien 1980.
- CRAMER, F. H. & DIEZ, M. del C. R.: Iberian chitinozoans. I. Introduction and summary of Pre-Devonian data. – Palinologia, num. ext. 1, 149–201, Leon 1978.
- DIEZ, M. del C. R. & CRAMER, F. H.: Iberian chitinozoans II. Lower Devonian forms (La Vid Shales and equivalents). – Palinologia, num. ext., 203–217, Leon 1978.
- EISENACK, A.: Beiträge zur Chitinozoen-Forschung. – Palaeontographica, Abh. A., **140**, 117–130, Stuttgart 1972.
- FAHRAEUS, L.: Lower Devonian conodonts from the Michele and Prongs Creek Formations, Yukon Territory. – J. Palaeont., **45**, 665–683, Tulsa 1971.
- HAVLÍČEK, V.: The brachiopods of the Bráník and Hlubočepy Limestones in the immediate vicinity of Prague. – Sbor. Ústř. Úst. geol., **22**, 535–665, Praha 1956.
- HAVLÍČEK, V.: The Spiriferidae of the Silurian and Devonian of Bohemia. – Rozpr. Ústř. Úst. geol., **25**, 1–261, Praha 1959.
- HAVLÍČEK, V.: Rhynchonelloidea des böhmischen älteren Paläozoikums. – Rozpr. Ústř. Úst. geol., **27**, 1–211, Praha 1961.
- HAVLÍČEK, V.: Brachiopods of the Suborder Strophomenidina in Czechoslovakia. – Rozpr. Ústř. Úst. geol., **33**, 1–235, Praha 1967.
- HAVLÍČEK, V.: Brachiopoda of the Order Orthida in Czechoslovakia. – Rozpr. Ústř. Úst. geol., **44**, 1–327, Praha 1977.
- HAVLÍČEK, V.: New Eospiriferinae (brachiopoda) in Bohemia. – Sbor. geol. Věd, Paleont., **23**, 7–48, Praha 1980.
- HORNÝ, R.: Stratigraphy and tectonics of the western closures of the Silurian-Devonian Synclinorium in the Barrandian area. – Sbor. Ústř. Úst. geol., **26**, Geol., 459–530, Praha 1960.
- JAEGER, H.: Devonian Graptolithina. – Spec. Pap. Palaeont., **23**, 335–339, London 1979.
- JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H. P.: Silur und Devon nördlich der Gundersheimer Alm in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia II, **170/190**, 403–444, Klagenfurt 1980.
- KLAPPER, G.: Lower Devonian conodont sequence, Royal Creek, Yukon Territory, and Devon Island, Canada. – J. Palaeont., **43**, 1–27, Tulsa 1979.
- KLAPPER, G. (with contributions by D. B. JOHNSON): Lower and Middle Devonian conodont sequence in Central Nevada. – In: Western North America: Devonian (eds. M. A. MURPHY, W. B. N. BERRY and C. A. SANDBERG). – Univ. California, Campus Mus. Contr., **4**, 33–54, Riverside 1977.
- KLAPPER, G. et al.: North American Devonian conodont biostratigraphy. – In: Symposium on conodont biostratigraphy (eds. W. C. SWEET & S. M. BERGSTRÖM). – Mem. geol. Soc. Am., **127**, 285–316, Boulder 1971.
- KLAPPER, G. & JOHNSON, J. G.: Endemism and dispersal of Devonian conodonts. – J. Paleont., **54**, 400–455, Tulsa 1980.
- KLAPPER, G. & MURPHY, M. A.: Silurian-Lower Devonian conodont sequence in the Roberts Mountains Formation of Central Nevada. – Univ. California Pub. Geol. Sci., **111**, 1–62, Berkeley 1975.
- KLAPPER, G. & MURPHY, M. A.: Conodont zonal species from the delta and pesavis Zones (Lower Devonian) in central Nevada. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1980**, 490–504, Stuttgart 1980.
- KLAPPER, G. & ZIEGLER, W.: Devonian conodont biostratigraphy. – Spec. Pap. Palaeont., **23**, 199–224, London 1979.
- KODYM, O. & KOLIHA, J.: Excursion géologique dans la vallée de Radotín et à Přídolí. – Věstník Stát. geol. Úst., **4**, 84–115, Praha 1928.
- LANE, H. R. & ORMISTON, A. R.: Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontrout River area, east-central Alaska. – Geologica et Palaeontologica, **13**, 39–96, Marburg 1979.
- LAUFELD, S.: Silurian Chitinozoa from Gotland. – Fossils and Strata, **5**, 130 p., Oslo 1974.
- LUKEŠ, P.: Dacryconarid tentaculites of the Lochkovian Stage (Lower Devonian) of the Barrandian. – Čas. Mineral. Geol., **30** (in press).
- MASHKOVA, T. A.: Drevnejšie konodontovye komplekxy devona SSSR. – Sov. geol., **1978**, 3–14, Moskva 1978.
- MASHKOVA, T. A.: Conodont zones of the Lower Devonian in the U. S. S. R. – Geologica et Palaeontologica, **13**, 97–102, Marburg 1979.
- MEHRTENS, C. J. & BARNETT, S. G.: Conodont subspecies from the Upper Silurian-Lower Devonian of Czechoslovakia. – Micropalaeontology, **22**, 491–500, New York 1976.
- MURPHY, M. A. & MATTI, J. C.: Lower Devonian conodonts (hesperius-kindlei Zones), Central Nevada. – Univ. California Pub., Geol. Sci., **123** 1–82, Berkeley 1982.
- ODIN, G. S.: The Phanerozoic time scale revisited. – Episodes, **1982/3**, 3–9, Ottawa 1982.
- PARIS, F.: Les Chitinozoaires. In: Les schistes et calcaires éodévoniens de Saint-Cénére (Massif armoricain, France). – Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, **19**, 93–133, Rennes 1976.
- PARIS, F.: Les Chitinozoaires. In: Les schistes et calcaires de l'Armorique (Dévonien inférieur, Massif armoricain). – Mém. Soc. géol. Minéral. Bretagne, **23**, 111–128, Rennes 1980.
- PARIS, F.: Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du sud-ouest de l'Europe (Cadre géologique, Étude systématique, Biostratigraphie). – Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, **26**, 426 p., Rennes 1981.
- PARIS, F., LAUFELD, S. & CHLUPÁČ, I.: The Chitinozoa of the type sections of the Silurian-Devonian boundary in Bohemia. – Sver. Geol. Unders., **51**, 1–29, Uppsala 1981.
- PERRY, D., KLAPPER, G. & LENZ, A. C.: Age of the Ogilvie Formation (Devonian), northern Yukon: based primarily on the occurrence of brachiopods and conodonts. – Can. J. Earth Sci., **11**, 1055–1097, Montreal 1974.
- PRAGER ARBEITSTAGUNG über die Stratigraphie des Silurs und des Devons (ed. J. SVOBODA). – 518 p., Praha (Ústřední Ústav geologický) 1960.
- PROKOP, R.: Family Calceocrinoidae MEEK & WORTHEN, 1869 (Crinoidea) in the Silurian and Devonian of Bohemia. – Sbor. geol. Věd, P., **12**, 79–134, Praha 1970.
- SANDBERG, C. A.: Devonian and Lower Mississippian conodont zonation of the Great Basin and Rocky Mountains. In: SAND-

- BERG, C. A. & CLARK, D. I. (eds.): Conodont biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains. – Brigham Young Univ. Geology Studies, **26**, 87–106, Provo 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P., with contributions by H. JAEGER, M. R. HOUSE, J. D. PRICE, B. GÖDDERTZ, H. PRIEWALDER, O. H. WALLISER, J. KRÍŽ, W. HAAS & G. B. VAI: Carnic Alps. – In: Second European Conodont Symposium ECOS II (ed.: H. P. SCHÖNLAUB), Abh. Geol. B.-A., **35**, 5–57, Wien 1980.
- SPASSOV, C.: Die Conodontenchronologie des Unterdevons im Mittelteil der Balkanhalbinsel. – Bull. Geol. Inst., Ser. Stratigr. Lithol., **20**, 5–13, Sofia 1971.
- ŠNAJDR, M.: A study of the family *Scutelluidae* (Trilobitae). – Rozpr. Ústř. Úst. geol., **26**, 263 p., Praha 1960.
- ŠNAJDR, M.: Bohemian Silurian and Devonian Proetidae (Trilobita). – Rozpr. Ústř. Úst. geol., **45**, 324 p., Praha 1980.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. – Abh. Hess. Landesamt Bodenforsch., **41**, 106 p., Wiesbaden 1964.
- WRONA, R.: Upper Silurian–Lower Devonian Chitinozoa from the subsurface of southeastern Poland. – Palaeontologica Polonica, **41**, 103–165, Warszawa 1980.
- ZIEGLER, W.: Conodont stratigraphy of the European Devonian. In: Symposium on Conodont Biostratigraphy (eds. W. C. SWEET & S. M. BERGSTRÖM). – Mem. Geol. Soc. Am., **127**, 227–284, Boulder 1971.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 10. Februar 1985.

Plate 1

Some dacryoconarid tentaculites from the upper Lochkovian of the Barrandian.

Localities: 1 = Praha-Podolí (quarry of the former cement plant); 2–6,8,10 = Černá rokle near Kosoř; 7,9 = Praha – Velká Chuchle (Přídolí).

- Fig. 1: *Homoctenowakia bohémica* (BOUČEK), specimen (PL870), ×29.
 Fig. 2: *Paranowakia intermedia* (BARRANDE), specimen (PL1103), ×20.
 Fig. 3: *Nowakia kosorensis* LUKES, specimen (PL1083), ×24.
 Fig. 4: *Nowakia sororcula* LUKES, specimen (PL 833), ×33.
 Fig. 5: *Nowakia praesororcula* LUKES, specimen (PL1104A), ×36.
 Fig. 6: *Paranowakia geinitziána* (RICHTER), specimen (PL1079), ×20.
 Fig. 7: *Paranowakia grandis* LUKES, specimen (PL1059), ×20,5.
 Figs. 8–10: *Paranowakia geinitziána* (RICHTER).
 8: specimen (PL1088), ×19.
 9: specimen (PL1056), ×18.
 10: specimen (PL1108), ×29.

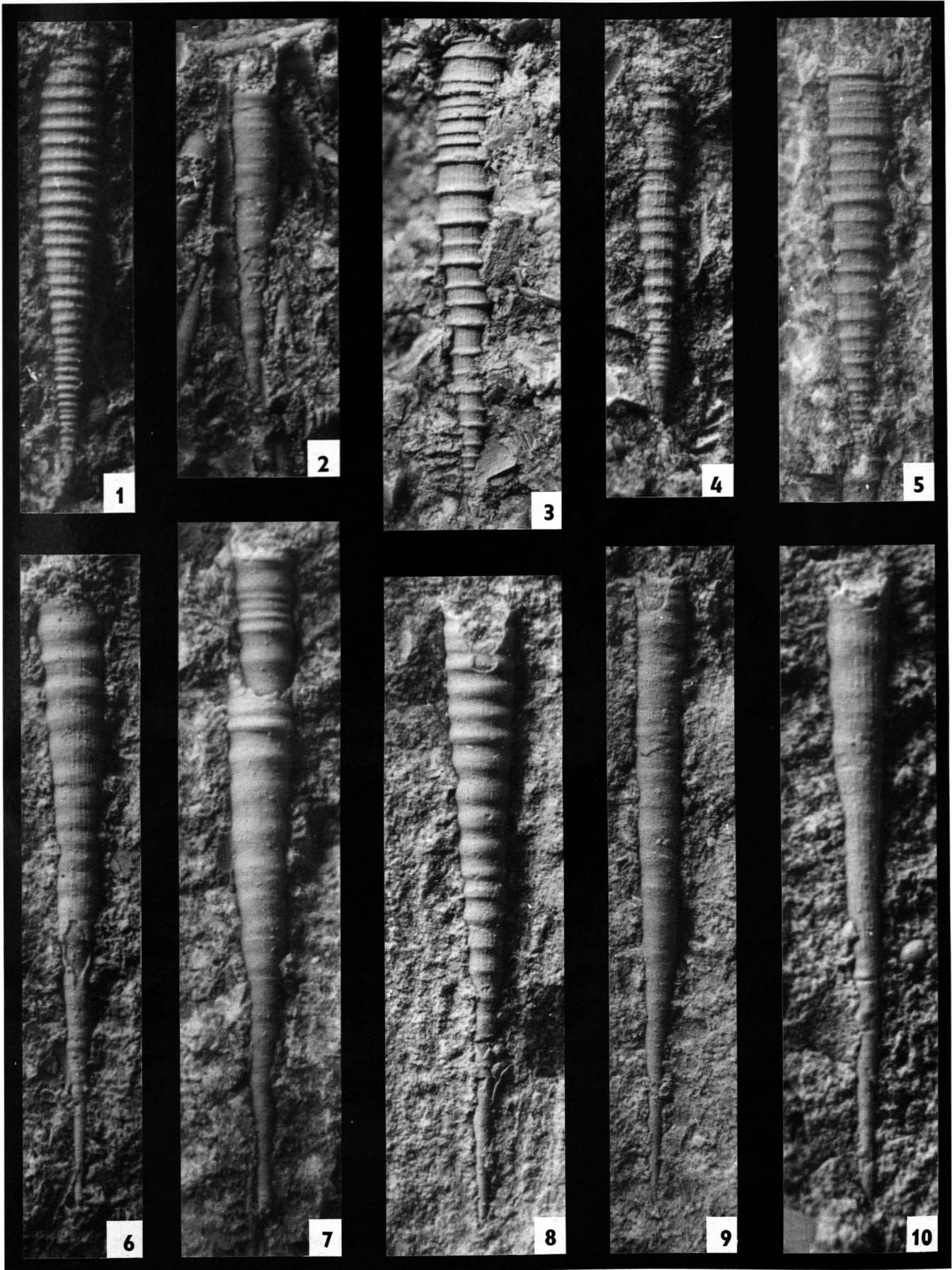


Plate 2

Conodonts from the Lochkovian-Pragian boundary interval (Barrandian and Carnic Alps).

- Fig. 1: *Eognathodus sulcatus* PHILIP ssp. indet.; section Oberbuchach II, sample no. 85, some 30 m above the base of the Pragian; fragmentary specimen associated with *Polygnathus pireneae* BOERSMA; $\times 120$.
- Fig. 2: *Ozarkodina pandora* MURPHY et al. alpha morphotype; section Oberbuchach II, sample no. 72, some 4 m above the presumed Lochkovian-Pragian boundary; $\times 80$.
- Fig. 3: *Pedavis* sp. aff. *P. brevicauda* MURPHY & MATTI; section Oberbuchach II, sample no. 85, some 30 m above the base of the Pragian and associated with *Polygnathus pireneae* BOERSMA and *Eognathodus sulcatus* PHILIP; $\times 75$ (fragmentary).
- Fig. 4: *Icriodus steinachensis* AL-RAWI beta morphotype; section Červený lom near Klukovice in the Barrandian, approx. 1 m above the base of the Pragian in the Lodenice Lst.; $\times 60$.
- Fig. 5: *Icriodus steinachensis* AL-RAWI eta morphotype; section Oberbuchach II, sample no. 73, 5–6 m above the presumed Lochkovian-Pragian boundary; $\times 45$.
- Figs. 6,7,9: *Ozarkodina pandora* MURPHY et al. zeta morphotype; section Cikánka, bed no. 10 (= F); $\times 50$, $\times 100$ (detail).
- Figs. 8,12: *Ozarkodina pandora* MURPHY et al. beta morphotype.
- Fig. 8: Section Hvíždalka, approx. 1 m below the base of the Pragian; $\times 100$.
- Fig. 12: Section Cikánka, boundary bed 11 (= G); $\times 60$.
- Fig. 10: *Ozarkodina pandora* MURPHY et al. beta morphotype – gamma morphotype; section Hvíždalka, approx. 1 m below the base of the Pragian; $\times 45$.
- Figs. 11,18: *Ozarkodina pandora* MURPHY et al. alpha morphotype; section Cikánka, bed no. 10 (= F) (fig. 11), section Přídolí, sample no. 14, 1.50 m above the base of the Pragian; $\times 80$, $\times 80$.
- Fig. 19: *Ozarkodina pandora* MURPHY et al. alpha morphotype – zeta morphotype transition; section Cikánka, bed no. 10 (= F); $\times 55$.
- Figs. 13–16: *Icriodus steinachensis* AL-RAWI eta morphotype; figs. 13–16 from section Cikánka, sample W 376 immediately above the base of the Pragian show variation of basal cavity width but also connecting main character of the spindle shaped platform; $\times 45$.
- Figs. 17,20–26: *Icriodus* sp. n. A.
- Fig. 17: Černá rokle, sample no. 63, approx. 3.20 m below the base of the Pragian; $\times 90$.
- Fig. 20: Section Hvíždalka, 2.50 m below the base of the Pragian; $\times 70$.
- Fig. 21: Section Přídolí, 0.20 m above the base of the Pragian; $\times 50$.
- Fig. 22: Section Cikánka, sample W 376 immediately above the base of the Pragian; $\times 40$.
- Fig. 23: Section Cikánka, sample no. 7 (= C); $\times 50$.
- Fig. 24: Section Cikánka, sample no. 5 (= B); $\times 65$.
- Fig. 25: Section Cikánka, sample no. 11 (= G); $\times 60$.
- Fig. 26: Section Cikánka, sample no. 5 (= B); $\times 100$.
- Figs. 27,29: *Ancyrodelloides omus* MURPHY & MATTI.
- Fig. 27: Section Černá rokle, sample no. 64, approx. 3 m below the base of the Pragian; $\times 80$.
- Fig. 29: Section Přídolí, sample no. 6, approx. 1.20 m below the base of the Pragian; $\times 50$ (fragmentary). Both types represent the noded beta morph.
- Fig. 28: *Ancyrodelloides transitans* (BISCHOFF & SANNEMANN); section Oberbuchach II; sample no. 58, 5–6 m below the presumed Lochkovian-Pragian boundary; $\times 40$.
- Fig. 30: *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (ZIEGLER); section Cikánka, sample no. 8 (=D); $\times 80$.
- Fig. 31: *Pedavis* sp. aff. *P. breviramus* MURPHY & MATTI; a fragmentary specimen from section Přídolí, sample no. 9, approx. 0.30 m below the base of the Pragian; $\times 100$.



Plate 3

Lochkovian and lowermost Pragian chitinozoa from Bohemia.

- Fig. 1: *Eisenackitina bohémica* (EISENACK); Kosoř section, bed no. 10/11, IGR 53901, (R.40), Lochkovian; $\times 250$.
- Fig. 2: *Margachitina catenaria catenaria* OBUT; Kosoř section, bed no. 21, IGR 53905, (T.37.2), Lochkovian; $\times 300$.
- Fig. 3: *Eisenackitina* cf. *cupetella* WRONA; Kosoř section, bed no. 63, IGR 53919, (P.46), upper Lochkovian; the outer layer is corroded; $\times 250$.
- Fig. 4: *Gottlandochitina ramosus* (PARIS); Kosoř section, bed no. 54, Lochkovian; the chamber processes are partially destroyed in this poorly preserved specimen (lost after scanning observation); $\times 400$.
- Fig. 5: *Margachitina catenaria tenuipes* PARIS; Kosoř section, bed no. 65, IGR 53921, (P.42.1), uppermost Lochkovian; the chamber diameter/pedoncle diameter ratio is significantly higher than those of *M. catenaria catenaria* (see fig. 2); $\times 500$.
- Fig. 6: *Urnochitina* sp. A; Cikánka section, bed no. 5, IGR 53840, (S.33), uppermost Lochkovian; note the tiny tubercles covering the chamber; $\times 400$.
- Fig. 7: *Urnochitina* sp. A; Cikánka section, bed no. 5, IGR 53840, (N.31), uppermost Lochkovian; the ornamented outer-layer of this specimen is destroyed by the corrosion; $\times 400$.
- Fig. 8: *Eisenackitina bohémica* (EISENACK); Třebotov section, bed no. 13, IGR 53812, (P.34), uppermost Lochkovian; elongate specimen with a peculiar pattern of ornamentation on its oral part; $\times 200$.
- Fig. 9a–b: *Eisenackitina* sp. A; Kosoř section, bed no. 21, IGR 53905, (M.41), Lochkovian.
9a: $\times 300$.
9b: Detail of the peculiar ornamentation of this form; $\times 1500$.
- Fig. 10: *Eisenackitina elongata* EISENACK; Kosoř section, bed no. 10/11, IGR 53901, (P.40), Lochkovian; the oral part of this large specimen is partially broken, while the outer layer is eroded; $\times 200$.
- Fig. 11: *Gottlandochitina philippoti* PARIS; Kosoř section, bed no. 87 (70 cm above the base of this bed), IGR 53936, (P.43), lowermost Pragian; $\times 400$.
- Fig. 12: *Gottlandochitina philippoti* PARIS; Kosoř section, bed no. 87 (70 cm above the base of this bed), IGR 53936, (M.38.4), lowermost Pragian. Well preserved specimen showing branched processes; $\times 400$.
- Fig. 13a–b: *Angochitina comosa* TAUGOURDEAU & JEKHOWSKY; Třebotov section, 180 cm above the base of the Pragian, IGR 53835, (R.35).
13a: $\times 500$.
13b: Detail of the spiny ornamentation (note the occurrence of some λ -spines); $\times 200$.

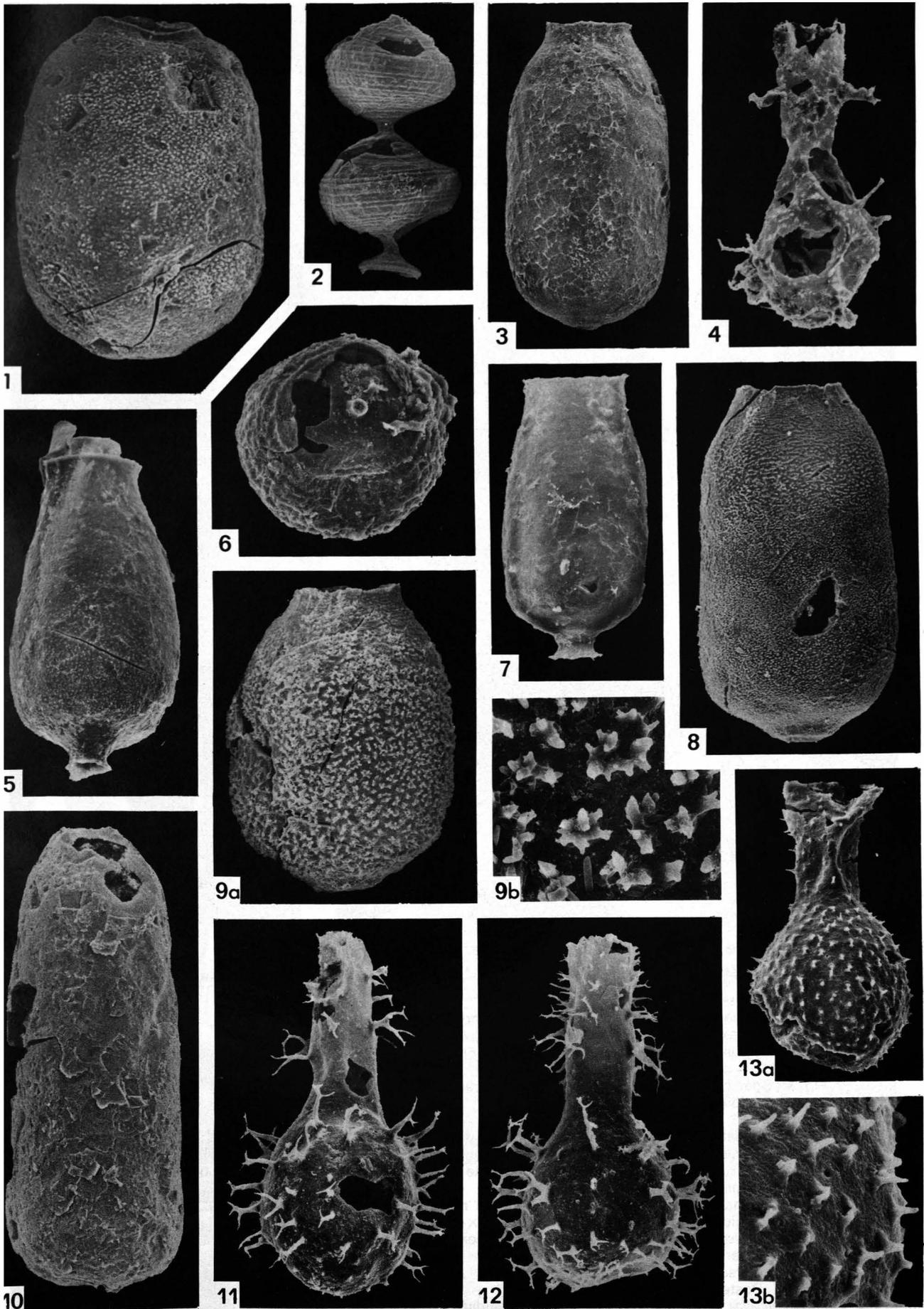


Plate 4

Some trilobites from the late upper Lochkovian of the Barrandian.

Localities: 2–5, 8–13 = Černá rokle near Kosof; 6, 14–16 = Solopysky – Třebotov; 7 = Praha – Velká Chuchle (Přídolí).

Figs. 1– 3: *Lochkovella misera* (BARRANDE).

Fig. 1: Cephalon, lectotype (IT 393), internal mould; × 4.

Fig. 2: Thorax and pygidium (ICh 6979), negative counterpart; × 2.5.

Fig. 3: Pygidium of a young specimen (ICh 4558); × 7.

Figs. 4– 5: *Spiniscutellum umbelliferum* (BEYRICH).

Fig. 4: Specimen without librigenae (private coll.); × 1.5.

Fig. 5: Pygidium (ICh 6924); × 2.5.

Figs. 6– 7: *Spiniscutellum? plasi* (ŠNAJDR).

Fig. 6: Almost complete specimen (ICh 6925); × 2.

Fig. 7: Pygidium (ICh 6926a); × 2.

Fig. 8: *Leonaspis lochkovens* (PRANTL & PRIBIL); complete exoskeleton (L 1773) with partly broken spines; × 2.5.

Figs. 9–10: *Reedops limespragensis* CHLUPÁČ.

Fig. 9: Cephalon, holotype (ICh 6910), internal mould; × 3.5.

Fig. 10: Pygidium (ICh 6970), internal mould; × 4.

Figs. 11–13: *Lepidoproetus lepidus lepidus* (BARRANDE); almost complete specimen.

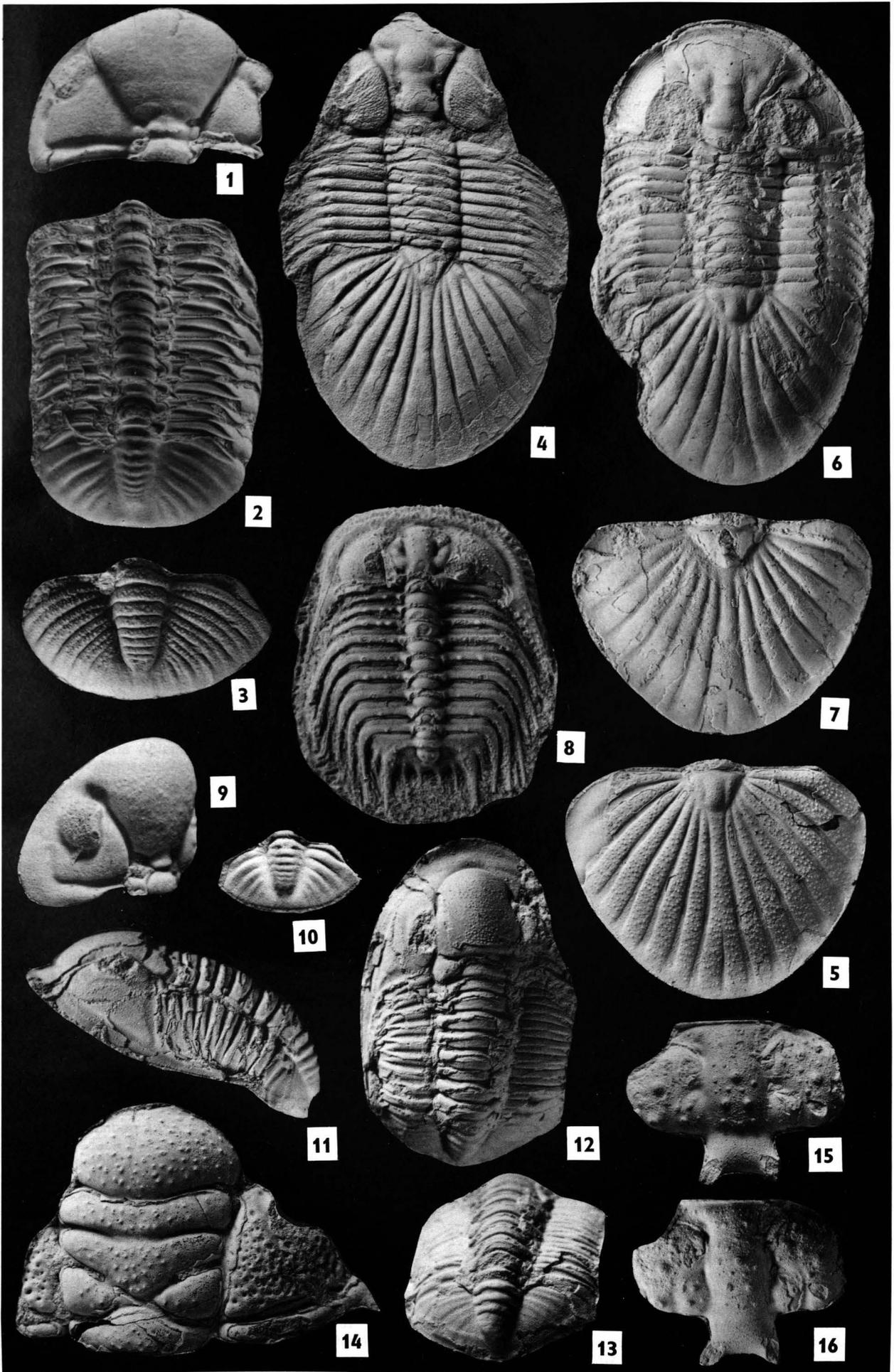
Fig. 11: Lateral view; × 4.

Fig. 12: Dorsal view; × 4.

Fig. 13: Posterodorsal view; × 4.

Fig. 14: *Crotalocephalina chlupaci* (PŘIBYL & VANĚK); cranidium (ICh 6923); × 2.5.

Figs. 15–16: *Ceratonurus* sp. n.; cranidium (ICh 6921) with exoskeleton, dorsal views in different lights; × 4.



Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark)

Von JOHANN GOLLNER & CHRISTIAN ZIER*)

Mit 9 Abbildungen, 2 Tabellen und 6 Tafeln

Steiermark
Grazer Paläozoikum
Stratigraphie
Fazies
Tektonik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 134

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	43
Einleitung	44
1. Das Paläozoikum	44
1.1. Die Hochlantschgruppe	44
1.1.1. Dolomitsandsteinfolge	46
1.1.2. „Gesteine des Breitalmkreuz“	47
1.1.3. Barrandeischichten	47
1.1.4. Tyrnauer Alm-Formation	48
1.1.5. Zachenspitzformation	50
1.1.6. Steinbergkalk	51
1.1.7. Hochlantschkalk	51
1.1.8. Mixnitzer Karbon	52
1.2. Laufnitzdorfer Gruppe	52
1.3. „Kalkschieferfolge“	53
1.3.1. Tektonische Position der „Kalkschieferfolge“	53
1.3.2. „Gschwendtformation“, „Heubergformation“, „Koglerformation“, „Höllgrabeneinheit“	53
1.3.3. Größkogelgruppe	54
2. Postpaläozoische Ablagerungen	55
2.1. Gams/Bärenschützkonglomerat	55
2.2. Tertiärkonglomerat	55
2.3. Burgstallbrekzie	55
2.4. Gehängebrekzien und Schuttbildungen	56
2.5. Quartäre Spalten	57
3. Tektonischer Bau	57
Dank	60
Literatur	60

Zusammenfassung

Der Hochlantsch als nördlicher Eckpfeiler des Grazer Paläozoikums ist gekennzeichnet durch einen Decken- und Schuppenbau. Diese können drei verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten zugeordnet werden:

1. Hochlantschgruppe (Unterdevon – Oberkarbon),
2. Laufnitzdorfer Gruppe (Obersilur – Oberdevon),
3. „Kalkschieferfolge“ (Unterdevon – Oberdevon).

Die Hochlantschgruppe als höchstes tektonisches Element ist in ihren stratigraphisch tieferen Anteilen und hinsichtlich ihrer hohen Position mit der Rannachfazies des näheren Grazer Raumes vergleichbar. Vom höheren Mitteldevon bis ins Oberkarbon sind jedoch bedeutende lithologische und fazielle Unterschiede erkennbar. Die pelagische Laufnitzdorfer Gruppe und die vermutlich flachmarine „Kalkschieferfolge“ bilden ein basales Decken- und Schuppenpaket, welches sowohl im Hangenden (Hochlantschgruppe) wie auch im Liegenden (Gleinalmkristallin) diskordant begrenzt wird.

Das Gams/Bärenschützkonglomerat, welches mit dem Basiskonglomerat der Kainacher Gosau (Obersanton–Unter-

campan) verglichen wird, tritt in unterschiedlichen Höhenniveaus im Hangenden des Hochlantschkalks (Hochlantschgruppe) auf. Am Hochlantsch sind seit dem höheren Neogen gebildete Hangschuttbrekzien, Schuttfächer, Felssturzmassen etc. weit verbreitet. Die verschiedenen Möglichkeiten der Genese der Burgstallbrekzie (Abb. 1) werden diskutiert.

Summary

The Hochlantsch area is located in the northern part of the Graz Paleozoic. The tectonic structure is characterised by nappes and wedges. These can be assigned to three lithostratigraphic units:

1. Hochlantsch Group (Lower Devonian – Upper Carboniferous),
2. Laufnitzdorf Group (Upper Silurian – Upper Devonian),
3. „Kalkschiefer-Folge“ (sensu Group) (Lower Devonian – Upper Devonian).

The Hochlantsch Group is comparable to the Rannach-Fazies (sensu Group), because both form the highest nappe in the Graz Paleozoic and consist of the same formations from lower Devonian to Eifelium. However from the Givetian to the upper Carboniferous there are significant differences. The basal nappe system with discordant thrust boundaries includes the pelagic Laufnitzdorf Group and the „Kalkschiefer-Folge“ (presumably shallow marin).

*) Anschrift der Verfasser: Dr. JOHANN GOLLNER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; Dr. CHRISTIAN ZIER, Dorfstraße 15, A-8592 Salla.

The Hochlantsch Group is locally overlaid by deposits of the mesozoic Gams/Bärenschütz-Konglomerat (comparable with the santonian to campanian Basiskonglomerat of the Kainach Gosau). In the Hochlantsch area talus deposits since upper Neogene are widely distributed. Various possibilities of the genesis of the Burgstall-Brekzie are discussed.

Einleitung

Vorliegende Darstellung ist eine Zusammenfassung der stratigraphisch-tektonischen Ergebnisse einer Neukartierung des Hochlantschgebietes (GOLLNER, 1981, 1983, 1984, 1985; GOLLNER & ZIER, 1982; GOLLNER et al., 1982, 1983; ZIER, 1981, 1982, 1983). Ziele dieser waren neben der Erstellung einer geologischen Karte 1:10.000 eine biostratigraphische, fazielle und sedimentologische Bearbeitung, nachdem die letzte Untersuchung mehr als 50 Jahre zurückliegt. Diese von CLAR et al. (1929) vorgelegte geologische Karte mit Erläuterungen sowie deren tektonisches Modell eines „Stockwerkbaus“ am Hochlantsch bildete auch die Basis für darauffolgende geologisch-tektonische Arbeiten (CLAR, 1935; BOIGK, 1951; FLÜGEL, 1975, u.a.). Während jedoch das höchste „Stockwerk“ infolge seines Fossilreichtums seit langem Ziel stratigraphischer Untersuchungen war (C. CLAR, 1871, 1874; PENECKE, 1889, 1894; HERITSCH, 1917, CLAR et al., 1929; FLÜGEL & SCHIMUNEK, 1961; FLÜGEL, 1971, 1980), fehlen diese in den tieferen, makrofossilarmen „Stockwerken“ weitgehend. In diesen, aber auch im höchsten „Stockwerk“ konnten v. a. mit Hilfe der Conodontenstratigraphie, wesentliche Neuergebnisse gewonnen werden, wobei sich die Bestimmung der Conodonten auf folgende Literatur stützt:

BISCHOFF & ZIEGLER (1957), BULTYNK (1971), CARLS & GANDL (1969), EBNER (1977), GLENISTER & KLAPPER (1971), KLAPPER, PHILIP & JACKSON (1970), KLAPPER & JOHNSON (1975), KLAPPER, ZIEGLER & MASHKOVA (1978), KREBS (1959), KRZYSTYN (1973, 1980), LANE & ORMISTON (1979), LANE, SANDBERG & ZIEGLER (1980), MORZADEC & WEYANT (1982), MOSHER (1968, 1970), ORCHARD (1978), SCHÖNLAUB (1980), SCHULZE (1968), WALLISER (1964), WEDDIGE (1977), WIRTH (1967), WITTEKINDT (1966), ZIEGLER (1958, 1962, 1966, 1973, 1975, 1977), ZIEGLER, KLAPPER & JOHNSON (1976).

1. Das Paläozoikum

Der Hochlantsch wird von drei paläozoischen Entwicklungen aufgebaut, die (soweit nachweisbar) einen teilweise übereinstimmenden zeitlichen Umfang besitzen. Es sind dies die Hochlantschgruppe, die Laufnitzdorfer Gruppe und die „Kalkschieferfolge“. Hierbei beschränkt sich die erstgenannte Gruppe auf die Hochlantschdecke (im Sinne von FLÜGEL & NEUBAUER, 1984), während die beiden anderen in unterschiedlichen tektonischen Positionen auftreten (Kap. C, Abb. 1, 8, 9).

1.1. Die Hochlantschgruppe

Diese südlich des Mixnitzbaches bis zu 2000 m mächtige Gruppe umfaßt stratigraphisch Ems bis Na-

-  Neogen, Quartär (Hangschutt, Felssturzmassen etc.)
-  Burgstallbrekzie (?)
-  Tertiärkonglomerat
-  Gams/Bärenschützkonglomerat (Gosau)

Hochlantschgruppe

-  Mixnitzer Karbon (cu-co)
-  Steinbergkalk (do)
-  Hochlantschkalk (dm-do)
- Zachenspitzformation (dm)
 -  östl. Member
 -  westl. Member
-  Tyrnauer-Alm-Formation (dm)
-  Barrandeisichten (du-dm)
-  Dolomitsandsteinfohle (du)
-  Gesteine des Breitalmkreuz (du?)

Laufnitzdorfer Gruppe

-  Harrbergerformation (du-do)
- Hackensteinerformation (so-du)
 -  oberes Member
 -  unteres Member

Kalkschieferfolge

Größkogelgruppe (dm-do)

-  Gk-Flaserkalk
-  Gk-Kalk
-  Gk-Dolomit
-  Heubergformation (du?, dm)
-  Koglerformation (du, dm)
-  Höllgrabeneinheit (du)
-  Gschwendtformation (du, dm)
-  Kristallin

-30° -60° -85° saiga invers

 Störung, Überschiebung (vermutet)

 Bergbau (stillgelegt)

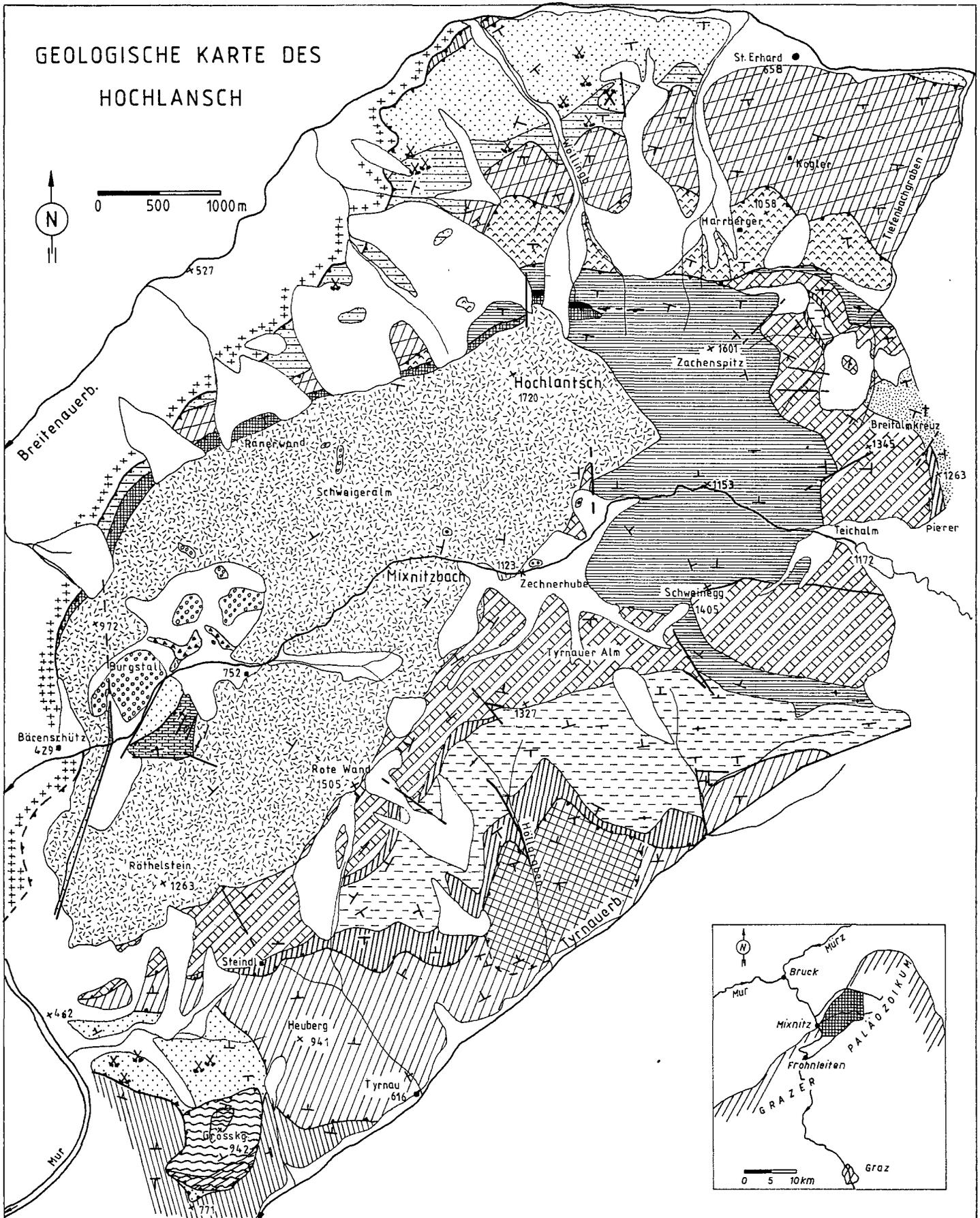


Abb. 1: Verbreitung der lithostratigraphischen Einheiten am Hochlantsch.

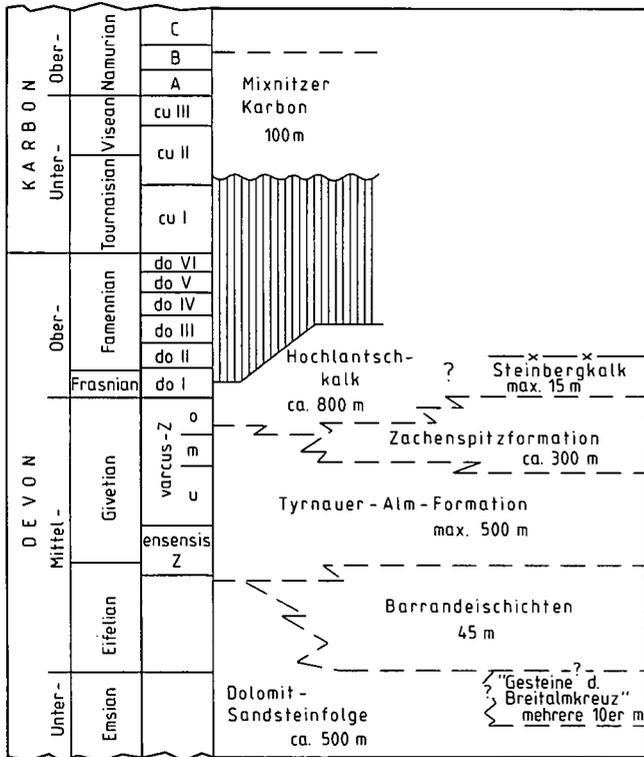


Abb. 2: Stratigraphie und Mächtigkeit der Schichten in der Hochlantschgruppe.

mur B. Das Fehlen älterer Schichtglieder ist wahrscheinlich auf eine diskordante Überschiebung mit basaler Amputation zurückzuführen. Die stratigraphische Stellung und Mächtigkeit der einzelnen Formationen ist in Abb. 2 dargestellt.

Die Hochlantschgruppe läßt sich vor allem aufgrund ihrer tektonisch hohen Position und z. T. wegen ihrer lithofaziellen Entwicklung mit der Rannachfazies des näheren Grazer Raumes vergleichen (Abb. 3). Im höheren Mitteldevon kommt es jedoch zu einer faziellen Differenzierung (dem Kanzelkalk der Rannachfazies steht die Tyrnauer Alm-Formation, die Zschenspitzformation und der Hochlantschkalk gegenüber) und gleichzeitig zur Entwicklung eines starken Vulkanismus in der Hochlantschgruppe, der im wesentlichen in der Rannachfazies fehlt. Auch im Oberdevon ist am Hochlantsch neben einer vergleichbaren pelagischen Entwicklung (Steinbergkalk) eine der Rannachfazies fremde Flachwasserfazies (Hochlantschkalk) ausgebildet. Über einer Schichtlücke vom do II/III bis cu II (sowohl am Hochlantsch wie auch lokal in der Rannachfazies nachgewiesen) folgt in beiden Räumen eine pelagische Entwicklung, die jedoch am Hochlantsch bis ins Oberkarbon reicht, während sie in der Rannachfazies von einer als Flachwasserbildung gedeuteten oberkarbonen Folge (Schichten der Dult) abgelöst wird (vgl. EBNER et al., 1980, cum lit.).

Die Hochlantschgruppe besteht überwiegend aus karbonatischen Gesteinen. Vom Ems bis ins untere Givet (Dolomitsandsteinfole, Barrandeischichten, Tyrnauer Alm-Formation) handelt es sich hierbei um Ablagerungen eines küstennahen, inter(supra)- bis flach subtidalen Environments mit wechselnden energetischen Verhältnissen. Im mittleren Givet ändert sich dieses in eine flach subtidale, wahrscheinlich mäßig eingeschnürte Ruhigwasserfazies mit biohermalen Bildungen, in der

jedoch lokal eine offenmarine Beeinflussung feststellbar ist. Im dm/do Grenzbereich kommt es einerseits zur Entwicklung einer pelagischen, conodonten- und tentakulitenreichen Stillwasserfazies, andererseits zeigen die zeitgleichen Hochlantschkalke (dol-doll/III) mit Korallen und Stromatolithen Flachwasserbedingungen. Nach einer Heraushebung, Deformation mit einer möglicherweise durch Zerrungstektonik bewirkten Klufthildung, Erosion und Reliefbildung transgrediert im oberen Tournais das Mixnitzer Karbon über einem Paläorelief des Hochlantschkalk, wobei infolge rascher Absenkung bis ins Namur B reichende pelagische Kalke abgelagert werden (Abb. 3).

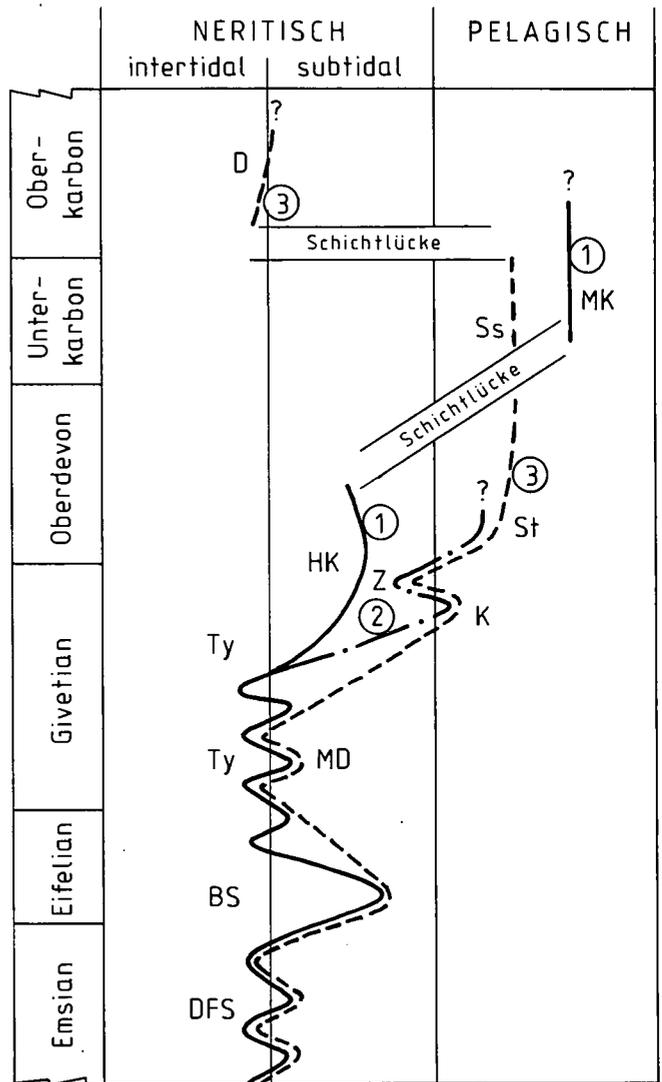


Abb. 3: Schematische Darstellung der bathymetrischen Entwicklung der Hochlantschgruppe im Vergleich zur Rannachfazies. 1,2 (voll durchgezogene und strichpunktierte Linie) = Hochlantschgruppe (Faziesaufspaltung im dm); 3 (strichlierte Linie) = Rannachfazies (nach EBNER et al., 1980; HAFNER, 1983); DFS = Dolomitsandsteinfole; BS = Barrandeischichten; MD = Mitteldevondolomit; TY = Tyrnauer Alm-Formation; Z = Zschenspitzformation; HK = Hochlantschkalk; K = Kanzelkalk; St = Steinbergkalk; Ss = Sanzenkogelschichten; MK = Mixnitzer Karbon; D = Dultschichten.

1.1.1. Dolomitsandsteinfole

Die Dolomitsandsteinfole bildet südlich und nördlich des Mixnitzbachs den Kern einer Antiklinale (Kap. 3.,

Abb. 1, 9). Während sie jedoch im Norden nur als wenige 10er m mächtige Folge aufgeschlossen ist, bildet sie im Süden eine bis 500 m mächtige Wechsellagerung verschiedener Dolomite, in die untergeordnet Kalke, Sandsteine und Tonschiefer eingeschaltet sind. Das Fehlen von Vulkaniten (im Gegensatz zur Rannachfazies) könnte sowohl primär bedingt sein als auch auf den basalen tektonischen Zuschnitt (Kap. 3.) zurückzuführen sein.

Die Schichtfolge wird dominiert von einer Wechsellagerung dunkelgrauer, grobgebankter bis massiger, spätiger, tw. fossilführender (v. a. Amphiporen und Crinoiden, seltener Korallen, Brachiopoden und Gastropoden) Dolomite (Taf. 1, Fig. 1) und hellgrauer, im dm Bereich gebankter, dichter bis feinkörniger, tw. laminiertes und fenestrierter Dolomite.

In verschiedener Position sind in dieser Folge bis max. 20 m mächtige, gebankte, graue bis graublaue, karbonatische Feinsande eingeschaltet. Vor allem in den höheren Anteilen finden sich bis 20 m mächtige, gebankte, oft äußerst fossilreiche Kalke (Taf. 1, Fig. 3), die denen der Barrandeischichten gleichen. Verschiedentlich sind cm bis wenige dm dicke Lagen von Dolomitmergeln und schwarzen, feinblättrigen Tonschiefern eingeschaltet.

Die Dolomitsandsteinfole der Hochlantschgruppe wird als zyklische, peritidale Entwicklung gedeutet (vgl. FENNINGER & HOLZER, 1978), wobei die einzelnen Zyklen von tw. biostromalen, subtidalen bis zu supratidalen Ablagerungen reichen können (BATHURST, 1975, 1983; CHILINGAR et al., 1979; DEELMAN, 1972, E. FLÜGEL, 1982; FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977; RICHTER, 1974; WILSON, 1975, u. a.). Die hellgrauen, feinkörnigen Dolomite können wegen des Auftretens von Algenlaminiten, stromatolithischen Autoklasten (Taf. 2, Fig. 1), sedimentären Brekzien, Erosionsflächen, geringer Fossilhäufigkeit und -diversität einem inter- bis supratidalen Ablagerungsraum zugeordnet werden. Während diese Dolomite als frühdiagenetische Bildungen angesehen werden, spricht das grobspätige, oft idiotopische Gefüge in den dunkleren Typen für eine spätdiagenetische Entstehung. Letztere sind aufgrund der höheren Fossilhäufigkeit und -diversität, dem Auftreten von Amphiporendolomiten, der meist groben Bankung, der engen Wechsellagerung mit den hellen Dolomiten als flach subtidale Bildung anzusehen. Das Auftreten autochthoner bis parautochthoner Gerüstbildner innerhalb gebankter Kalke läßt an biostromale Bildungen in einem flach subtidalen Bereich denken. Die Sandsteine wurden über der Wellenbasis (Ausbildung von Oszillationsrippeln – Taf. 1, Fig. 2) in Form ausgedehnter Feinsanddecken sedimentiert (ALLEN, 1968, 1982; REINECK & SINGH, 1980).

Während die stratigraphische Liegendgrenze unbekannt ist, konnte in den oberen Anteilen der Dolomitsandsteinfole in zwei Kalkbänken, die durch 100 m mächtige Dolomite getrennt sind, Emsium (oberes Unterems bis unteres Oberems) mit *Latericriodus bilatericrescens* und *Latericriodus huddlei* nachgewiesen werden. Dies läßt vermuten, daß ein Großteil der Dolomitsandsteinfole ein Ems-Alter besitzen dürfte.

Die Dolomitsandsteinfole wird lokal direkt von Dolomiten der Tyrnauer Alm-Formation überlagert. Dies könnte auf eine fazielle Vertretung der Barrandeischichten zurückzuführen sein, jedoch ist ein Störungskontakt nicht auszuschließen.

1.1.2. „Gesteine des Breitalmkreuz“

Im Bereich des Breitalmkreuzes, nördlich der Teichalm tritt im Liegenden der Hochlantschdecke eine über den bearbeiteten Bereich hinausreichende Folge von gebankten, hellgrauen bzw. gelbbraunen karbonatischen Sandsteinen, gut geschichteter blaugrauer z. T. Echinodermaten führender sandiger Kalke und Mergel auf, deren Lithologie an diverse Schichten der „Kalkschieferfolge“ erinnert. Das Hangende bilden mehrere m mächtige dunkelgraue, ebenflächig brechende Tonschiefer, in die ein ca. 15 m mächtiger, grobkörniger Metabasit schichtparallel eingeschaltet ist. Aufgrund des groben, intersertalen Gefüges aus bis 5 mm großen Plagioklasen und Pyroxenen (vermutlich Diopsid) deutet ANGEL (1931, 1932) diesen Vulkanit als Lagergang (Taf. 6, Fig. 4, 5).

Ob der Verband zu den im Hangenden folgenden Barrandeischichten sedimentär oder tektonisch ist, konnte infolge fehlender biostratigraphischer Hinweise nicht geklärt werden. Bei sedimentärem Kontakt wäre eine Deutung der „Gesteine des Breitalmkreuz“ als fazielle Vertretung des Hangendanteils der Dolomitsandsteinfole naheliegend, wobei ein flach subtidaler Ablagerungsraum wahrscheinlich ist (die Bezeichnung „Gesteine des Breitalmkreuz“ ist vorerst als informeller lithostratigraphischer Arbeitsbegriff zu verstehen, da der östlich anschließende Raum noch in Bearbeitung steht und es zu hoffen ist, daß diese zu einer Klärung der Stratigraphie führt).

1.1.3. Barrandeischichten

Es handelt sich um eine bis 45 m mächtige, intensive Wechsellagerung verschiedener Kalke (dominant), Dolomite und Mergel, sowie untergeordnet Tonschiefer und Sandsteine. Die deutlich im cm- bis m-Bereich gebankten, überwiegend fossilreichen Kalke liegen entweder als autochthon – geringdetritische oder als allochthon – stark detritische Bildungen vor. In ersteren, meist dunkelgrauen bis schwarzen, z. T. bituminösen, dichten Kalken finden sich auf einzelne Bänke beschränkt massive bzw. globuläre Stromatoporen und Korallen in Lebensstellung sowie rasenbildend dendroide Tabulata (Taf. 1, Fig. 5). Die Bioklasten (verschiedene Korallen und Stromatoporen, Brachiopoden, Gastropoden, Crinoiden, Ostrakoden, Echinoideenstacheln) sind schlecht sortiert und nicht gerundet. In den graubraunen, oft sandigen, matrixfreien Biogenschuttkalken finden sich die erwähnten Fossilien oft als gut sortierte und gerundete Kluste. Charakteristisch ist eine selektive, oft fleckige Dolomitierung, die vor allem dicht gepackte Biogenschuttkalke und Kalke mit hohem Tongehalt erfaßt (Taf. 1, Fig. 4). Typisch ist die Ausbildung von Schillagen dickschaliger Brachiopoden (vermutlich Formen der Gattung *Zdimir*). Untergeordnet sind dm bis wenige m mächtige Tonschiefer-, Dolomit- und Sandsteinlagen eingeschaltet.

Eine litho-fazielle Vertretung der Barrandeischichten bildet im Süden, im Bereich des Gehöftes Steindl, eine ca. 40 m dicke, massige bis schlecht geschichtete, fossilreiche Kalkbank und im oberen Tyrnauergraben dünn-schichtige, sandige Kalke (ähnlich der „Kalkschieferfolge“) (vgl. Abb. 1).

Die Barrandeischichten werden als flacher, sublitoraler, gut durchlichteter, offener Plattformbereich mit stark wechselnden energetischen Bedingungen gedeutet, wo-

bei die Folge aus Ablagerungen der Gezeitenebene (Dolomitsandsteinfohle) hervorgeht und teilweise auch durch diese vertreten wird.

Für stark unterschiedliche Wasserenergie spricht die rasche Wechsellagerung von niedrig- und hochdetrithischen Kalken. Erstere sind gekennzeichnet durch autochthones, sessiles Benthos, mm- bis dm-Detritus in mikritischer Matrix („mud-support“), schlechte Sortierung und fehlende Rundung der Bioklasten (Taf. 2, Fig. 2, 3). Trotz lokal hohen Tonanteils dürfte aufgrund einer geringen Sedimentationsrate ein gut durchlichtetes Wasser ein reiches Organismenwachstum (Bildung von Biostromen) ermöglicht haben. Die Merkmale der Biogenschuttkalke (Fehlen von mikritischer Matrix, „grain-support“, Einregelung und meist gute Sortierung der arenitischen Komponenten, Kantenrundung, geoptale Füllungen (Taf. 2, Fig. 4), Quarzdetritus, zerbrochene Kolonien von Gerüstbildnern) sprechen für eine rasche Ablagerung unter höher energetischen Bedingungen.

Die enge Verknüpfung mit Dolomiten der Gezeitenebene (sowohl im Liegenden als auch im Hangenden) läßt eine Deutung als neritische, sehr flache Entwicklung zu, in die sich die Bildung von Mikritrinden um Bioklasten, von Peloiden und Biostromen, sowie die Conodontenfauna (Dominanz der Gattung *Icriodus*) einfügt (FABER, 1980; E. FLÜGEL, 1982; SEILACHER, 1978; WEDDIGE & ZIEGLER, 1976; WILSON, 1975 u. a.).

Da eine moderne Bearbeitung der Makrofauna fehlt, ist der stratigraphische Umfang unsicher. Conodonten treten nur spärlich auf. Im Bereich des oberen Tiefenbachgrabens konnte an zwei Punkten in basalen Anteilen Oberems-Alter (*Icriodus corniger* ssp. und *Laticriodus* sp.), am Hochlantsch-Südabfall aus dem mittleren Bereich der Folge Eifelium (*Icriodus struvei*) nachgewiesen werden. Die reiche Makrofauna der Steinentnahmestelle beim Gh. Pierer spricht nach FLÜGEL (1971, 1972) für Eifelium. FLÜGEL (1980) beschreibt aus diesem Aufschluß *Calceola sandalina*.

Die Barrandeischichten am Hochlantsch dürften somit wie auch in der näheren Umgebung von Graz (HAFNER, 1983) den Zeitbereich Oberems bei Eifel einnehmen.

1.1.4. Tyrnauer Alm-Formation

Der Begriff der Calceolaschichten (PENECKE, 1889) wird, da FLÜGEL (1980) zeigen konnte, daß *Calceola sandalina* bereits in den Barrandeischichten auftritt, durch „Tyrnauer Alm-Formation“ ersetzt, wobei die Typuslokalität „Tyrnauer Alm“ östlich der Roten Wand liegt (GOLLNER & ZIER, 1982; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). In diesem Bereich ist – wie bereits CLAR et al. (1929) feststellte – eine Zweigliederung der bis 500 m mächtigen Folge in ein tieferes, vorwiegend dolomitisches und ein hangendes, vorwiegend kalkiges Member möglich, wobei im Grenzbereich, aber auch innerhalb der kalkigen Schichtfolge, Vulkanite (vorwiegend Pyroklastika) eingeschaltet sind. Im Raum Teichalm – Tiefenbachgraben ist eine entsprechende, allerdings geringer mächtige (etwa 150 m) Entwicklung ausgebildet. Die Vulkanite (vorwiegend Ergußgesteine) treten hier lagenkonstant im Grenzbereich zwischen unterem und oberem Member auf.

Das untere Member wird dominiert von Dolomiten, die große Ähnlichkeit zur Dolomitsandsteinfohle zeigen. Wie dort findet sich eine zyklische Wechsellagerung (Taf. 3, Fig. 1) dunkelgrauer, körniger, dickbankiger, tw.

Amphiporen führender Dolomite und hellgrauer, dichter, dünnbankiger, tw. laminiertes und fenestrierter Typen (Taf. 3, Fig. 2–5). Untergeordnet sind bis zu 5 m dicke Sandsteinlagen ausgebildet, die denen der Dolomitsandsteinfohle entsprechen. Vor allem im Hangendbereich aber auch in den basalen Anteilen finden sich bis zu 15 m mächtige Kalkzwischenlagen. Lokal treten wenige 10er-m mächtig Rauhwacken auf. Es handelt sich um gebankte, grob kavernös verwitternde, spätige, dolomitsch-kalzitische Gesteine, die lateral in brekzierte Dolomite übergehen.

Das obere Member wird im Raum Teichalm – Tiefenbachgraben überwiegend von Kalken aufgebaut. Auf der Südseite des Hochlantsch ist im Bereich von wenigen km einerseits eine deutliche Trennung von einem basalen dolomitischen und einem hangenden kalkigen Member möglich, andererseits liegen auch über 100 m mächtige, intensive Kalk-Dolomit-Wechsellagerungen im Grenzbereich vor (Abb. 4).

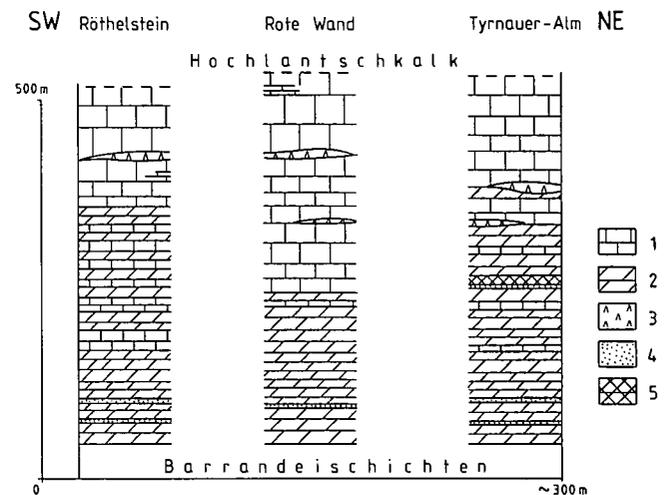


Abb. 4: Lithostratigraphische Gliederung der Tyrnauer Alm-Formation am Südabfall des Hochlantsch. 1 = Kalk; 2 = Dolomit; 3 = Vulkanit; 4 = Sandstein; 5 = Rauhwacke.

Die graublauen, bis dunkelgrauen, dichten z. T. bituminösen Kalken sind meist fossilreich (Taf. 2, Fig. 5, 6). Es treten verschiedenste Korallen (*Favosites grandis* HERITSCH, *Favosites styriacus styriacus* PENECKE, *Grypophyllum frechi* BIRENHEIDE ?, *Sociophyllum* sp., *Zelophyllia ? cornuvaccinum* (PENECKE) det. H. W. FLÜGEL, vgl. auch FLÜGEL, 1971, 1975) sowie Stromatoporen, Crinoiden und nicht näher bestimmbare Schalenklasten auf. In tieferen Anteilen des oberen Member sind die gut gebankten Kalken oft fleckig dolomitisiert, zum Teil auch mergelig und ähneln sehr stark den Barrandeischichten, wobei jedoch matrixfreie Biogenschuttkalke seltener auftreten und der silici-klastische Anteil geringer ist. Im Süden sind im Hangenden überwiegend massige bzw. schlecht gebankte, dunkel- bis hellgraue, reinere Kalken, die allmählich in den Hochlantschkalk überleiten, entwickelt. In beiden sind autochthone Korallen-Stromatoporen Assoziationen häufig. Im Raum Teichalm-Tiefenbachgraben fehlen die hellen reinen Kalktypen, sodaß eine fazielle Vertretung durch die im Hangenden folgende Zschenspitzenformation wahrscheinlich ist. Dafür spricht auch die geringere Mächtigkeit in diesem Raum.

Charakteristisch ist in diesem Bereich das Auftreten von zwei lateral weit verfolgbaren, 10 bis 20 m mächtigen Metabasishorizonte, die durch mehrere m mächtige, z. T. fossilführende Kalken und/oder Dolomite ge-

trennt sind. Es handelt sich um grüngraue bis dunkelgrüne, dichte bzw. sehr feinkörnige, massige Ergußgesteine, die oft ein porphyrisches Gefüge mit bis 5 mm großen Feldspat- und Pyroxeneinsprenglingen zeigen. In den intensiv zerscherten und sekundär stark veränderten Gesteinen sind vereinzelt Fließtexturen und ?Pillowstrukturen zu erkennen. Lokal treten massige Mandelsteine mit z. T. über 1 cm großen vorwiegend karbonatisch gefüllten Blasen auf.

Neben den von WELISCH (1910) veröffentlichten chemischen Analysen vulkanitischer Gesteine vom Hochlantsch, die infolge fehlender bzw. ungenauer Fundortbezeichnungen keiner stratigraphischen Einheit zugeordnet werden können, liegen aus den Metabasiten der Tyrnauer Alm-Formation drei Analysen (Tab. 1), durch-

Tabelle 1: Chemische Analysen der Proben F10, F11, F12 (Hauptelemente in %, Spurenelemente in ppm).

Nr.:	F 10	F 11	F 12
SiO ₂	47,46	48,28	45,35
TiO ₂	3,03	2,75	3,76
Al ₂ O ₃	18,24	17,99	16,11
Fe ₂ O ₃	10,18	9,84	13,07
MnO	0,12	0,14	0,14
MgO	3,98	3,66	4,87
CaO	6,73	8,43	6,15
Na ₂ O	4,39	3,7	2,77
K ₂ O	1,22	1,49	1,62
P ₂ O ₅	0,48	0,45	0,41
Glv.	3,59	2,46	6,09
	99,42	99,19	100,34
Ba	255	312	231
Co	37	41	49
Cr	52	42	51
Cu	24	28	62
Ni	73	69	87
Sr	359	675	272
V	245	230	297
Rb	18	20	24

geführt vom „Centre National de la Recherche Scientifique de Recherches Petrographiques et Geochimiques“, vor. Die drei Proben mit den Bezeichnungen F10, F11 und F12 wurden von H. W. FLÜGEL westlich des Breitalmkreuzes in unmittelbarer Nähe der Kote P1345 genommen, wobei erstere aus dem hangenden und die beiden anderen aus dem liegenden Metabasithorizont stammen. Die von F. NEUBAUER durchgeführte Berechnung des modalen Mineralbestands (Rittmann-Norm) ergab nach dem QAPF-Diagramm (STRECKEISEN, 1980) folgende Zuordnung:

Probe:	Annahme 0 % CO ₂	Annahme 2 % CO ₂
F 10	Leukoolivinbasalt	Tholeiitischer Hawaiiit
F 11	Olivinhawaiiit	Tholeiitischer Hawaiiit
F 12	Olivinführ. Mugearit	Quarzführ. Latibasalt

Sekundäre Veränderungen wie Umwandlung der Alkalifeldspäte in Schachbrettalbite, Serizitisierung der Feldspäte und Pyroxene, Bildung von Karbonat und Leukoxen etc. haben den Chemismus verändert, sodaß eine Interpretation erschwert wird.

Von den zuvor erwähnten sowie von zwei weiteren, ebenfalls aus der Tyrnauer Alm-Formation stammenden Proben, bestimmt KOLMER (1978) die Ti-, Sr-, Y- und Zr-Gehalte. Ihm zufolge entspricht die Verteilung dieser Elemente im weiteren Sinn jener von Insel- oder Kontinentalbasalten („within plate basalts“).

Aus den Gehalten von relativ immobil Elementen wie TiO₂, P₂O₅ usw. ergibt sich ein alkalischer Trend, der zusammen mit der Subsidenzentwicklung auf ein Rifting hindeutet.

An der Basis des liegenden Metabasits sind mehrere mächtige, grünlichgraue, feinschichtige, pyroklastische Sedimente ausgebildet, wobei Lapillituffe, Aschentuff(it)e und tuffitische Sedimente wechsellagern (SCHMID, 1981; FISHER & SCHMINCKE, 1984).

Dagegen sind im Süden des Hochlantsch Ergußgesteine selten. Es dominieren lateral rasch auskeilende bis zu 30 m mächtige Pyroklastika, wobei verschiedenste Typen von pyroklastischen Brekzien (neben vulkanischen Komponenten auch bis dm große Kalkgerölle führend), Lapillituffe, Aschentuffe und tuffitische Sedimente auftreten.

Das untere dolomitische Member entspricht lithologisch der Dolomitsandsteinfolge und wird wie diese als zyklische peritidale Entwicklung (flach subtidal bis supratidal) angesehen. Diese fazielle Interpretation läßt eine Deutung der Rauhwacken als ursprüngliche Dolomit/Anhydrit bzw. Gips-Wechsellagerung (MÜLLER, 1982) als möglich erscheinen. Die überwiegend gering detritischen Kalke des oberen Member werden infolge der Ausbildung von Korallen-Stromatoporen Biostromen, der hohen Fossilhäufigkeit, der häufigen Mikritisierung der Komponenten, der mikritischen Matrix (mud-support), der geringen terrigenen Beeinflussung und dem Hervorgehen aus Dolomiten der Gezeitenebene als Bildung eines ruhigen, flach subtidalen, gut durchlichteten Environments gedeutet. Für verschiedentlich höhere Wasserenergie spricht die seltene Ausbildung von matrixfreien Biogenschuttkalken.

Demzufolge ist innerhalb der Tyrnauer Alm-Formation eine transgressive Tendenz vom Gezeitenbereich in eine flach subtidale Fazies zu erkennen (Abb. 3).

Da wie in den Barrandeisichten eine moderne Bearbeitung der Makrofauna mit Ausnahme der Bestimmungen von FLÜGEL (1971) und der zuvor angeführten Korallenfauna fehlt, ist der biostratigraphische Umfang unsicher. FLÜGEL (1971) nimmt an, daß die Folge zur Gänze dem tieferen Givet angehört. Die wenigen Conodontenfunde stützen diese Ansicht, wobei jedoch nicht auszuschließen ist, daß basale Anteile noch dem Eifelium angehören. Neben einigen Fundpunkten mit Mitteldevon-Durchläuferformen (*Polygnathus linquiformis* ssp., nicht näher bestimmbar Icrioden), konnte am Fuße des Röthelsteins, ca. 150 m unter der Hangendgrenze Givetium (*varcus* Zone aufgrund von *Latericriodus latericrescens latericrescens*, *I. brevis* und *I. difficilis*) nachgewiesen werden. Wenige m über dem Metabasit, der nördlich der Zechnerhube auftritt, konnte mit Hilfe von *Eognatodus b. bipennatus*, *Icriodus lindensis*, *I. obliquimarginatus* tieferes Givetium (*ensensis* Zone bis tiefere *varcus* Zone) belegt werden.

Das stratigraphische Hangende der Tyrnauer Alm-Formation bildet im südlichen Bereich der Hochlantschkalk, im Raum Teichalm – Tiefenbachgraben die Zachenspitzformation. Dies ist auf eine teilweise fazielle Vertretung beider zurückzuführen.

1.1.5. Zachenspitzformation

Der Begriff der Quadrigeminumbänke (HERITSCH, 1917) wird durch Zachenspitzformation ersetzt, benannt nach der Zachenspitze (P1601), östlich des Hochlantschgipfels (Taf. 4, Fig. 1). Schon FLÜGEL & SCHIMUNEK (1961) führen an, daß bei einer Eingliederung in die chronologische Skala eine Neubenennung dieser Einheit zu erwägen wäre, da die Bezeichnung „Quadrigeminum Bänke“ insofern irreführend ist, da *Hexagonaria quadrigemina* in diesen Schichten nicht nachgewiesen werden konnte.

Entgegen GOLLNER & ZIER (1982) werden jedoch die im Hangenden auftretenden oberdevonen Flaserkalken aufgrund ihrer lithofaziellen Ausbildung von der Zachenspitzformation abgetrennt und zu den Steinbergkalken gestellt.

Innerhalb der Zachenspitzformation können zwei faziell unterschiedliche Member getrennt werden. Den bei weitem überwiegenden Anteil nimmt eine, vor allem im Osten des Aufnahmegebietes aufgeschlossene bis etwa 300 m mächtige kalkige Entwicklung ein („östliches Member“). Basale Anteile desselben verzahnen sich im Westen mit einer max. 80 m mächtigen heterogenen Folge von Kalken, Tuff(it)en und Tonschiefern („westliches Member“).

Das „östliche Member“ ist, abgesehen von einem wenige m mächtigen, lateral rasch auskeilenden Tuffhorizont am Zachenspitz Südostkamm, aus Karbonatgesteinen aufgebaut, wobei Kalken gegenüber Dolomiten bei weitem dominieren. Eine gröberklastische, terrigene Beeinflussung ist nicht festzustellen.

Es treten verschiedenste Kalktypen auf, die sich lateral wie vertikal rasch vertreten. Hellgraue bis braungraue, dichte, z. T. auch spätige, meist fossilarme (nur lokal Gastropoden und Echinodermaten führend) Kalken dominieren, wobei feinschichtige Typen mit tonigen Belägen auf den Schichtflächen mit allen Übergängen bis hin zu dickbankigen Kalken wechsellagern. Morphologisch als Felsköpfe treten bis max. 30 m mächtige, massige (hell-) graue, oft spätige Kalken deutlich hervor, wobei es lateral rasch zur Vertretung durch geschichtete Karbonatgesteine kommt. Im dm-Bereich sind darin des öfteren massive und seltener dendroide Stromatoporen ?in situ beobachtbar (Taf. 4, Fig. 2, 3). In verschiedener Position sind immer wieder wenige m bis mehrere 10er m mächtige, gebankte (cm–dm-Bereich), dunkelgraue, z. T. bituminöse reichlich biogenführende Kalken ausgebildet. Lokal sind diese Gesteine auch massig und morphologisch in Form von Felsköpfen ausgebildet, wobei vor allem das Blockwerk an der Basis dieser Felswände durch den Fossilreichtum auffällt.

Neben Stromatoporen, Amphiporen, Gastropoden (Taf. 4, Fig. 4), Zweischaler, Echinodermaten, Ostrakoden und Foraminiferen finden sich verschiedenste Korallen (dendroide und massive Tabulata, Helioliten, solitäre Rugosa und Hexagonarien). Letztere für die Zachenspitzformation typische Koralle, die vor allem im Bereich des Wöllingergrabens in 1120 m Sh. gehäuft als mehrere dm³ große Stöcke auftritt, wurde als *Hexagonaria darwini* bestimmt (F. MAYR, 1982). In den Kalken

sind häufig kleine (mm-Bereich und darunter) Dolomitaggregate vor allem innerhalb echinodermatenreicher Lagen ausgebildet. Dagegen treten Gesteine mit geschlossenem Dolomitgefüge nur untergeordnet auf. Die grauen, grobspätigen, nicht schichtgebundenen Gesteine sind Bildungen der späten Diagenese (RICHTER, 1974; FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977, u. a.). Ihre Mächtigkeit beträgt meist wenige m, kann aber auch mehrere 10er m erreichen.

Die Schichtfolge des „westlichen Member“ ist aus geflaserten und geschichteten Kalken, verschiedenen pyroklastischen Sedimenten und untergeordnet gering mächtigen, feinblättrigen, schwarzen Tonschiefern aufgebaut. Die grauen dichten Kalken führen neben Echinodermaten pelagische Mikrofossilien (Conodonten, Tentakuliten) sowie vereinzelt Fragmente riffbildender Organismen. Die Pyroklastika treten in mindestens zwei verschiedenen Horizonten als mehrere m mächtige grünlich graue, braun verwitternde Lapilli- oder Aschentuff(it)e auf. Übergänge zu den Kalken sind im Gelände beobachtbar.

Das Environment der Zachenspitzformation wird als flach subtidal, zumindest leicht eingeschnürter Ruhigwasserbereich mit einzelnen Riffknospen gedeutet, wobei Hinweise für zeitweilige offenmarine Einflüsse („westliches Member“) zu erkennen sind.

Die massigen Kalken werden aufgrund der Ausbildung von autochthonen bis parautochthonen Gerüstbildnern und der „linsenförmigen“ Geometrie als biohermale Bildungen angesehen, wobei jedoch in den meist sehr reinen Kalken infolge starker Umkristallisation biogene und sedimentäre Strukturen weitgehend verwischt sein können. Die dominierenden Gerüstbildner waren meist Stromatoporen. Nur im Bereich der Zachenspitze und des Wöllingergrabens dominieren Hexagonarien. Die in verschiedener Position gesteinsbildend auftretenden Amphiporen werden als z. T. aufgearbeitete Rasen gedeutet (Taf. 4, Fig. 5).

Letztgenannte sind nach KOVAN (1964), KREBS (1974), WILSON (1975), BURCHETTE (1981) u. a. typisch für eine eingeschnürte flachmarine Fazies, in die sich die Bildung von Calcisphären und Peloiden, die teilweise Mikritisierung der Komponenten sowie das Fehlen pelagischer Faunenelemente einfügt. Dies erklärt auch die Abwesenheit von Conodonten (CHATTERTON, 1976). Die Sedimentation von mikritischem Kalkschlamm spricht für Ruhigwasserbedingungen, wobei die Bioherme mit Stromatoporen möglicherweise über die Wellenbasis reichten (vgl. LECOMPTE, 1970; WILSON, 1970).

Davon abweichend ist die Fazies des „westlichen Member“ durch das Auftreten von pelagischen Faunenelementen (Tentakuliten und Conodonten) zusammen mit Fragmenten gerüstbildender Organismen, von Flaser- und Knollenkalken, von einer meist mikritischen Matrix, von Peloiden sowie durch eine typische Conodontenfauna, in der polygnathiforme Elementen gegenüber icriodoniformen Elementen im Verhältnis zwischen 3:1 und 10:1 dominieren, als offenmarines, flach subtidales, niedrig energetisches Environment zu interpretieren (CHATTERTON, 1976; WILSON, 1975; E. FLÜGEL, 1982 u. a.).

Die Zachenspitzformation dürfte größtenteils höheres Givetium vertreten. Dafür spricht neben der stratigraphischen Position, das Auftreten zeitlich entsprechender Korallen (FLÜGEL, 1971, 1975) sowie die Conodontenfunde im „westlichen Member“. Von 15 conodontenfüh-

renden Proben konnten 8 der varcus-Zone (durch das Auftreten von *Polygnathus* ex. gr. „*P. varcus*“ und dem Fehlen oberdevoner Elemente) zugeordnet werden. Einige schlecht erhaltene Bruchstücke von *Polygnathus xylus ensensis* und *Polygnathus ? pseudofolius* zusammen mit *Polygnathus xylus xylus* könnten als Hinweis für die mittlere varcus-Zone gewertet werden.

Das stratigraphisch Liegende der Zachenspitzenformation bildet die Tyrnauer Alm-Formation (tieferes Givet), das stratigraphisch Hangende einerseits der oberdevone Steinbergkalk (dol–doll), andererseits der sich mit den höheren Anteilen der Zachenspitzenformation verzahnende Hochlantschkalk (höheres Givet – doll/dolll). Oberdevon konnte innerhalb der Zachenspitzenformation nicht nachgewiesen werden. Da in den letzten Jahren innerhalb der Rannachfazies der heterochrone Charakter der Grenze Kanzelkalk Steinbergkalk nachgewiesen werden konnte (vgl. EBNER et al., 1980; HAFNER, 1984), wären ähnliche Verhältnisse auch am Hochlantsch denkbar.

Im Bereich des Tiefenbachgrabens tritt an der Basis der Hochlantschdecke im Liegenden der Tyrnauer Alm-Formation eine an die 100 m mächtige Folge auf, die HERITSCH (1917) als „auffallendes Kalkband“ (seiner Ansicht vom Mooskogel bis in den Zachenspitzen Nordhang streichend) bezeichnete und infolge von Fossilfunden am Mooskogel (östlich des hier beschriebenen Gebietes) in das Barrandeeiniveau stellt.

Neben der regionalgeologischen Situation spricht die lithologische Übereinstimmung mit Gesteinen des „östlichen Member“ und der Biogeninhalt (u. a. durch das Auftreten von für die Zachenspitzenformation charakteristischen Hexagonarien) für die Zugehörigkeit zur Zachenspitzenformation, wobei der lithostratigraphische Verband (vom Liegenden ins Hangende: Zachenspitzenformation, oberes Member der Tyrnauer Alm-Formation, unteres Member der Tyrnauer Alm-Formation, Barrandeeschichten, Dolomitsandsteinfohle) für eine inverse Abfolge spricht. Sedimentologische Nachweise etwa in Form von Geopetalgefügen konnten nicht erbracht werden. Nach derzeit laufenden Untersuchungen dürfte das „auffallende Kalkband“ nicht bis zum Mooskogel streichen sondern wenige 100 m östlich des Tiefenbachgrabens tektonisch enden.

(Die Zachenspitzenformation steht in unmittelbarem Zusammenhang mit der Schichtfolge des Schweinegg, südlich des Mixnitzbachs [„Schweinegg-Kalk“: GOLLNER & ZIER, 1982]. Diese Gegebenheit spricht nach Ansicht des Erstautors für die Zugehörigkeit des Schweinegg-Kalks zur Zachenspitzenformation (GOLLNER, 1984). Dagegen betrachtet der Zweitautor den „Schweinegg-Kalk“ aufgrund der Stellung am Schweinegg-Südhang zwischen Dolomiten der Dolomitsandsteinfohle und der Tyrnauer Alm-Formation als Äquivalent der Barrandeeschichten. Eine Klärung dieses Problems ist erst durch Untersuchungen, die über den hier dargestellten Bereich hinausgehen, sowie durch eine Bearbeitung der Makrofauna zu erwarten).

1.1.6. Steinbergkalk

Der max. 15 m mächtige Steinbergkalk ist nur am Hochlantsch Nordabfall in einer lateralen Verbreitung von ca. 500 m zwischen Wöllingergraben und Lantschmauern ausgebildet. Er wird hier infolge interner Verschiebung der Hochlantschdecke (Kap. 3.; Abb. 1,8)

tektonisch von Gesteinen der Zachenspitzenformation überlagert. Dieser Schuppenbau dürfte auch für geringe laterale Verbreitung verantwortlich sein (Abb. 1).

Die Schichtfolge wird von im cm Bereich gefaserten und geschichteten, selten auch im dm Bereich gebankten, dichten, grauen Kalken mit Tentakuliten (im dol), Conodonten und vereinzelt Echinodermatenresten aufgebaut.

Das Auftreten dieser Mikrofossilien, das Fehlen riffbildender Organismen, die feinkörnige Matrix, die Flaserung der Kalke, die Übereinstimmung mit den Steinbergkalken der näheren Grazer Umgebung (BUCHROITHNER et al., 1979; EBNER et al., 1980) spricht für einen offenmarinen, tieferen (? unterhalb der gut durchlichteten Zone) subtidalen Ruhigwasserbereich mit einer geringen Sedimentationsrate (innerhalb eines etwa 8 m mächtigen Profils konnten im Zeitraum dol α bis doll α nahezu sämtliche Zonen belegt werden, was einer durchschnittlichen Zonenmächtigkeit von 1,5 m entspricht). In diese fazielle Interpretation fügt sich die Conodontenfauna ein, in der die Gattungen *Ancyrodella* und *Palmatolepis* dominieren, *Icriodus* selten auftritt und *Ancyrognathus* (typisch für den riffnahen Flachwasserbereich) nahezu vollständig fehlt (KLAPPER & ZIEGLER, 1979; SCHUMACHER, 1976).

Der Steinbergkalk besitzt einen biostratigraphisch nachgewiesenen Umfang vom dol α bis doll α . Folgende zeitliche Einstufungen waren möglich (mit wichtigen Leitformen aus 6 verschiedenen Proben):

- hermanni- bis mittlere asymmetricus-Zone (*Polygnathus cristatus*)
- obere asymmetricus- bis untere An. triangularis-Zone (*Ancyrodella nodosa*, *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* + *alata*, *Polygnathus ancyrognathoideus*)
- An. triangularis- bis unteren gigas-Zone (*Ancyrodella buckeyensis*, *A. gigas*, *A. nodosa*, *Palmatolepis punctata*)
- gigas-Zone (*Palmatolepis gigas*, *Pal. punctata* vel *unicornis*)
- ?triangularis-Zone (*Palmatolepis ?triangularis*)
- obere crepida-Zone (*Palmatolepis glabra pectinata*, *Pal. tenuipunctata*)

1.1.7. Hochlantschkalk

Der massige bis etwa 800 m mächtige Hochlantschkalk (C. CLAR, 1871) zeichnet sich infolge seiner Felswandbildungen als weithin sichtbares Schichtglied der Hochlantschgruppe aus. Es handelt sich um eine monotone Kalkentwicklung, in der Dolomite und klastische Gesteine fehlen. Vulkanitische Einschaltungen (Tuffe bzw. massige Mandelsteine) treten in geringer lateraler Verbreitung an zwei Stellen südlich des Mixnitzbachs auf. Typisch für den Hochlantschkalk sind zahlreiche, meist nicht schichtgebundene Farbvariationen, die von hellgrau (dominant), blaugrau, rötlich, bräunlich bis zu dunkelgrau reichen. Ein weiteres charakteristisches Merkmal ist die Bildung von roten (Eisenoxidhydrat) Belägen längs von Klüften, Bankungsfugen, Störungen und Styolithen. Der Hochlantschkalk ist massig, lokal auch im m bis 10 m Bereich gebankt und nur äußerst selten dünnsschichtig ausgebildet.

In den reinen, rückstandsarmen Kalken sind gegenüber den anderen Schichtgliedern der Hochlantschgruppe verstärkte Umkristallisationserscheinungen zu beobachten. Es dominieren spätige bis grobspätige Ty-

pen, während dichte (mikritische) Gesteine nur selten auftreten. Im Westen, wo der Hochlantschkalk der kristallinen Basis tektonisch auflagert, zeigt er entlang dieser Grenze lokal in einem wenige m mächtigen Streifen ein grobkristallines Gefüge mit bis cm große Kalzitkristallen.

Innerhalb des Hochlantschkalks sind häufig Brekzienbildungen zu beobachten, die auf Drucklösung („Stylobrekzien“) und/oder tektonische Durchbewegung („Kataklastite“) zurückzuführen sind (LOGAN & SEMENIUK, 1976; RICHTER & FÜCHTBAUER, 1981).

An verschiedenen Stellen sind Anreicherungen von bis cm großen, authigenen Quarzen (bis zu 14 Vol.-%) anzutreffen (Taf. 5, Fig. 3,4). Die idiomorphen Kristalle sind stengelig langprismatisch (durchschnittlicher Längen-Breiten Index 4,8 : 1), während in salinarem Milieu gebildete Quarze nach GRIMM (1964) einen gedrungenen Habitus aufweisen (L/B-Index 1–3,5 : 1). Die Quarze werden als spätdiagenetische, prätektonische (Kataklaste und Rotation der Quarze) Bildungen betrachtet, wobei die kieselsäurereichen Porenlösungen in Zusammenhang mit dem Vulkanismus (siehe oben) stehen könnten.

Charakteristisch für den Hochlantschkalk ist das Auftreten von Amphiporen, die sowohl in basalen wie auch in hangenden Anteilen in gesteinsbildender Häufigkeit vorzufinden sind (Taf. 5, Fig. 1). Neben den Amphiporen sind massive Tabulata und Stromatoporen (? in situ) an mehreren Stellen in einer Anschnitlänge von mehreren m, weiters dendroide Tabulata, solitäre und stockbildende Rugosa (letztere nur im oberdevonen Anteil nachgewiesen) zu beobachten. Untergeordnet treten Crinoiden, Gastropoden, Zweischaler und Foraminiferen auf (Taf. 5, Fig. 2).

Die Hauptmasse des Hochlantschkalks scheint jedoch fossilifer zu sein, wobei allerdings organische Strukturen bedingt durch die starken Umkristallisationserscheinungen verwischt sein mögen (KREBS, 1974). Dies läßt sich an Hand von Amphiporen führenden Kalcken zeigen, wo sämtliche Übergänge von deutlich und scharf ausgebildeten bis zu unscharf begrenzten, kaum noch von der Matrix unterscheidbaren Amphiporen vorliegen.

Eine mikrofazielle Typisierung ist aus diesen Gründen problematisch. Nach KREBS (1974), E. FLÜGEL & HÖTZL (1976), BURCHETTE (1981) u. a. sind Amphiporen Indikatoren für eine sehr flache (weniger als 20 m) kaum bewegte, häufig eingeschnürte „Backreef-Fazies“. Conodonten treten nur äußerst selten auf. Nach CHATTERTON (1976) ist dies ebenfalls typisch für einen flachen, zumindest tw. eingeschnürten Ablagerungsraum. Pelagische Faunenelemente fehlen. Eine terrigene Beeinflussung ist nicht festzustellen. Auch in den stratigraphisch jüngsten Abschnitten (dol–doll/III) weisen biohermale Bildungen stockbildender Rugosen (*Dendrostella* sp. FLÜGEL, 1984) sowie Stromatolithen auf die Flachwassernatur des Sedimentationsraumes hin.

Zusammenfassend wird der Hochlantschkalk als Bildung eines sehr flachen, subtidalen, möglicherweise eingeschnürten, gut durchlichteten Environments mit Amphiporen-Rasen und biohermalen Bildungen gedeutet. Das Liegende des Hochlantschkalks bilden die Tyrnauer Alm-Formation bzw. basale Anteile der Zachenspitzenformation (Abb. 1). Im Hangenden transgrediert über einer Schichtlücke das Mixnitzer Karbon.

Auf mitteldevones Alter weisen die von HERITSCH (1917) beschriebenen Helioliten aus der Röthelstein

Westwand sowie ein Conodontenfundpunkt (mit mitteldevonen Polygnathen) aus der unteren Bärenschütz hin. Südlich des Mixnitzbachs konnten im Bereich des Röthelstein-Gipfels und am Fuße der Roten Wand Oberdevon (dol und doll/III) conodontenstratigraphisch nachgewiesen werden.

Der damit belegte stratigraphische Umfang (hohes Givet bis doll/III) weist auf eine weitgehende Vertretung mit der Zachenspitzenformation und dem Steinbergkalk (höheres Givet bis doll) hin. Der Übergang der Zachenspitzenformation in den Hochlantschkalk ist am Hochlantsch Nordabfall knapp westlich des Wöllingergrabens zu erkennen (Übergang der gebankten Kalke in die massigen Felswände des Hochlantsch), wobei die Hochlantschkalke gegen das Hangende vorgreifen. Dies deutet darauf hin, daß in diesem Bereich weite Teile des Hochlantschkalks dem Givetium angehören. Dagegen läßt die Lage der stratigraphischen Fixpunkte im Bereich des Röthelsteins, unter Ausschluß eventueller tektonischer Komplikationen, ein etwa 600 m mächtiges Oberdevon konstruieren (GOLLNER & ZIER, 1982), wobei jedoch auf die nur spärlichen stratigraphischen Daten hingewiesen werden muß. Dagegen beträgt die Mächtigkeit der benachbarten, in etwa den gleichen Zeitraum einnehmenden Steinbergkalke nur wenige m. Bemerkenswert ist weiters die Kontinuität der Sedimentationsbedingungen bis ins tiefere Famenne, während in den übrigen flachmarinen Entwicklungen des Grazer Paläozoikums ein deutlicher Fazieswechsel im weiteren dm/do Grenzbereich hin zu einem pelagischen Environment stattfindet (EBNER et al., 1980; HAFNER, 1984). Diese Gegebenheiten sowie der ausgeprägte Vulkanismus deuten auf eine beginnende Blockbildung („rifting“) im Grazer Paläozoikum während des Givetiums hin.

1.1.8. Mixnitzer Karbon

Östlich von Mixnitz am Fuße der Nordabstürze der Roten Wand und des Röthelsteins folgt über einem Erosionsrelief des Hochlantschkalks das Mixnitzer Karbon. Die Sedimentation beginnt mit einer cm bis dm mächtigen Transgressionsbrekzie, die eine Conodontenmischfauna mit Elementen des doll/III und cull enthält. Das Fehlen von Conodonten des dazwischen liegenden Bereichs wird mit einer Heraushebung, Deformation (Kluftbildung) und Erosion (lokal bis ins dol) in Zusammenhang gebracht. Über der Brekzie folgen graubraune bzw. rötliche, massige oder gebankte, etwa 100 m mächtige Karbonkalke (Tournai bis Namur B), die tektonisch bedingt in dreifacher Schichtwiederholung auftreten. Im oberen Visé kommt es wie in der Rannachfazies zur Hornsteinbildung. Das Mixnitzer Karbon wird als eine über den gesamten Zeitraum hinweg andauernde pelagische Entwicklung (Cephalopoden und Radiolarien führende Kalke – Taf. 5, Fig. 5,6) gedeutet. Dies steht wie bereits erwähnt im Gegensatz zur Rannachfazies, in der die unterkarbonen, pelagischen Sanzenkogelschichten von einer als Flachwasserentwicklung gedeuteten Oberkarbonentwicklung (Schichten der Dult) abgelagert werden.

Eine ausführliche Beschreibung ist bei ZIER (1981, 1983) zu finden.

1.2. Laufnitzdorfer Gruppe

Zur Laufnitzdorfer Gruppe sind die in unterschiedli-

cher tektonischer Position auftretende Hackensteiner- und Harrbergerformation zu stellen (vgl. Abb. 1). An der Typuslokalität im Raum Laufnitzdorf, westlich des hier beschriebenen Gebietes kann erstere, den Zeitbereich Llandovery/Wenlock bis Ems umfassende Formation in ein unteres, mittleres und oberes Member gegliedert werden. Am Hochlantsch Nordabfall ist nur das mittlere und obere Member (Obersilur bis Ems) in einer maximalen Mächtigkeit von etwa 300 m entwickelt. Die bis 200 m mächtige Folge, die im SW-Teil des Hochlantschgebietes (Heuberggraben, Wetterbauersattel) auftritt, wird aufgrund lithologischer Vergleiche dem mittleren Member zugerechnet. Biostratigraphische Hinweise liegen nicht vor.

Die ca. 70 m mächtige Harrbergerformation besitzt einen stratigraphischen Umfang von Oberems bis ins Oberdevon (dol), wobei im Bereich der Typuslokalität eine zumindest zweifache Schichtwiederholung mit einer aufrechten Unter- bis Mitteldevon umfassenden „Liegendschuppe“ und einer aufrechten Unter- bis Oberdevon umfassenden „Hangendschuppe“ nachgewiesen werden konnte.

Als Ablagerungsraum ist für den gesamten Zeitraum vom Obersilur bis ins Oberdevon eine mehr oder minder gleichbleibende, tiefer marine, pelagische Ruhigwasserfazies in Betracht zu ziehen. Ein charakteristisches Element dieser Entwicklung sind Radiolarien führende Lydite (Taf. 6, Fig. 3), die vom Obersilur bis ins Emsium verbreitet sind.

Eine ausführlich Beschreibung ist bei GOLLNER (1981), GOLLNER et al. (1982) und TSCHLAUT (1984a) zu finden. Innerhalb der Laufnitzdorfer Gruppe sind auch die in diesem Raum auftretenden Vererzungen (am Hochlantsch Nordabfall der in Betrieb stehende Magnesitbergbau [GOLLNER, 1985] und die einst bebauten manganhaltigen Toneisensteine, sowie im Heuberggraben an Vulkanite gebundene, einst genutzte Hämatitvererzungen) anzutreffen (Abb. 1).

1.3. „Kalkschieferfolge“

Sowohl am Nord- wie auch am Südabfall des Hochlantschgebietes sind heterogen zusammengesetzte Abfolgen ausgebildet, die aufgrund ihrer lithofaziellen Ähnlichkeit zur „Kalkschieferfolge“ (CLAR, 1874; vgl. FLÜGEL, 1975 cum lit.; EBNER et al., 1979, 1980 cum lit.; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; TSCHLAUT, 1984a) zusammengefaßt werden.

Diese bildet im Unter- und Mitteldevon eine eigenständige fazielle Entwicklung neben der extrem flachmarinen, z. T. lagunären Entwicklung der Hochlantschgruppe und der pelagischen Laufnitzdorfer Gruppe. Als Hinweis für eine nahe Position von „Kalkschieferfolge“ und Hochlantschgruppe könnte die Ausbildung von mehrere 100 m mächtige Dolomiten am Hochlantsch Südabfall, die denen der Dolomitsandsteinfolge gleichen, gedeutet werden. Dafür sprechen auch Profile im Bereich der Hubenhalt (südlich des hier dargestellten Raumes), in denen die „Kalkschieferfolge“ vermutlich sedimentär von Gesteinen der Hochlantschgruppe (Tyrnauer Alm-Formation) überlagert wird (HUBAUER, 1984). In diesem Bereich sind im Hangenden der „Kalkschieferfolge“ korallenführende Kalke eingeschaltet, deren Fauneninhalt für Barrandei-Niveau spricht (FLÜGEL & HUBAUER, 1984), sodaß ein stratigraphischer Verband mit der im Hangenden folgenden Tyrnauer Alm-

Formation (Givetium) wahrscheinlich erscheint. Im Oberdevon kommt es möglicherweise zur faziellen Angleichung unter Bildung von pelagischen Flaserkalken in beiden Bereichen.

1.3.1. Tektonische Position der „Kalkschieferfolge“

Da die tektonisch tieferen Einheiten („Kalkschieferfolge“, Laufnitzdorfer Gruppe) am Westrand des Hochlantschstocks amputiert werden (vgl. Abb. 1), ist eine direkte Verbindung der im Norden ausgebildeten Schichten mit denen im Süden nicht möglich. Allerdings tritt die „Kalkschieferfolge“ an der Nordseite wie auch an der Südseite in gleicher tektonischer Position einmal als Basis des Paläozoikums über dem Gleinalmkristallin zum anderen Mal über Gesteinen der Laufnitzdorfer Folge auf. Die tektonisch tiefere Folge bildet einen Teil der „Gschwendtformation“ (TSCHLAUT, 1984a, FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Da die tektonisch höheren „Kalkschieferfolgen“ des südlichen und nördlichen Bereichs beträchtliche lithologische Unterschiede aufweisen und auch ihre primäre Verknüpfung fraglich erscheint (Kap. 3.), wird von einer nominellen Zusammenfassung abgesehen. Als informelle Arbeitsbegriffe werden daher für den südlichen Bereich die Bezeichnung „Heubergformation“, benannt nach dem Heuberg südöstlich von Mixnitz (Abb. 1) und für den nördlichen Bereich die Bezeichnung „Koglerformation“ nach dem Gh. Kogler südlich von St. Erhard (Abb. 1) eingeführt.

Die „Gschwendtformation“ bildet vermutlich die streichende Forsetzung der nordwestlich des Arbeitsgebietes ausgebildeten Hochschlagformation (THALHAMMER, 1982; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984), was eine Zusammengehörigkeit dieser Folgen wahrscheinlich macht. Von einer nominellen Zusammenfassung wird abgesehen, da derzeit laufende Untersuchungen eine Klärung erwarten lassen.

In der Position der „Heubergformation“ tritt am SW-Abfall des Hochlantschgebietes eine isolierte Deckscholle (Größkogelgruppe) im Hangenden der Laufnitzdorfer Gruppe bzw. der „Gschwendtformation“ auf (vgl. Abb. 1, 8), die im folgenden trotz lithologischer und stratigraphischer Unterschiede aufgrund ihrer Position zur „Kalkschieferfolge“ gezählt wird (Abb. 7).

Im hinteren Tyrnauergraben ist die Kalkschieferfolge („Höllgrabeneinheit“) vermutlich schichtparallel der Hochlantschgruppe aufgeschoben.

1.3.2. „Geschwendtformation“, „Heubergformation“, „Koglerformation“, „Höllgrabeneinheit“

Charakteristisch für diese Folgen ist das Dominieren von gut geschichteten, unterschiedlich gebankten (mm- bis dm-Bereich, selten auch im m-Bereich), blaugrauen bis dunkelgrauen z. T. bituminösen, mit Ausnahme von Echinodermatenklasten fossilere Kalken mit unterschiedlicher Quarzsand- bzw. siltführung (Taf. 6, Fig. 1). Vor allem in den feinschichtigen Kalken sind häufig längs der Schichtflächen tonige Beläge ausgebildet. Abgesehen von diesen gemeinsamen Merkmalen sind die lithologischen Unterschiede in den einzelnen Verbreitungsgebieten beträchtlich.

Die über das Aufnahmegebiet gegen SW hinausreichende „Gschwendtformation“ (vgl. TSCHLAUT, 1984a)

zeigt am Hochlantsch Südabfall eine überaus starke sandige Beeinflussung mit bis zu 30 m mächtigen Sandsteinhorizonten, während nördlich des Hochlantsch Quarzdetritus nur untergeordnet auftritt.

Die bis 700 m mächtige „Heubergformation“ beginnt mit bis 300 m mächtigen Dolomiten, die denen der Dolomitsandsteinfole der Hochlantschgruppe gleichen. Erst darüber folgt die typische „Kalkschieferentwicklung“ mit unterschiedlich gebankten Kalken und untergeordnet karbonatisch zementierten Sandsteinen.

Die bis 800 m mächtige „Koglerformation“ wird dominiert von plattigen, z. T. schwach sandigen Kalken, während Sandsteine und Dolomite nur selten auftreten. In diesem Raum schalten sich im Hangenden wenige 10er m mächtige Biogenschuttkalke und -mergel mit Stromatoporen-, Korallen-, Crinoiden- und Schalenklasten ein. Derartige Kalke und Mergel beschreibt TSCHELAUT (1984a) innerhalb der „Gschwendtformation“ aus der Umgebung von Röthelstein.

Nördlich wie auch südlich des Hochlantsch sind in „Gschwendt“- „Kogler“- und „Heubergformation“ lateral nicht weit verfolgbare Vulkanite in Form geringmächtiger (dm bis wenige m), grüner, feinschichtiger Metaaschentuffe bzw. -tuffite eingeschaltet. Es könnte sich um zwei oder drei Horizonte handeln, deren altersmäßige Einstufung jedoch unklar ist.

Die ca. 200 m mächtige „Höllgrabeneinheit“ zeigt die typische Folge von gut geschichteten, tw. sandigen Kalken und karbonatisch zementierten Sandsteinen. Biogenschuttkalke und Vulkanite fehlen.

Eine fazielle Interpretation dieser „Kalkschieferfolge“ ist schwierig, da fazieskritische Merkmale weitgehend fehlen.

Die Interpretation der „Gschwendtformation“ als subtidaler Ablagerungsraum mit wechselnden Strömungsverhältnissen (daraus resultierend die unterschiedliche und rasch wechselnde Führung an Quarzdetritus) und tw. reduzierenden Bedingungen (bituminöse Kalke) (TSCHELAUT, 1984a) dürfte auch für die lithologisch sehr ähnliche „Heuberg“- und „Koglerformation“ zutreffen. Hinweise auf den Ablagerungsraum liefern die untergeordnet auftretenden „Begleitgesteine“ wie Biogenschuttkalke und frühdiagenetische Dolomite. Erstere treten nördlich des Hochlantsch im Hangendanteil der „Koglerformation“ auf. Die Ausbildung von Enkriniten und Schuttkalken mit cm großen, schlecht sortierten und kaum gerundeten Bioklasten, die hohe Diversität und Häufigkeit der Organismen, die Ausbildung von Peloiden und bioturbaten Gefügen, das Dominieren von Formen der Gattung *Icriodus* in der Conodontenfauna, spricht für einen gut durchlichteten, offeneren, bewegten Flachwasserraum mit Biostrom- und Rasenbildungen und einem reichen Bodenleben. Diese ins Eifelium eingestuftes Gesteine bilden das Hangende der Schichtfolge in diesem Bereich. Daß es sich dabei nicht um einen allgemeinen Fazieswechsel im Mitteldevon handelt, geht daraus hervor, daß einerseits derartige Gesteine auch im Emsium auftreten (TSCHELAUT, 1984), andererseits Emsium und Givetium aus typischen Schichtfolgen der Kalkschieferfolge belegt sind.

Weitere Hinweise liefern die zumindest tw. frühdiagenetisch gebildeten Dolomite der „Heubergformation“, die für einen intertidalen bis sehr flach subtidalen Bereich sprechen.

Die gegenseitige Vertretung von Biogenschuttkalken und Dolomiten mit typischen Schichten der „Kalkschieferfolge“ spricht für ein eher flaches subtidales,

möglicherweise leicht eingeschnürtes (weitgehendes Fehlen von pelagischen Faunenelementen) Environment, welches zeitweise (im Emsium und Eifelium nachgewiesen) durch ein offenermarines Flachwasser ersetzt wurde.

Der stratigraphische Umfang der „Gschwendt“- „Kogler“- und „Heubergformation“ dürfte Unter- und Mitteldevon umfassen, während die „Höllgrabeneinheit“ wahrscheinlich zur Gänze ins Unterdevon zu stellen ist. Diese Annahme stützt sich auf relativ wenige und weit verstreute biostratigraphische Fixpunkte, sodaß stratigraphisch belegte Profile, in denen Schichtwiederholungen ausgeschlossen werden könnten, fehlen.

Folgende conodontenstratigraphische Fixpunkte liegen vor: Innerhalb der „Heubergformation“ konnte Mitteldevon (eine Probe mit *Polygnathus linquiformis linquiformis*) nachgewiesen werden, aus der „Koglerformation“ liegt ein Obersilur/Unterdevon- (eine Probe mit spathognathodiformen Pa-Elementen dieses Zeitbereichs) und ein Eifel-Alter (eine Probe mit *Icriodus corniger* ssp. und *Polygnathus linquiformis* ssp. aus den hangenden Biogenschuttkalken) vor.

Innerhalb der „Gschwendtformation“ blieben eigene Untersuchungen auf Conodonten erfolglos. Dagegen sind aus dem im SW anschließenden Bereich mehrere Punkte mit Emsium (sowohl innerhalb von Biogenschuttkalken wie auch in den typischen Schichtfolgen mehrmals nachgewiesen) und Givetium (ein Probenpunkt) bekannt geworden (TSCHELAUT, 1984a). In der „Höllgrabeneinheit“ konnte der Bereich höchstes Obersilur bis Oberdevon (drei Proben mit spathognathodiformen Elementen von *Ozarkodina remscheidensis* ssp. oder *Pandorellina steinhornensis* ssp. und *Ozarkodina excavata excavata*) und ein Ems Alter (*Pandorellina steinhornensis steinhornensis*) belegt werden.

1.3.3. Größkogelgruppe

Die ca. 200 m mächtige Größkogelgruppe stellt ein eigenes tektonisches Element dar (Abb. 1, 8). Sie zeigt einen von den übrigen Kalkschieferfolgen abweichenden lithologischen Aufbau. Die Basis bilden, tektonisch im Liegenden begrenzt, die etwa 50 m mächtigen Größkogeldolomite. Es handelt sich um dm–m gebankte, dunkelgraue, grobspätige Dolomite, die z. T. reichlich Amphiporen führen können. Sandsteine fehlen. Im stratigraphisch Hangenden folgen die etwa 100 m mächtigen, hell- bis mittelgrauen Größkogelkalke, wobei der Liegendanteil überwiegend massiv und der höhere Bereich im dm–m Bereich geschichtet ausgebildet ist. Neben Crinoidenschutt treten vor allem in den massigen Kalken massive Tabulata und Stromatoporen, sowie Heliolitenstöcke (? in Form biohermaler Bildungen) auf. Innerhalb der gebankten Kalke konnte Givetium (*Polygnathus pseudofoliatus*, *Po. xylus xylus* und *Icriodus brevis* belegen die varcus-Zone) und Oberdevon (dol durch *Ancyrodella* sp. und *Palmatolepis* sp.) nachgewiesen werden. Darüber folgen mit sedimentärem Kontakt die ca. 40 m mächtigen Größkogelflaserkalke. Die graublauen tentakuliten- und conodontenführenden Kalke zeigen, bedingt durch eine inhomogene Verteilung des tonig-siltigen Anteils eine geflaserte bis knollige Struktur (Taf. 6, Fig. 2). Stratigraphisch gehören die Kalke ins tiefe Oberdevon (dol), wobei in fünf verschiedenen Proben *Ancyrodella nodosa* und *Palmatolepis* sp. nachgewiesen werden konnte.

Der Schichtumfang der Größkogelgruppe dürfte demnach vom höheren Mitteldevon bis ins tiefe Oberdevon reichen, wobei hinsichtlich Lithologie und Fazies Ähnlichkeiten zu den für diesen Zeitraum charakteristischen Formationen der Rannachfazies (Mitteldevondolomit, Kanzelkalk, Steinbergkalk) vorliegen (vgl. EBNER et al., 1980; HAFNER, 1984). Größkogeldolomit und -kalk werden als flachmarine, wahrscheinlich lagunäre Entwicklung mit ? biohermalen Bildungen gedeutet. Innerhalb des tiefen Oberdevons kommt es wie in der Rannachfazies zu einem Wechselschicht in eine pelagische Fazies mit tentakuliten- und conodontenreichen Flaserkalken.

Über die primäre Stellung der Größkogelgruppe kann aufgrund der isolierten Position (Abb. 1, 9) keine gesicherte Aussage gemacht werden. Die wenigen stratigraphischen Daten schließen nicht aus, daß es sich um das primär Hangende der „Heubergformation“ handelt.

Der stratigraphische Umfang der einzelnen „Kalkschieferfolgen“ umfaßt im wesentlichen Unter- und Mitteldevon. Einzig die Größkogelgruppe reicht bei einer abweichenden Lithologie und Fazies bis ins Oberdevon. Silurisches Alter konnte bisher nicht sicher nachgewiesen werden. Demzufolge erscheint es möglich, daß es erst im Unterdevon zu einer Faziesdifferenzierung in Hochlantschgruppe, Laufnitzdorfer Gruppe und Kalkschieferfolge kommt.

2. Postpaläozoische Ablagerungen

2.1. Gams/Bärenschtztkonglomerat (?Gosau)

Östlich Mixnitz haben rot gefärbte Konglomerate (Gams/Bärenschtztkonglomerat [GOLLNER et al., 1983]) eine weite Verbreitung. Sie werden aufgrund ihrer Rotfärbung, ihres Geröllbestandes und ihrer Position mit den Basiskonglomeraten der Kainacher Gosau verglichen (GRÄF, 1975 cum lit.). Während ihre Mächtigkeit in der unteren Bärenschtz einige 10er m betragen dürfte, sind die übrigen Vorkommen im dargestellten Bereich nur durch Einzelfunde nachzuweisen. Auffällig ist ihr großer Niveauunterschied zwischen 600 und 1300 m Sh., der vermutlich auf eine junge (?neogene) Bruchtektonik zurückgeht. Das Geröllspektrum wird dominiert von mesozoischen (v. a. triassischen Karbonatgesteine und Klastika) Komponenten. Hinsichtlich der untergeordnet auftretenden paläozoischen Gerölle fällt auf, daß keine Ähnlichkeit zu den Gesteinen der Um-



Abb. 5: Tertiärkonglomerat an der Forststraße Zechnerhube – Wh. „Zum guten Hirten“, 1220 m Sh.

rahmung vorliegt. Vor allem das Fehlen von Hochlantschkalk- und Kristallinkomponenten ist hervorzuheben. Genetisch stellen die Konglomerate schuttstromartige Ablagerungen in proximalen Bereichen von Alluvialfächern dar (GOLLNER et al., 1983, FLÜGEL, 1983).

2.2. Tertiärkonglomerat

Nördlich bzw. nordwestlich der Zechnerhube sind zwischen 1200 und 1220 m Sh. an einigen Stellen mehrere m² große Reste eines Konglomerats aufgeschlossen (Abb. 5), welches WINKLER-HERMADEN (1957) als konglomerierten Wildbachschutt deutete und aufgrund der Höhenlage (Tab. 2) in den frühintrapannonischen Zeitraum stellte. Die Komponenten sind überwiegend gut gerundet. Die Sortierung ist schlecht, wobei wenige cm³ und mehrere dm³ große Gerölle nebeneinander auftreten. Das Geröllspektrum (Hochlantschkalk, Dolomite und karbonatisch zementierte Sandsteine vermutlich aus der Tyrnauer Alm-Formation oder der Dolomitsandsteinsfolge, Kalke der Zachenspitzenformation, Biogenschtuttkalke aus den Barrandeischichten oder der Tyrnauer Alm-Formation, Vulkanite vermutlich aus der Tyrnauer Alm-Formation) läßt sich aus dem Paläozoikum der Umrahmung ableiten, wobei jedoch für einen Großteil der Gerölle die heutige Geländemorphologie keine Möglichkeit der Herleitung aus dieser erlaubt.

Ein stratigraphisches Äquivalent dieser Konglomerate dürften zwei kleine Quarzschotter- und -sandsteinvorkommen südlich der Tyrnauer Alm in 1200 m Sh. darstellen.

2.3. Burgstallbrekzie (?Neogen)

Im Bereich des Burgstalls (untere Bärenschtz, östlich von Mixnitz) ist in einem mehrere 10er m breiten und mehrere 100 m langen, etwa W–E verlaufenden Streifen eine monomikte Hochlantschkalkbrekzie (Burgstallbrekzie) aufgeschlossen, die morphologisch markant in Form von über 80 m hohen Steilwänden in einer Sh. zwischen 720 und 860 m auftritt. Die schlecht kantengerundeten oder eckigen Komponenten bilden ein korngestütztes Gefüge, deren Zwickel mit feinstem Erosionsschutt und mikrokristallinem, hellgrauen selten auch schwach rötlichem Kalzizement gefüllt sind. Die Brekzie ist ungeschichtet. Die Sortierung ist äußerst schlecht, wobei cm³ und m³ große Blöcke nebeneinander auftreten (der Durchmesser des größten beobachteten Blocks beträgt ca. 7 m). Die Burgstallbrekzie lagert teils dem Hochlantschkalk, teils dem Gams/Bärenschtztkonglomerat auf, wobei jedoch nur der Kontakt zum Hochlantschkalk örtlich als scharfe, unterschiedlich steil einfallende (zwischen 0 und 50°) Erosionsfläche aufgeschlossen ist. Die Brekzie ist im Hangenden durch das Hochstradener Niveau terrassiert, der Fuß der Steilwände liegt im Niveau der Fluren des Stadelberg Systems (Abb. 6, Tab. 2).

Die genetische und zeitliche Entstehung der Brekzie ist nicht eindeutig geklärt. Sicher sind nur ihr postgosauisches Alter und ihre sedimentäre Entstehung, nachdem jegliche Merkmale für eine tektonische Bildung fehlen. Die überaus schlechte Sortierung, die nahezu hausgroßen Komponenten, die ungeschichtete Ausbildung, die monomikte Komponentenzusammen-

Tabelle 2: Neogene Landformungen am Hochlantsch
(nach WINKLER-HERMADEN, 1957, und eigenen Ergänzungen)

Einstufung	Seehöhe	Beispiele
Kor Niveau ob. Sarmat	1450-1500	Gipffluren des Hochlantsch
ob. Wolscheneck N. unt. Pannon	1450-1500	Gipfelplateau der Roten Wand
unt. Wolscheneck N. unt. Pannon	1300-1350	Breitalm, Tyrnauer-Alm
Hubenhalt N. mittl. Pannon	1200-1250	Teichalm, Schwaigeralm
Trahüttener N. ob. Pannon	1000-1100	Hochlantsch Nord- abfall, Burgstall
Hochstradener N. Astium	800-850	Schwaigerbauer
Stadelberg N. Pliozän/Pleistozän	700-750	Burgstall

setzung etc. sprechen für eine Interpretation als Felssturzmassen. CLAR et al. (1929) deuten die Brekzie als pleistozäne Gehängebrekzie, WINKLER-HERMADEN (1957) spricht sich für eine oberpannonische Bildung als Äquivalent der Eggenberger Brekzie aus. Erstere Ansicht ist aufgrund der heutigen Morphologie, die eine Ableitung der Gerölle daraus ausschließt, nicht möglich. Die Interpretation als oberpannone Gehängebrekzie (WINKLER-HERMADEN, 1957) würde bedeuten, daß es schon früh, vermutlich in Erosionsphase zwischen Trahüttener Niveau und Hochstradener System örtlich zu einer tiefgreifenden Erosion bis in mindestens 700 m Sh., zur Verfüllung der entstandenen Hohlformen und anschließend zur teilweisen Abtragung der Burgstallbrekzie bis auf das Hochstradener Niveau gekommen sein muß. Die Bildung der Steilwandmorphologie müßte darauf in der erosiven Phase zwischen Hochstradener und Stadelberg System erfolgt sein. Aus dem Hochlantschgebiet und der weiteren Umgebung sind jedoch keine Bildungen bekannt, die auf eine derartige tiefgrei-

fende präastische Erosion schließen lassen (vgl. WINKLER-HERMADEN, 1957).

Dagegen würde ihre Interpretation als „astische Karstbrekzie“ (Verbruchsdoline) die Gegebenheiten leichter erklären. Die Denudation des Hochstradener Systems führt zum Einsturz der Decke riesiger, präastisch gebildeter Höhlen und zur Verfüllung mit Schutt. Darauf zwischen Hochstradener und Stadelberg System kommt es zur Erosion der südseitigen Höhlenwandung. Dagegen spricht allerdings, daß keine für eine versterzte Höhle typischen Komponenten wie Sinter, Tropfsteine etc. gefunden wurden.

Am wahrscheinlichsten erscheint eine Interpretation als ältere, vermutlich intramiozäne Bergsturzmasse, wobei die gegenwärtige tiefe Position in Zusammenhang mit neogenen Störungen zu verstehen ist. Daß in diesem Raum jungtertiäre Störungen mit Verstellungsbeträgen von mehreren 100 m auftreten, geht aus der unterschiedlichen Höhenlage der Gams/Bärenschtützkonglomerate hervor (siehe vorne).

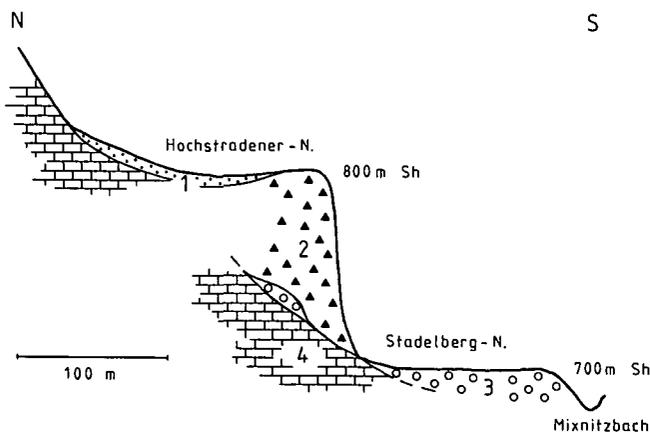


Abb. 6: Schematische Darstellung (überhöht) der geomorphologischen Position der Burgstallbrekzie. 1 = quartäre Schuttbildungen mit Hochlantschkalk- und Gams/Bärenschtützkonglomeratgeröllen; 2 = Burgstallbrekzie; 3 = Gams/Bärenschtützkonglomerat; 4 = Hochlantschkalk.

2.4. Gehängebrekzie und Schuttbildungen (Pannon, Quartär)

Die weit verbreiteten Gehängebrekzien bestehen vorwiegend aus eckigen bis kantengerundeten, kaum sortierten Komponenten (Lokalschutt) mit einem oft rötlichen, kalkigen Bindemittel. Die Mächtigkeit der häufig hangparallel geschichteten Brekzien kann bis zu 20 m erreichen. Es handelt sich dabei um verschieden alte, pannonische und quartäre Bildungen, die sowohl gebunden an ein altes Relief (v. a. den Kämmen und Rücken der Trahüttener Landschaft auflagernd), als auch in jungen Bacheinschnitten auftreten.

Mächtige Schuttfächer und -ströme sind am gesamten Hochlantsch Nordabfall und am Fuße der roten Wand weit verbreitet, wobei oft eine beginnende Verkitung zu beobachten ist. Felssturzmassen großen Ausmaßes mit hausgroßen Hochlantschkalkblöcken findet

man sowohl am Fuße der Hochlantsch Nordwände als auch südlich und westlich des Röthelsteins.

In den heutigen Haupttälern, dem Breitenauer und Tyrnauer Graben sowie auf der Teichalm und am oberen Mixnitzbach sind z. T. mächtige Alluvionen weit verbreitet.

2.5. Quartäre Spalten

Die Forststraße Teichalm – Zechnerhube schließt 50 m westlich Kote 1153 (Abb. 7) gebankte Kalke der Zachenspitzformation auf. Darin sind längs einer Schicht- und Klufffläche Spalten ausgebildet, die mit verschiedenen für den meteorischen Bereich charakteristischen Karbonatzementtypen gefüllt sind. Die erstgenannte, 2–3 cm dicke, in einer Länge von etwa 4 m aufgeschlossene Spalte führt neben von laminierten Karbonatkrusten umgebenen Lithoklasten des umgebenden Gesteins reichlich Gastropodenschalen. In den Porenräumen sind fibröse, wirrstrahlige Karbonatkristalle („Whisker crystals“) ausgebildet, die nach SUPKO (1971) bzw. E. FLÜGEL (1982) innerhalb der phreatischen bzw. vadosen Zone in warmen humiden Klimaten gebildet werden. Die steil darauf stehende, 5–8 cm dicke und mehrere dm lange Querspalte ist mit gebändertem Travertin gefüllt.

Die Karbonate beider Spaltenfüllungen wurden am Institut für Radiumforschung und Kernphysik der Österreichischen Akademie der Wissenschaften datiert (FELBER, 1983). Je nach Annahme der Rezentkonzentration im Sinter (allgem. zwischen 85 und 100 % mod.) ergaben sich folgende Werte:

Annahme 100 % mod. (maximal mögliches Alter):

Probe VRI-771 (Querkluff): 31.700 ± 1600 BP

Probe VRI-772 (ss-parallele Spalte): 10.700 ± 160 BP

Annahme 85 % mod.:

Probe VRI-771: 30.400 ± 1.600 BP

Probe VRI-772: 9.400 ± 160 BP

Das Bildungsalter der Karbonatsinter aus der Querkluff (VRI-771), welches wahrscheinlich mit der Sinterdatierung aus der „Griffener Höhle“ (FRANKE & TRIMMEL, 1962) vergleichbar ist, fällt damit in die interstadiale Warmzeit des Würmglazial (DRAXLER, 1980). Um 9500 J. v. h. waren die Gletscherstände in dem auf die Würmeiszeit folgenden Präboreal bereits auf die heutigen Stände zurückgegangen (DRAXLER, 1980). Demzufolge dürften die Karbonate der Probe VRI-772 in den heutigen Gegebenheiten entsprechenden Klimaten entstanden sein.

MAURIN (1953) und FLÜGEL (1975) weisen darauf hin, daß längs markanter etwa N–S streichender Bruchzonen (vgl. tektonischer Bau), deren Hauptgeschehen vermutlich intramiozän erfolgte, Bewegungen bis in die jüngste Vergangenheit angedauert haben. In diesem Zusammenhang könnte es auch zur Öffnung der zuvor beschriebenen Spalten gekommen sein.

3. Tektonischer Bau

Wie die Kartierung gezeigt hat, ist eine Klärung des tektonischen Baues aus dem engen Raum heraus nur teilweise möglich. Dies gilt insbesondere für den südlichen und südöstlichen Teil, dessen endgültige Klärung erst nach Abschluß der Bearbeitung der Nachbargebiete möglich sein wird. Klarer liegen die Verhältnisse im Norden. Hier bildet die Grenze des Gleinalmkristallins – sofern sie nicht durch eine vermutlich neogene, steilstehende Störung überprägt ist – eine diskordante Überschiebungsfläche, wodurch von Nordosten nach Südwesten fortschreitend immer höhere tektonische Einheiten des Paläozoikums dem Kristallin auflagern (vgl. Abb. 1, 9). Andererseits wird dieses basale Decken- und Schuppenpaket des Grazer Paläozoikums gleichfalls durch eine diskordante Überschiebung vom obersten Stockwerk, der eigentlichen Hochlantschdecke, getrennt. Diese Überschiebung schneidet von Osten

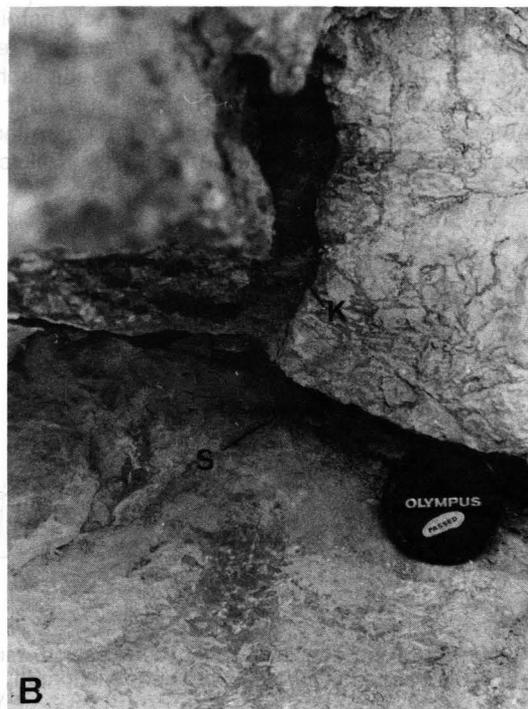


Abb. 7: A: Gebankte Kalke der Zachenspitzformation an der Forststraße Teichalm – Zechnerhube, 1155 m Sh. B: Längs einer Schicht- (S) und einer Klufffläche (K) ausgebildeter Karbonatzement (Ausschnitt aus A).

gegen Westen zu immer höhere tektonische Einheiten der „Basisdecken“ ab und trennt sie von der unterdevonisch–oberkarbonen Schichtfolge der Hochlantschdecke, wobei zufolge deren großräumigen Verfallung von Westen nach Osten immer tiefere stratigraphische Schichtglieder derselben an die Überschiebungslinie herantreten (vgl. Abb. 1).

Die liegendste tektonische Einheit der „Basisdecken“ bildet als Teil der „Kalkschieferfolge“ die „Gschwendt-Formation“ (du bis dm). Sie ist vor allem nördlich des Breitenauer Tales außerhalb des hier dargestellten Bereiches verbreitet, wobei ihr vermutlich auch der Hochschlag zuzurechnen ist. Tektonisch hangend folgen die zur Laufnitzdorfer Gruppe gehörenden Gesteine der Hackensteinerformation (si bis du) mit der Dornerkogel-formation nördlich von Breitenau (THALHAMMER & TSCHELAUT, 1983). Als eigene tektonische Einheit folgen im Hangenden erneut „Kalkschiefer“ des Unter- und Mitteldevons („Koglerformation“). Diese wird von der Harrbergerformation (du bis do) als Teil der Laufnitzdorfer Gruppe überlagert, die gleichzeitig in dem betrachteten Bereich höchstes tektonisches Element der „Basisdecken“ ist. Es wurde bereits darauf verwiesen, daß die Hochlantschdecke in ihrem nordöstlichen Teil als große liegende N (bzw. NNE) vergente Falte ausgebildet ist. Besonders klar zeigt sich dies am Osthang der Zachenspitze im umlaufenden Streichen der Tyrnauer Alm-Formation (vgl. Abb. 1). Diese Falte wird im Liegenden durch die bereits erwähnte diskordante Überschiebung abgeschnitten. Im Bereich des Hochlantschnordabfalles kommt es innerhalb der Hochlantschdecke zu einer Schuppung mit einem etwa 200 m mächtigen aufrechten Liegendanteil aus Givetium und tieferem Oberdevon (Zachenspitzenformation, Steinbergkalk) und einer aufrechten Hangendschuppe des Givetium (Zachenspitzenformation, Hochlantschkalk).

Im Vergleich dazu sind die Verhältnisse im Süden bedeutend komplizierter (Abb. 8, 9). Die erwähnte diskordante Überschiebung an der Basis der Hochlantschdecke ist hier in analoger Folge nur im Bereich des Heu-berggraben klar erfaßbar, wo unter der Hochlantschdecke die beiden tiefsten tektonischen Einheiten des Nordens („Gschwendtformation“, Hackensteinerformation) in gleicher Position und mit vergleichbarem lithologischen Inhalt auftauchen. Andererseits schiebt sich hier zwischen diesen „Basisdecken“ und der normalen Abfolge der Hochlantschdecke eine vor allem südlich des Tyrnauergrabens breit entwickelte Kalkschieferent-

wicklung („Heu-bergformation“), deren Stellung derzeit noch unklar ist (vgl. Kap. 1.3.). Die Verhältnisse werden dadurch kompliziert, daß hier südlich des Hochlantsch im Bereich der Tyrnau die stratigraphisch tieferen Schichtglieder der Hochlantschdecke (Dolomitsandsteinfolge, Barrandeischichten) eine Antiklinale zu bilden schienen, wobei jedoch diesen Antiklinalbau die höheren stratigraphischen Folgen nicht mitmachen. Die Kalkschiefer („Heu-bergformation“) zeigen im Bereich des Höllgraben nördlich des Tyrnauerbaches eine in ihrer Bedeutung noch nicht durchschaubare tektonische Komplikation mit Entwicklung einer eigenen tektonischen Einheit („Höllgrabeneinheit“), die, soweit die schlechten Aufschlußverhältnisse erkennen lassen, schichtparallel den Barrandeischichten der Hochlantschdecke aufgeschoben ist (Abb. 8).

Eine weitere Komplikation ergibt sich in der Position der Großkogelgruppe, die als isolierte Deckscholle mit flachem NE streichenden Synklinalbau auf den früher erwähnten Gesteinen der Hackensteinerformation liegen und damit bei völlig anderer fazieller Entwicklung (Ähnlichkeit zur Rannachfazies) eine Position haben, die eigentlich der „Heu-bergformation“ in diesem Raum zukommt (Abb. 9).

Innerhalb der Harrbergerformation bildet eine ca. 70 m mächtige sedimentäre Folge, vom Emsium bis in dol reichend, eine aufrechte „Hangendschuppe“. Aufgrund der nur wenigen biostratigraphischen Hinweise aus dem ca. 100 m mächtigen Liegendanteil sind darin weitere Verschuppungen nicht auszuschließen (GOLLNER, 1981).

Schuppungen bzw. liegende Großfalten wie sie TSCHELAUT (1984b) aus dem Frohnleitner Raum beschreibt, sind zwar in den übrigen tieferen Einheiten nicht nachgewiesen, aber aufgrund des im Kleinbereich beobachtbaren Verformungsstils (überkippte bzw. isoklinale, z. T. abgescherte Kleinfalten mit Nordvergenz) durchaus wahrscheinlich, wodurch auch die z. T. sehr großen Mächtigkeiten (z. B. „Koglerformation“) ihre Erklärung finden.

Neben diesem Falten-, Decken- und Schuppenbau wird das tektonische Bild am Hochlantsch geprägt durch eine markante Bruchtektonik. Die bedeutendsten Verstellungen sind dabei an N–S bzw. NE–SW streichende Störungsbündel gebunden (Abb. 1). Neben zahlreichen kleinen Brüchen treten einige Zonen mit Verstellungen im 100er m Bereich hervor. Ein deutliches Lineament verläuft im Tyrnauergraben, begleitet

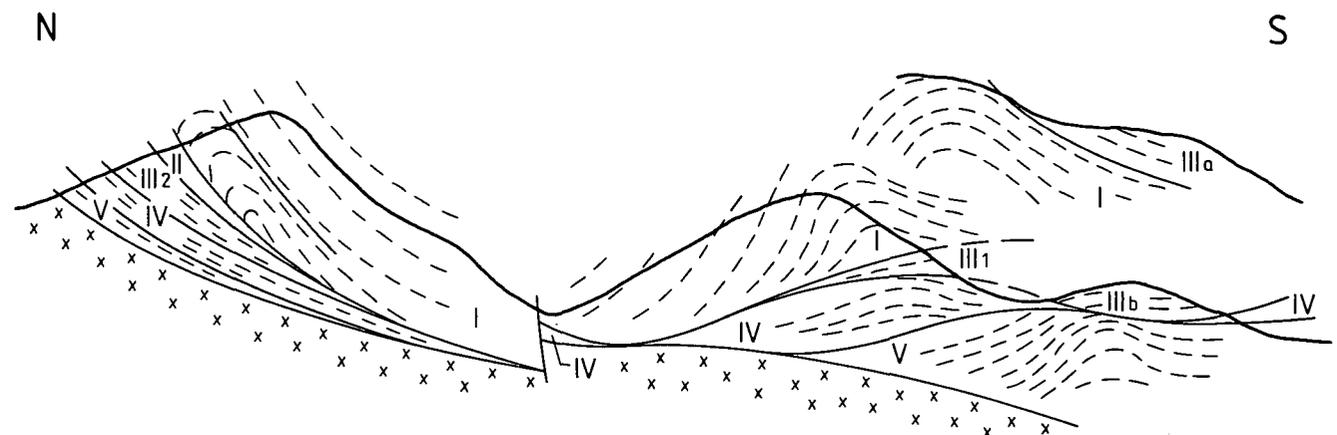


Abb. 8: Schematische Darstellung der Position der tektonischen Einheiten. I = Hochlantschgruppe; II = Harrbergerformation; III₁ = Heu-bergformation; III₂ = Koglerformation; III_a = Höllgrabeneinheit; III_b = Großkogelgruppe; IV = Hackensteiner Formation; V = Gschwendtformation.

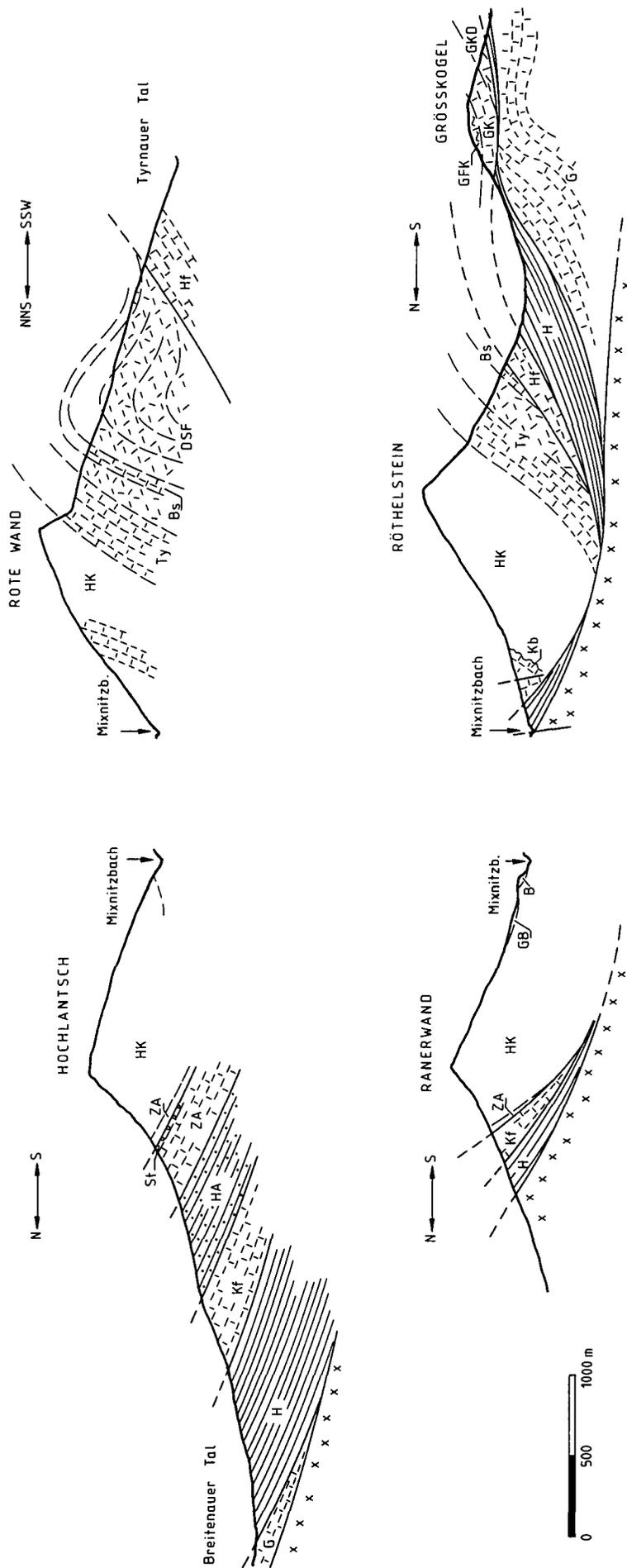


Abb. 9: Profile durch das Hochlantschgebiet. B = Burgstallbreckie; GB = Gams/Bärenschütz-konglomerat; Kb = Mixnitzer Karbon
 HK = Hochlantschkalk; St = Steinbergkalk; ZA = Zachenspitzenformation; Ty = Tyrnauer Alm-Formation; Bs = Barrandeis-schichten;
 DSF = Dolomitsandsteinfolge; HA = Harrbergerformation; Kf = Koglerformation; Hf = Heubergformation; GfK = Größkogelflaserkalk;
 GK = Größkogelkalk; GKD = Größkogeldolomit; H = Hackensteinerformation; G = Gschwendtfornation.

von auffälligen Gefügeverstellungen. Eine weitere bedeutende Bruchzone zieht innerhalb des Hochlantschkalks mit Hochschleppung der basalen Laufnitzdorfer Gruppe NE–SW streichen von Röthelstein bis in die untere Bärenschütz und setzt sich von hier etwa N–S streichend über den Sattel zwischen Ranerwand und Harterkogel bis weit in das Kristallin hin fort. Ein weiteres etwa NE–SW streichendes Störungssystem, welches östlich von Mixnitz über die untere Bärenschütz bis zur Schwaigeralp verfolgbar ist, dürfte für die Zerlegung des Mixnitzer Karbons (dreifache Schichtwiederholung [ZIER, 1981]) und für die großen Niveauunterschiede (zwischen 600 und 1300 m Sh.) im Gams/Bärenschütz-Konglomerat verantwortlich sein. Ein etwa gleich streichendes Lineament ist auch auf der Teichalm verfolgbar (FLÜGEL, 1971). Ein ungefähr N–S streichendes Störungsbündel verläuft knapp östlich des Hochlantschgipfels über die Zechner-Hube bis in den Sattel zwischen Schweinegg und Tyrnaueralm mit Verzerrungen im 100 m Bereich.

Dank

Herrn Univ.-Prof. Dr. H. W. FLÜGEL sei für zahlreiche Anregungen, Diskussionen und letztendlich für die Durchsicht des Manuskripts unser besonderer Dank ausgesprochen.

Literatur

- ALLEN, J. R. L.: Current Ripples. Their relation to Patterns of Water and Sediment Motion. – 433 S., Amsterdam (North-Holland) 1968.
- ALLEN, J. R. L.: Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis. – Develop. Sediment., **30A**, 593 S., Amsterdam 1982.
- ANGEL, F.: Über gabbroide Kerne aus den Hochlantsch-Diabasen. – Centralbl. Mineral. etc., **A**, 154–161, Stuttgart 1931.
- ANGEL, F.: Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **69**, 5–24, Graz 1932.
- BATHURST, R. G. C.: Carbonate Sediments and their Diagenesis. – Developm. Sediment., **12**, 620 S., Amsterdam 1971.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **22**, 1–136, Wiesbaden 1957.
- BOIGK, H.: Zum Bau der Grazer Decken. – Z. dt. geol. Ges., **102**, 241–271, Hannover 1951.
- BURCHETTE, T. P.: European Devonian reefs: a review of current concepts and models. In: TOOMEY, D. F. (Ed.): European fossil reef models. – Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Pub., **30**, 85–142, Tulsa 1981.
- BUCHROITHNER, M. F., EBNER, F. & SURENIAN, R.: Die Entwicklung der Steinbergkalke (Oberdevon, Grazer Paläozoikum) an ihrer Typuslokalität. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **109**, 71–84, Graz 1979.
- BULTYNCK, P.: Le Silurien Supérieur et le Dévonien Inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). Deuxième Partie: Assemblages de Conodontes à Spathognathodus. – Bull. Inst. Roy. Sci. nat. Belg., **47**, 1–43, Brüssel 1971.
- CARLS, P. & GANDL, J.: Stratigraphie und Conodonten des Unterdevons der östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **132**, 155–218, Stuttgart 1969.
- CHATTERTON, B. D. E.: Distribution and paleoecology of Eifelian and early Givetian conodonts from Western and Northwestern Canada. In: BARNES, C. R. (Ed.): Conodont palaeoecology. – Spec. Pap. geol. Ass. Can., **15**, 143–157, Toronto 1976.
- CHILINGAR, G. V., ZENGER, D. H., BISSEL, H. J. & WOLF, K. H.: Dolomites and Dolomitization. – In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (Eds.): Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks. – Develop. Sediment, **25A**, 425–536, Amsterdam 1979.
- CLAR, C.: Vorläufige Mitteilungen über die Gliederung des Hochlantschzuges. – Verh. Geol. R.-A., **1871**, 113–114, Wien 1871.
- CLAR, C.: Kurze Übersicht der geotektonischen Verhältnisse der Grazer Devonformation. – Verh. Geol. R.-A., **1874**, 113–114, Wien 1984.
- CLAR, E.: Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. – N. Jb. Geol., Beil. B., **74/B**, 1–39, Stuttgart 1935.
- CLAR, E., CLOSS, A., HERITSCH, F., HOHL, O., KUNTSCHNIG, A., PETRASCHKEK, W., SCHWINNER, R. & THURNER, A.: Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **64/65**, 3–28, Karte 1 : 25.000, Graz 1929.,
- DEELMAN, J. C.: On mechanisms causing birdeye structures. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1972**, 582–595, Stuttgart 1972.
- DRAXLER, I.: Das Quartär. In: OBERHAUSER, R. (Wissenschaftl. Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 56–69, Wien – New York (Springer) 1980.
- EBNER, F.: Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 449–493, Wien 1977.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Schichtfolge im Übergangsbereich Rannach-Fazies – Hochlantsch-Fazies (Grazer Paläozoikum) im Raume St. Pankrazen – Groß Stübing. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **109**, 85–95, Graz 1979.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **41**, 249–269, Graz 1980.
- FABER, P.: Fazies-Gliederung und -Entwicklung im Mitteldevon der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **8**, 83–149, Mainz 1980.
- FELBER, H.: Altersbestimmungen nach der Radiokohlenstoffmethode am Institut für Radiumforschung und Kernphysik XVIII. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1982/119**, 133–141, Wien 1983.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69/1976**, 109–162, Wien 1978.
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U.: Pyroclastic Rocks. – 472 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1984.
- FLÜGEL, E.: Microfacies Analysis of Limestones. – 633 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1982.
- FLÜGEL, E. & HÖTZL, H.: Palökologische und statistische Untersuchungen in den mitteldevonischen Schelfkalken (Schwelmer Kalk, Givet, Rheinisches Schiefergebirge). – Bayrische Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abh. **156**, 1–70, München 1976.
- FLÜGEL, H. W.: Einige biostratigraphisch wichtige Rugosa aus den Calceolaschichten des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **100**, 72–83, Graz 1971.
- FLÜGEL, H. W.: Das Paläozoikum von Graz. – Exk.-Führer, 42. Jahrestagung Paläont. Ges., 117–140, Graz 1972.
- FLÜGEL, H. W.: Die Geologie des Grazer Berglandes (2. Aufl.). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Sh. **1**, Graz 1975.
- FLÜGEL, H. W.: Calceola sandalina aus den Hubenhalt-Kalken der Teichalpe (Grazer Paläozoikum, Eifelium). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **110**, 57–59, Graz 1980.
- FLÜGEL, H. W.: Zur Trennung jungvariszischer und altalpidscher Tektonik im Paläozoikum von Graz. – Jber. 1980, Hochschulschwerpkt. S 15, **2**, 105–113, Graz – Leoben 1981.
- FLÜGEL, H. W.: Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der Mittelsteirischen Gosau. – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15, **4**, 109–119, Graz 1983.
- FLÜGEL, H. W.: Dendrostella sp. aus dem Famenien des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Stmk.). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **114**, Graz 1984 (im Druck).
- FLÜGEL, H. W. & HUBAUER, N.: Torusphyllum n. g., eine neue Rugosa aus dem Mitteldevon des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Stmk.). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **114**, 67–68, Graz 1984.

- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. – 127 S., Wien (Geol. B.-A.) 1985.
- FLÜGEL, H. W. & SCHIMUNEK, K.: Revision der aus dem Mitteldevon von Graz beschriebenen Arten der Gattung *Hexagonaria* GÜRICH (Rugosa). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **111**, 1–29, Stuttgart 1961.
- FRANKE, W. & TRIMMEL, H.: Radiokarbondatierungen an Sinterproben der Griffener Tropfsteinhöhle. – Carinthia II, **152**, 108–110, Klagenfurt 1962.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine (3. Aufl.). – 784 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1977.
- GLENISTER, B. F. & KLAPPER, G.: Upper Devonian Conodonts from the Canning Basin, Western Australia. – J. Paleont., **40**, 777–842, Tulsa 1966.
- GOLLNER, H.: „Harrberger-Formation“ – eine neue lithostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **111**, 57–64, Graz 1981.
- GOLLNER, H.: Die Geologie des Hochlantschstockes (Grazer Paläozoikum, Stmk.). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 251 S., Graz 1983.
- GOLLNER, H.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 236–238, Wien 1984.
- GOLLNER, H.: Die stratigraphische Stellung der Breitenauer Magnesitvorkommen. – B. H. M., **130/2**, 45–50, Wien 1985.
- GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W.: Exotische Karbonatgerölle der „Mittelsteirischen Gosau“. – Jber. 1982 Hochschulschwerpt. S 15, **4**, 85–108, Graz 1983.
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Ch.: Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **112**, 63–73, Graz 1982.
- GOLLNER, H. & ZIER, Ch.: Stratigraphic Correlation Forms of the Hochlantsch-facies (Hochlantscheinheit, Harrberger-Formation) in the Paleozoic of Graz (Austria, Geotraverse B). In SASSI, F. P. (Ed.): IGCP Nr. 5, Newsletter, **4**, 38–40, Padova 1982.
- GRÄF, W.: Ablagerungen der Gosau von Kainach. In: FLÜGEL, H. W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Sh. **1**, 83–99, (2. Aufl.) Graz 1975.
- GRIMM, W. D.: Ausfällung von Kieselsäure in salinar beeinflussten Sedimenten. – Z. dt. geol. Ges., **114**, 590–619, Hannover 1964.
- HAFNER, F.: Die Geologie der Hohen Rannach (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 156 S., Graz 1983.
- HAFNER, F.: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Grenzbereich Mittel-/Oberdevon der Rannach bei Graz (Grazer Paläozoikum, Stmk.). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **114**, 85–94, Graz 1984.
- HERITSCH, F.: Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz III. Das Devon der Hochlantschgruppe IV. Die tieferen Stufen des Paläozoikums von Graz. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **94**, 313–374, Wien 1917.
- HOUSE, M. & ZIEGLER, W.: The Goniatite and conodont sequences in the early upper Devonian at Adorf, Germany. – Geologica et Palaeontologica, **11**, 69–108, Marburg 1977.
- HUBAUER, N.: Die Geologie des Gebietes zwischen Tyrnauergraben und Schremserbach (Grazer Paläozoikum, Stmk.). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 257 S., Graz 1984.
- JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. & TROJAN, W. R.: Brachiopod and Conodont successions in the Devonian of the northern Antelope Range, central Nevada. – Geologica et Palaeontologica, **14**, 77–116, Marburg 1980.
- KLAPPER, G.: Sequence within the Conodont genus *Polygnathus* in the New York Lower Middle Devonian. – Geologica et Palaeontologica, **5**, 59–72, Marburg 1971.
- KLAPPER, G. & JOHNSON, D. B.: Sequence in the Conodont genus *Polygnathus* in Lower Devonian at Lone Mountain, Nevada. – Geologica et Palaeontologica, **9**, 65–83, Marburg 1975.
- KLAPPER, G., PHILIP, G. M. & JACKSON, J. H.: Revision of the *Polygnathus varcus* Group (Conodonts, Middle Devonian). – N. Jb. Geol. paläont. Mh., **1970**, 650–667, Stuttgart 1970.
- KLAPPER, G., ZIEGLER, W. & MASHKOVA, T. V.: Conodonts and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area of Czechoslovakia. – Geologica et Palaeontologica, **12**, 103–116, Marburg 1978.
- KLAPPER, G. & ZIEGLER, W.: Devonian conodont biostratigraphy. – Spec. Pap. Palaeont., **23**, 199–224, London 1979.
- KOVAN, J. E.: Facies analysis of the Redwater reef complex, Alberta, Canada. – Bull. Can. Petrol. Geol., **12**, 1–100, Alberta 1964.
- KOLMER, H.: Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 31–43, Graz 1978.
- KREBS, W.: Zur Grenze Mittel-/Oberdevon und zur Gliederung des obersten Mittel-Devons und der tiefen Adorf-Stufe nach Conodonten. – Senckenbergiana Leth., **40**, 367–387, Frankfurt a. M. 1959.
- KRYSTYN, L.: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 113–153, Wien 1973.
- KRYSTYN, L.: Triassic conodont Localities of the Salzkammergut Region. In: SCHÖNLAUB, H. P. (Ed.): Second European Conodont Symposium (Ecos II). – Abh. Geol. B.-A., **35**, 61–98, Wien 1980.
- LANE, H. R. & ORMISTON, A. R.: Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontraut River Area, East-Central Alaska. – Geologica et Palaeontologica, **13**, 39–96, Salzburg 1979.
- LANE, H. R., SANDBERG, C. A. & ZIEGLER, W.: Taxonomy and Phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-Siphonodella zonation. – Geologica et Palaeontologica, **14**, 117–164, Marburg 1980.
- LECOMPTE, M.: Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. – Geologica et Palaeontologica, **4**, 25–71, Marburg 1970.
- LOGAN, B. W. & SEMENIUK, V.: Dynamic metamorphism, processes and products in Devonian carbonate rocks. Canning Basin, Western Australia. – Geol. Soc. Australia, Spec. Publ., **6**, 1–138, Sidney 1976.
- MATTER, A.: Modern and ancient stromatolitic buildups. In: GEISTER, J. & SHERD, R.: Paleoeologie des Recifs. – 3^{ème} Cycle Sci. Terre, **16**, 1–16, 15, Berne 1984.
- MAURIN, V.: Über jüngste Bewegungen im Grazer Paläozoikum. – Verh. Geol. B.-A., **1953**, 216–220, Wien 1953.
- MORZADÉC, P. & WEYANT, M.: Lithologie et Conodontes, de l'Emsien au Famennien, dans la rade de Brest (Massif Armoricaïn). – Geologica et Palaeontologica, **15**, 27–45, Marburg 1982.
- MOSHER, L. C.: Triassic conodonts from Western North America and their correlation. – J. Paleont., **42**, 895–946, Tulsa 1968.
- MOSHER, L. C.: New conodont species as Triassic guide fossils. – J. Paleont., **44**, 737–742, Tulsa 1970.
- MÜLLER, W. H.: Zur Entstehung der Ruhwacke. – Eclogae geol. Helv., **75**, 481–949, Basel 1982.
- ORCHARD, M. J.: The conodont biostratigraphy of the Devonian Plymouth Limestone, South Devon. – Palaeontology, **21**, 907–955, London 1978.
- PENECKE, K. A.: Das Grazer Devon. – Jb. Geol. R.-A., **43**, 567–616, Wien 1894.
- PENECKE, K. A.: Vom Hochlantsch. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **26**, 17–28, Graz 1889.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B.: Depositional Sedimentary Environments. – 549 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1980.
- RICHTER, D. K.: Entstehung und Diagenese der devonischen und permotriassischen Dolomite in der Eifel. – Contr. Sedimentology, **2**, 1–101, Stuttgart 1974.
- RICHTER, D. K. & FÜCHTBAUER, H.: Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – Z. Dt. Geol. Ges., **132**, 451–501, Hannover 1981.

- SCHMID, R.: Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments. — Geol. Rdsch., **70**, 794–799, Stuttgart 1981.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Carnic Alps. In: SCHÖNLAUB, H. P. (Ed.): Second European Conodont Symposium (Ecos II). — Abh. Geol. B.-A., **35**, 5–57, Wien 1980.
- SCHUMACHER, D.: Conodont biofacies and paleoenvironments in Middle Devonian — Upper Devonian boundary beds, Central Missouri. In: BARNES, C. R.: Conodont paleoecology. — Spec. Pap. Geol. Ass. Can., **15**, 159–169, Toronto 1976.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **130**, 133–245, Stuttgart 1968.
- SEILACHER, A. (Ed.): Palökologie. Bericht 1970–1975 des Sonderforschungsbereiches 53. — Zbl. Geol. Paläont. Teil II, **1976**, 203–494, Stuttgart 1976.
- STRECKEISEN, A. L.: Classification and Nomenclature of Volcanic rocks, Camprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. — Geol. Rdsch., **69**, 194–207, Stuttgart 1980.
- SUPKO, P. R.: „Whisker“ Crystal Cement in a Bahamian Rock. In: BRICKER, O. P. (Ed.): Carbonate Cements. — John Hopkins Univ. Stud. Geol., **19**, 143–146, Baltimore 1971.
- THALHAMMER, O.: Das Paläozoikum nördlich der Breitenau (Grazer Paläozoikum, Steiermark). — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 251 S., Graz 1982.
- THALHAMMER, O. & TSCHELAUT, W.: Some Remarks on the Northern Parts of the Graz Paleozoic (Austria, Geotraverse B). In: SASSI, F. P. (Ed.): IGCP No. 5, Newsletter, **5**, 187–190, Padova 1983.
- TSCHELAUT, W.: Das Paläozoikum zwischen Röthelstein und Gams bei Frohnleiten. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **114**, 133–161, Graz 1984a.
- TSCHELAUT, W.: Die „Frohnleitner Falte“ (Grazer Paläozoikum, Steiermark). — Jb. Geol. B.-A., **127**, 507–511, Wien 1984b.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **41**, 1–106, Wiesbaden 1964.
- WEDDIGE, K.: Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. — Senckenbergiana Leth., **58**, 271–419, Frankfurt am Main 1977.
- WEDDIGE, K. & ZIEGLER, W.: The significance of *Icriodus*: Polygnathus rations in limestones from the type Eifelian. Germany. In: BARNES, C. R. (Ed.): Conodont paleoecology. — Spec. Pap. geol. Ass. Can., **15**, 187–199, Toronto 1976.
- WELISCH, L.: Beitrag zur Kenntnis der Diabase der Steiermark. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **47**, 53–82, Graz 1910.
- WILSON, J. L.: Carbonate Facies in Geologic History. — 471 S., Berlin — Heidelberg — New York (Springer) 1975.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. — 822 S., Wien (Springer) 1957.
- WIRTH, M.: Zur Gliederung des höheren Paläozoikums (Givet-Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **127**, 179–224, Stuttgart 1967.
- WITTEKINDT, H.-P.: Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **9**, 621–646, Krefeld 1966.
- ZIEGLER, W.: Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorf-Stufe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, 7–77, Wiesbaden 1958.
- ZIEGLER, W.: Phylogenetische Entwicklung stratigraphisch wichtiger Conodontengattungen in der Manticoceras-Stufe (Oberdevon, Deutschland). — N. Jb. Geol. paläont. Abh., **114**, 142–168, Stuttgart 1962.
- ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**, 1–166, Wiesbaden 1962.
- ZIEGLER, W.: Eine Verfeinerung der Conodontgliederung an der Grenze Mittel-/Oberdevon. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., **9**, 647–676, Krefeld 1966.
- ZIEGLER, W. (Ed.): Catalogue of conodonts. — Vol. I, 504 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1973.
- ZIEGLER, W. (Ed.): Catalogue of conodonts. — Vol. II, 404 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1975.
- ZIEGLER, W. (Ed.): Catalogue of conodonts. — Vol. III, 574 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1977.
- ZIEGLER, W., KLAPPER, G. & JOHNSON, J. G.: Redefinition and Subdivision of the varcus-Zone (Conodonts, Middle — ?Upper Devonian) in Europe and North America. — Geologica et Palaeontologica, **10**, 109–140, Marburg 1976.
- ZIER, Ch.: Nachweis von Oberdevon und Karbon in der Hochlantschfazies nördlich des Röthelstein bei Mixnitz (Grazer Paläozoikum). — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **111**, 65–74, Graz 1981.
- ZIER, Ch.: Die Geologie des Gebietes Bärenschützklamm — Tyrnauergraben (Grazer Paläozoikum, Steiermark). — Unveröff. Diss. Univ. Graz, 364 S., Graz 1982.
- ZIER, Ch.: Die Devon-Karbon-Grenze in der Hochlantsch-Fazies des Grazer Paläozoikums. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **113**, 39–42, Graz 1983.

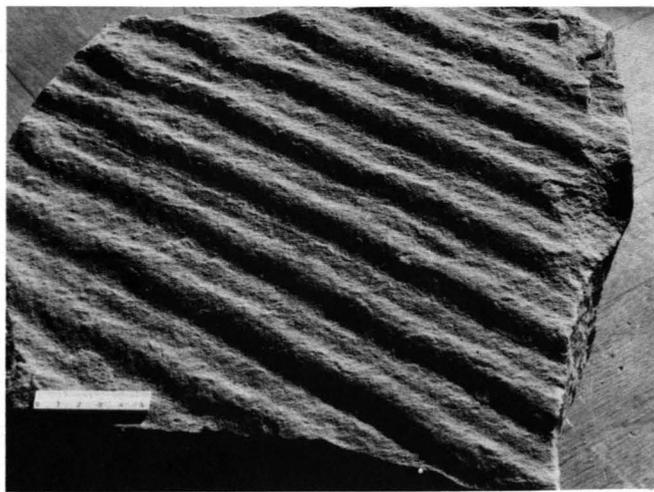
Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Jänner 1985.

Tafel 1

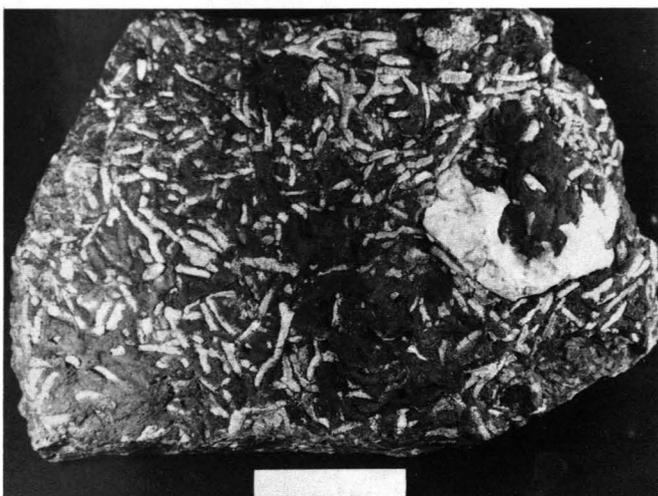
- Fig. 1: Gastropoden führender Dolomit (Floatstone). Dolomitsandsteinfohle.
- Fig. 2: Dolomitisches zementierter Feinsandstein mit Oszillationsrippeln. Die symmetrischen Rippen (Symmetrieindex 1,18) zeigen einen geraden und unverzweigten Kammverlauf. In den Achsen der Täler Ausbildung von Sekundärkämmen. Dolomitsandsteinfohle.
- Fig. 3: Bituminöse Kalke mit dendroiden Tabulata und dickschaligen Brachiopoden (parautochthon). Dolomitsandsteinfohle; Balken = 5 cm.
- Fig. 4: Fleckig dolomitisierte Kalke. Die Dolomitisierung erfasst bevorzugt ton- und fossilreiche Lagen. Barrandeischichten.
- Fig. 5: Korallen und Stromatoporen (massive und globuläre Typen) führender Kalk (autochthon). Solitäre Korallen fast immer von Stromatoporen umwachsen. Barrandeischichten.
- Fig. 6: Rugosa von *Stromatoporella* sp. konzentrisch umwachsen (Ausschnitt aus Fig. 5). Schliiffnegativ Ty25d, Balken = 5 mm.



1



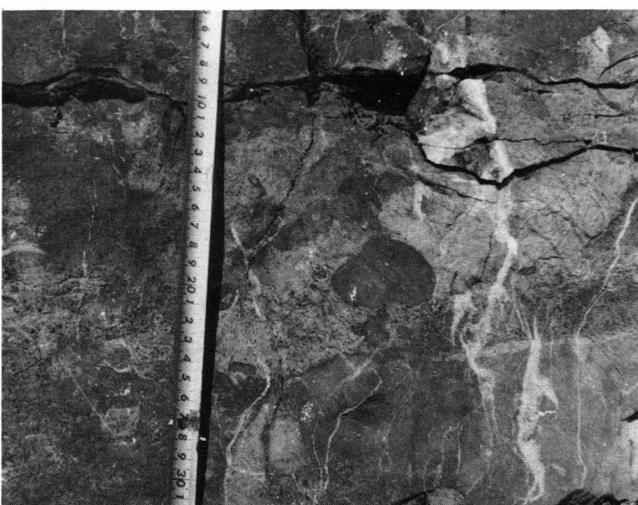
2



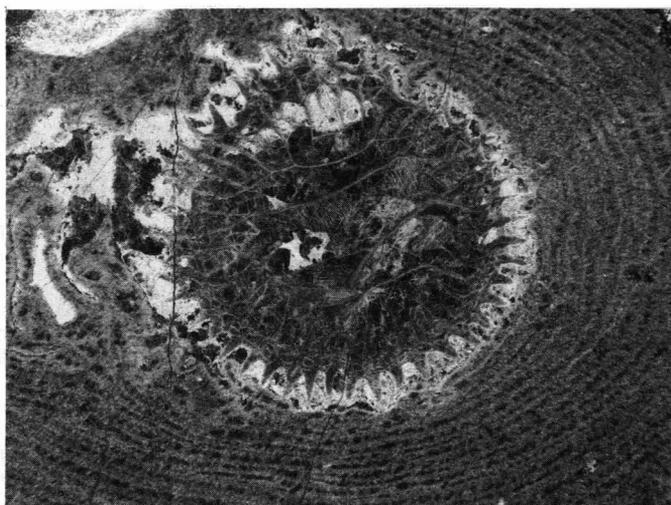
3



4



5



6

Fig. 8. Dicht gepackte Echthodermata-Schüppe (Fossilien-Rudimente) Tymnar Alm-Formation, oberes Member, Schilfengasse 219, Balken = 5 mm

Tafel 2

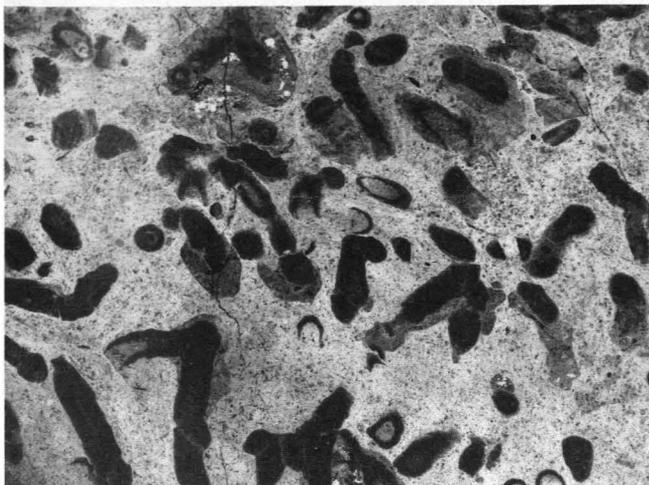
- Fig. 1: Laminiertes Dolomit mit stromatolithischen Autoklasten; basal dichter, strukturloser Dolomit (Mudstone).
Dolomitsandsteinfohle, Schliffnegativ 360, Balken = 5 mm.
- Fig. 2: Dolomitische Kalk mit umgelagerten Favositen- und Heliolitenstöcken (Floatstone). Bevorzugte Dolomitisierung der
Matrix.
Barrandeischichten.
- Fig. 3: Dolomitische Kalk mit dendroiden Tabulata (autochthon bis parautochthon).
Barrandeischichten, Schliffnegativ Ty25c, Balken = 5 mm.
- Fig. 4: Gastropodenquerschnitt mit Sparithaube (Geopetalgefüge); Biogenschuttkalk (Floatstone/Wackestone).
Barrandeischichten, Schliffnegativ Ty51, Balken = 5 mm.
- Fig. 5: Korallenführender Kalk (Floatstone).
Tyrnauer Alm-Formation, oberes Member.
- Fig. 6: Dicht gepackter Echinodermaten-Schuttkalk (Floatstone/Rudstone).
Tyrnauer Alm-Formation, oberes Member, Schliffnegativ 219, Balken = 5 mm.



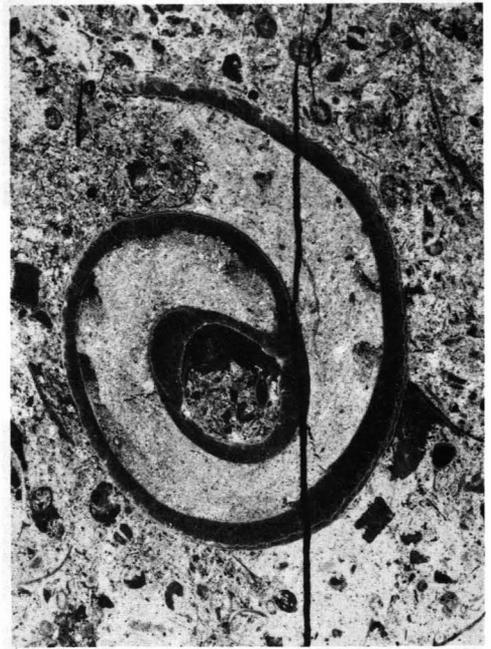
1



2



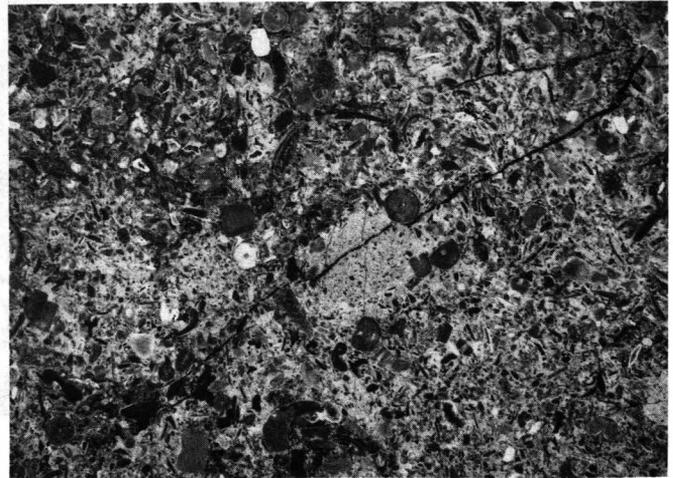
3



4



5

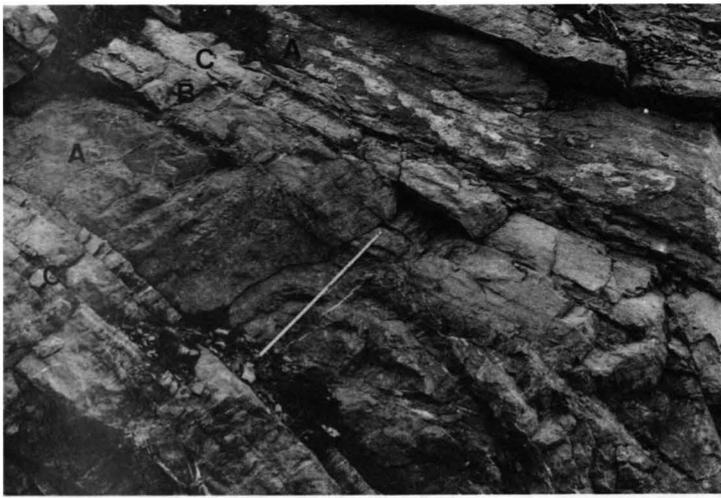


6

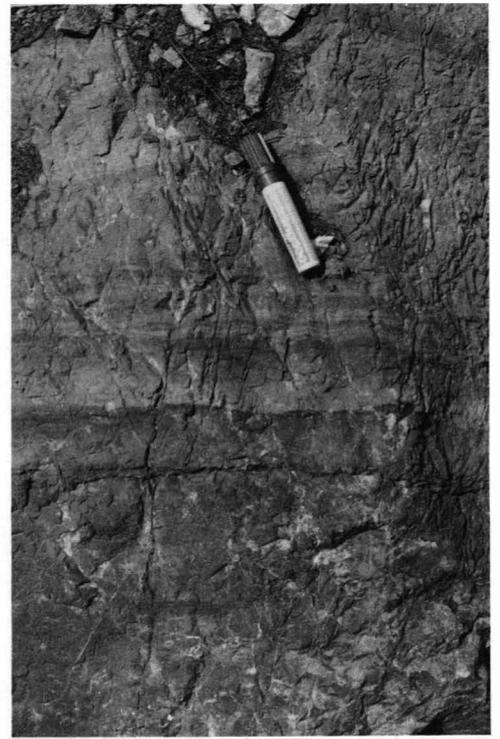
Fig. 1. Ostakoden und Fische (unten). 2. Ostakoden. 3. Ostakoden. 4. Ostakode. 5. Ostakode. 6. Ostakode. (Dol. 11. Fährstraße, Typus stromatolitis (L-F-B-Gefüge, E. Fährst. 1982). Ausschnitt aus Fig. 4. Dünnschliff 778, Balken = 5 mm.)

Tafel 3

- Fig. 1: Zyklische Dolomite der Tyrnauer Alm-Formation, unteres Member. Ein Idealzyklus besteht aus dunkelgrauen, grobkörnigen, tw. Amphiporen und/oder Bioklaste führenden Dolomiten (A), hellgrauen, dichten, strukturlosen Dolomiten (B) und laminierten und z. T. fenestrierten Dolomiten (C). Die Zyklen sind häufig nicht vollständig entwickelt. Die Mächtigkeiten sind sehr unterschiedlich (dm- bis m-Bereich).
- Fig. 2: Laminiertes Dolomit.
Tyrnauer Alm-Formation, unteres Member.
- Fig. 3: Algen-Laminit (Ausschnitt aus Fig. 2).
Schliffnegativ 412, Balken = 5 mm.
- Fig. 4: Wechsel von fenestriertem und strukturlosem Dolomit.
Tyrnauer Alm-Formation, unteres Member.
- Fig. 5: Ostrakoden und Pelloide führender, fenestrierter Dolomit. Fenstergefüge: Typus *Stromatactis* (LF-B- Gefüge: E. FLÜGEL, 1982). Ausschnitt aus Fig. 4.
Dünnschliff 176, Balken = 2 mm.



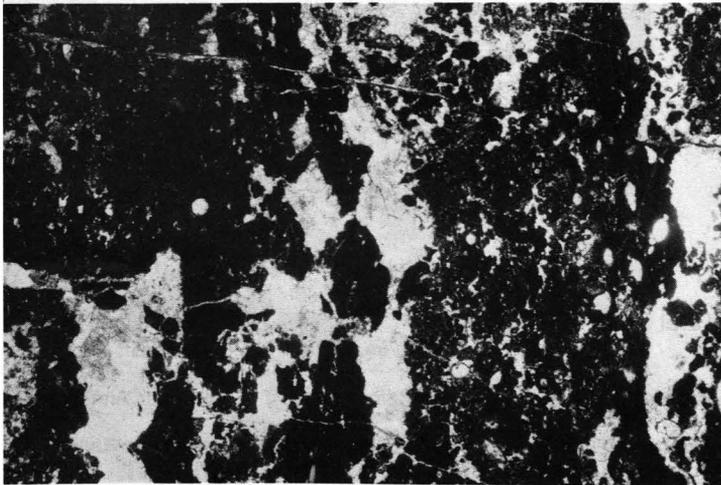
1



2



4



5



3

Fig. 4: Gastropoden fuhrender Kalk (Fiozstone/Wackestone).
 Zechenzqizformation, Schifflingstiv 363, Balken = 5 mm.
 Fig. 5: Amphiporenkalk (Boudstone/Fiozstone).
 Zechenzqizformation, Schifflingstiv 364, Balken = 5 mm.

Tafel 4

- Fig. 1: Zachenspitz (Blick von der Straße Breitenau – Teichalm gegen W). Z = Zachenspitzformation; T = Tyrnauer Alm-Formation.
- Fig. 2: Massige Kalke mit massiven Stromatoporen (S = vermutlich Bioherme) in Wechsellagerung mit gebankten Kalken.
Zachenspitzformation (Ausschnitt aus Fig. 1).
- Fig. 3: Stromatoporen-Boundstone (Ausschnitt aus Fig. 2).
Schliffnegativ 175, Balken = 5 mm.
- Fig. 4: Gastropoden führender Kalk (Floatstone/Wackestone).
Zachenspitzformation, Schliffnegativ 363, Balken = 5 mm.
- Fig. 5: Amphiporenkalk (Boundstone/Floatstone).
Zachenspitzformation, Schliffnegativ 364, Balken = 5 mm.



1



3



2



5



4

Fig. 5: Cephalopoden füllender Kalk (Eozästone).
 Mixitzer Karbon, Schmittengrün E. Balken = 5 mm.
 Fig. 6: Radiolarien füllender Kalk (Mudstone/Wackestone).
 Mixitzer Karbon, Dünnschliff 86, Balken = 2 mm.

Tafel 5

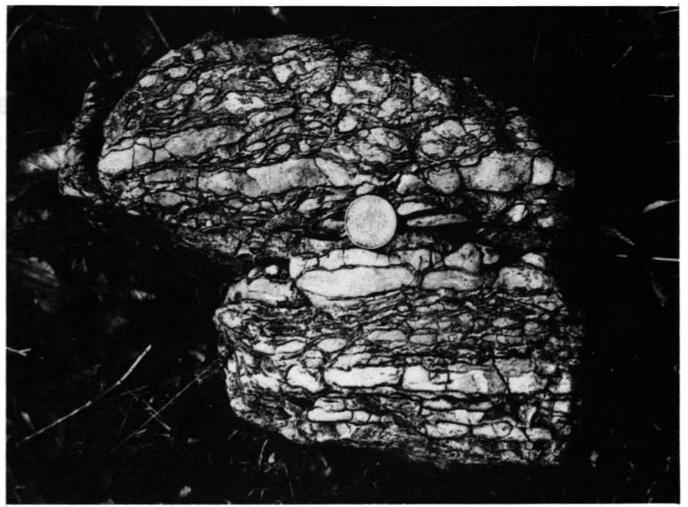
- Fig. 1: Amphiporen und Korallen führender Kalk (Floatstone).
Hochlantschkalk, Schliifnegativ 26, Balken = 5 mm.
- Fig. 2: Echinodermaten führender Kalk (Wackestone). Echinodermaten randlich gelöst und durch Fe-Dolomit ersetzt.
Hochlantschkalk, Dünnschliff 186, Balken = 2 mm.
- Fig. 3: Hochlantschkalk mit authigenen Quarzen.
Dünnschliff 109, N+, Balken = 2 mm.
- Fig. 4: Flüssigkeits- und/oder Gaseinschlüsse in authigenem Quarz (Ausschnitt aus Fig. 3).
Dünnschliff 109, N||, Balken = 0,02 mm.
- Fig. 5: Cephalopoden führender Kalk (Floatstone).
Mixnitzer Karbon, Schliifnegativ E, Balken = 5 mm.
- Fig. 6: Radiolarien führender Kalk (Mudstone/Wackestone).
Mixnitzer Karbon, Dünnschliff B6, Balken = 2 mm.

Tafel 6

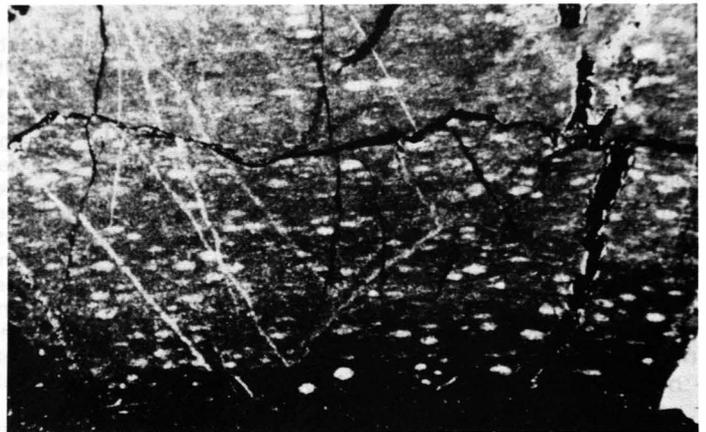
- Fig. 1: Feinschichtige Kalke mit unterschiedlicher Echinodermatenführung (Mudstone/Wackestone).
Gschwendtformation.
- Fig. 2: Tentakuliten führender Knollen-, Flaserkalk (Mudstone).
Größkogelflaserkalk.
- Fig. 3: Radiolarien führender Lydit.
Harrbergerformation, Dünnschliff 195, Balken = 1 mm.
- Fig. 4: Grobkörniger Metabasit mit Pyroxen(Diopsid)- und Plagioklaseinsprenglingen (Intersertales Gefüge).
Gesteine des Breitalmkreuz, Schliffnegativ T24, Balken = 5 mm.
- Fig. 5: Titanomagnetit (Ausschnitt aus Fig. 5).
Dünnschliff T24, N||, Balken = 0,2 mm.



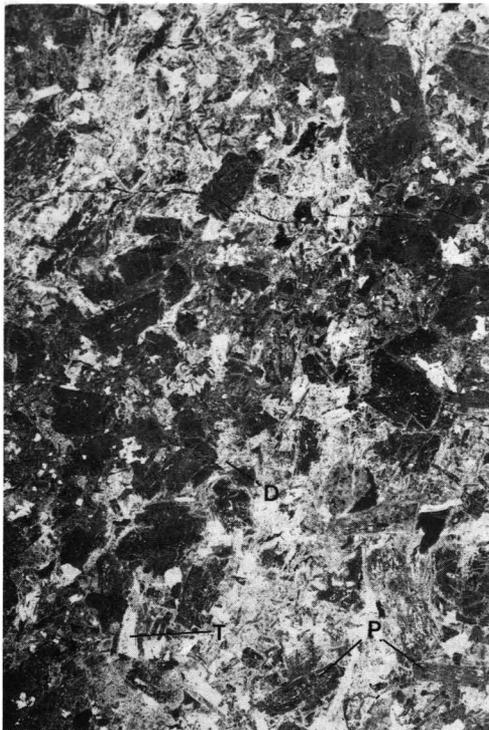
1



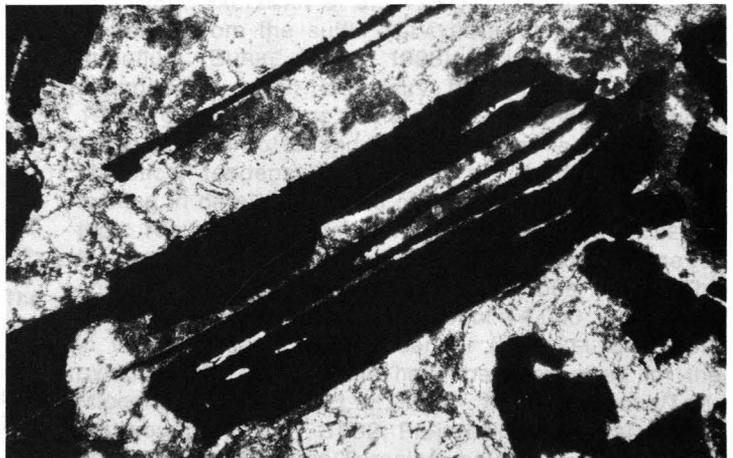
2



3



4



5

*) Authors' addresses: WILLIAM T. HOLSER, Department of Geology, University of Oregon, Eugene, OR 97403, USA; MORDECAI MAGARITZ, Isotopes Department, Weizmann Institute, Rehovot, Israel; and Department of Geology, University of Oregon, Eugene, OR 97403, USA.

The most dramatic change in $\delta^{13}C$ values is a rise of 5‰ or more that occurred in the last stage of the Permian. Its onset has been documented from three localities in the Zechstein Basin of northwestern Europe

The Late Permian Carbon Isotope Anomaly in the Bellerophon Basin, Carnic and Dolomite Alps

By WILLIAM T. HOLSER & MORDEKAI MAGARITZ*

With 3 figures and 2 tables

Carinthia

Carnia

South Tyrol

Cadore

Carbon isotopes

Oxygen isotopes

Sulfur isotopes

Permian-Triassic stratigraphy

Zusammenfassung

Die in den letzten Jahren an verschiedenen Stellen der Erde nachgewiesene positive Anomalie des marinen Kohlenstoff-Isotopen-Verhältnisses ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, ausgedrückt als $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) wird in ersten Proben aus der Bellerophon Formation der Südalpen bestätigt. Das Reppwandprofil in den Karnischen Alpen zeigt die Kohlenstoff-Isotopen-Anomalie überaus klar und in einer vollständigen Kurve. Knapp über der Basis der Bellerophon Formation steigt $\delta^{13}\text{C}$ deutlich an. Die gleiche Tendenz fand sich im Zechsteinbecken von Norddeutschland an der Grenze Kupferschiefer/Zechsteinkalk, am Capitan/Ochoa-Kontakt im Delaware Becken von Texas und in anderen Gebieten, was auf ein synchrones Ereignis schließen läßt. Die Bellerophon-Formation kann daher mit der Paratirolites-Zone des Oberperms korreliert werden (Dorasham-Unterstufe). Der oberste Teil über der Anomalie könnte gleich alt sein wie das jüngste Perm im Transkaukasus.

Für die Zukunft bietet sich das Reppwandprofil wie kaum ein anderes an, eine Erklärung für die auffallende und offensichtlich weltweit verbreitete oberpermische Kohlenstoff-Isotopen-Anomalie im Sinne der „Global Event Stratigraphy“ zu finden.

Summary

A uniquely large positive excursion of marine carbon isotope ratio in the Late Permian recently discovered in other localities worldwide, is confirmed in several sections in the Bellerophon Formation. The section at the Reppwand in the Carnic Alps is the most complete representation of this anomaly so far found. The sharp onset of positive $\delta^{13}\text{C}$, which occurs very close to the contact of the Gröden and the Bellerophon Formations, can consequently be precisely correlated with the Kupferschiefer-Zechsteinkalk boundary in the Zechstein Basin and with the Capitanian-Ochoan contact in the Delaware Basin. The main part of the Bellerophon Formation is correlated with the Paratirolites zone of the Dorashamian Substage of the Upper Permian, and the top part of the Bellerophon may be equivalent to very latest Permian as defined in the Transcaucasus. The Carnic Alps is a prime area for further study of the geochemistry, correlations, and origin of this anomaly.

*) Authors' addresses: WILLIAM T. HOLSER, Department of Geology, University of Oregon, Eugene, OR 97403, USA; MORDEKAI MAGARITZ, Isotopes Department, Weizmann Institute, Rehovot, Israel; and Department of Geology, University of Oregon, Eugene, OR 97403, USA.

1. Introduction

Carbon is one of the important elements whose geochemical cycle is controlled by surficial earth processes. The carbon record through time reflects the distribution of carbon between two major reservoirs: the organic carbon and the inorganic phases (mainly dissolved carbonate in the ocean). Owing to biological discrimination against the heavy isotopic (^{13}C), any shift in the ratio of the two reservoirs with time will be reflected in the carbon isotopic composition of carbonate precipitates representing that period. Carbon isotope variations are conventionally described as departures in parts per thousand from an arbitrary (PDB) standard:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sample}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}} \times 1000$$

The secular variations of carbon isotopes (VEIZER et al., 1980; SALTZMAN et al., 1982), together with similar evidence from the sulfur (CLAYPOOL et al., 1980) and strontium (BURKE et al., 1983) cycles indicate major changes in ocean chemistry through time (HOLSER, 1984). On a long time scale a predicted negative correlation between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{34}\text{S}$ variations is evident as a statistical tendency (VEIZER et al., 1980), but when looking in detail at periods of major changes in the isotopic record this correlation is not evident (HOLSER & MAGARITZ, 1984). Abrupt shifts in the carbon isotope record have been documented for various times. The most recent shift occurred at about 14.000 years B. P. in the deep-sea carbon reservoir (SHACKELTON & OPDYKE, 1976). Other shifts have been reported for the Miocene (WOODRUFF et al., 1981), the Cretaceous/Tertiary boundary (SMIT, 1982; PERCH-NIELSEN et al., 1982) and the Cenomanian/Turonian boundary (SCHOLLE & ARTHUR, 1980).

The most dramatic change in $\delta^{13}\text{C}$ values is a rise of 5 ‰ or more that occurred in the last stage of the Permian. Its onset has been documented from three localities in the Zechstein Basin of northwestern Europe

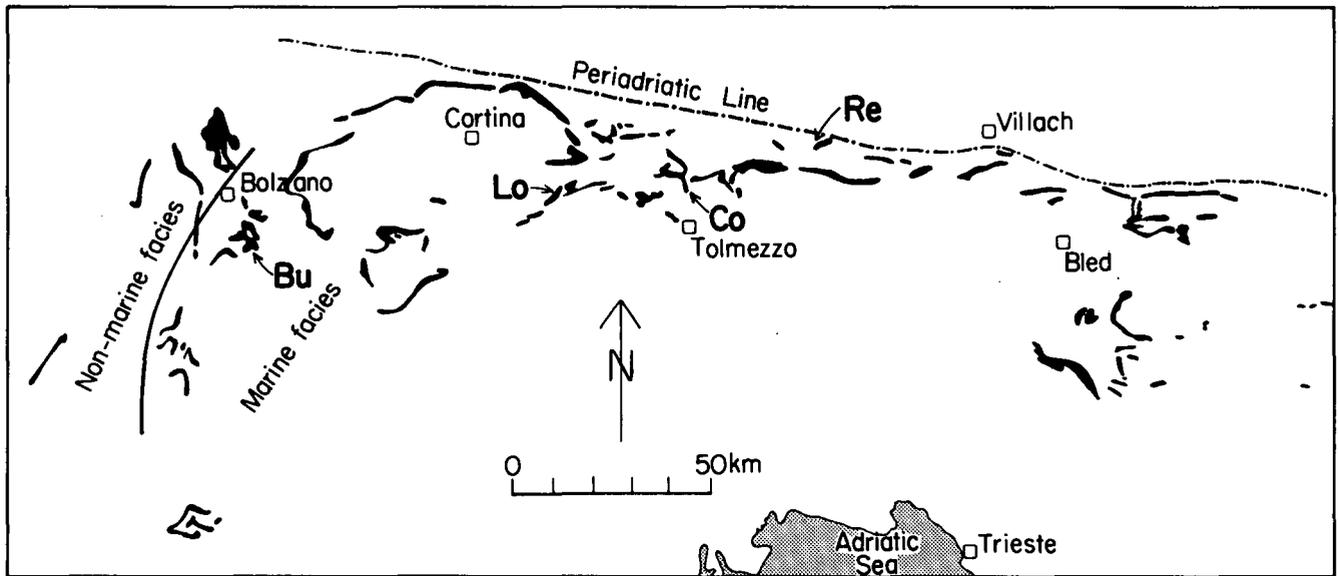


Figure 1: Outcrops of Upper Permian in the Bellerophon Basin in the Dolomite and Carnic Alps, after BUGGISCH (1978). Sections analyzed for stable isotopes are indicated: Bu = Butterloch; Co = Comeglians; Lo = Lozzo; Re = Reppwand. From the western-most extent of marine facies (shown as a dashed line near Bolzano) the evaporite/limestone section increases rapidly eastward to a maximum thickness of evaporite content at Lozzo; farther east evaporites decrease until the section at the Reppwand is completely marine.

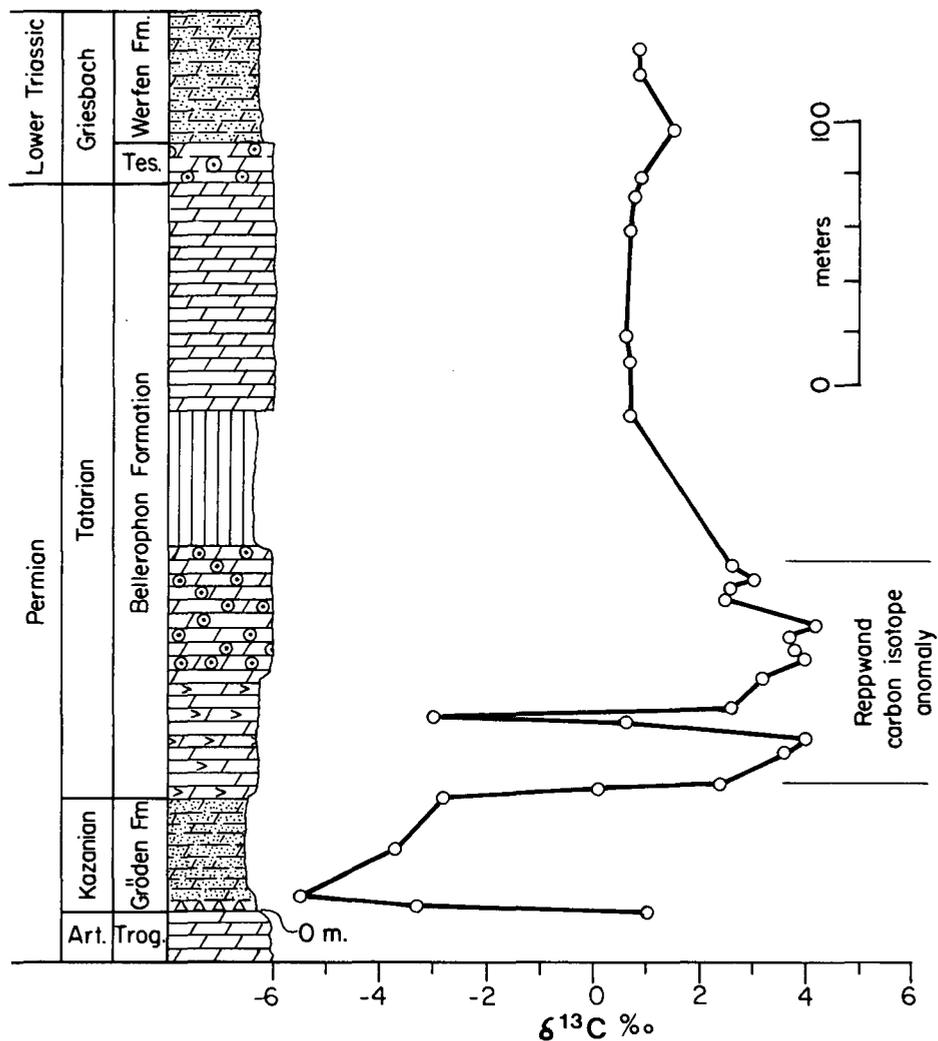


Figure 2: Carbon isotope profile at the Reppwand, Carnic Alps. Details are given in Table 1.

(MAGARITZ & SCHULZE, 1980; MAGARITZ et al., 1981; MAGARITZ & TURNER, 1982), from three cores in the Delaware Basin of west Texas (MAGARITZ et al., 1983) and from southeast China (CHEN et al., 1984). However, none of these sections showed both the rise to enriched $\delta^{13}\text{C}$ values and the return to normal values around 0‰. In this paper we report on a section from the Carnic Alps that is so far unique in recording the entire carbon isotope anomaly.

Although the processes causing the carbon isotope anomaly are not yet entirely clear, they must reflect a major transformation of carbon from the dissolved bicarbonate reservoir into the reservoir of buried organic carbon, and vice versa, to account for increase and decrease in ^{13}C content. Because the record shows a very short time (a few thousand years) for the shift, both in the Pleistocene and in the Permian (MAGARITZ

et al., 1983), one has to conclude that a very fast process is involved. The relations of deep-sea to surface reservoirs in the Permian ocean and their relative isolation and stability over time are virtually unknown, and are probably important for the understanding of the Permian carbon cycles. A second constraint is the sulfur isotopic record. If the organic carbon had been deposited in a marine environment it would probably have been associated with anoxic sea-floor conditions. Under such conditions large quantities of sulfur are also usually deposited (BERNER & RAISWELL, 1983), which would have also shifted the $\delta^{34}\text{S}$ value upward (GOLDHABER & KAPLAN, 1974). On the other hand, if carbon was removed in a terrestrial environment where sulfur is generally scarce (BERNER & RAISWELL, 1983), no change would be expected in the $\delta^{34}\text{S}$ composition. Since the $\delta^{34}\text{S}$ is low and constant in the Late Permian

Table 1: Stable Isotope Analyses in a Section of Permian and Triassic Rocks at the Reppwand, Carnic Alps, Austria. Measured and sampled by W. T. HOLSER, July 12th, 1982 (with assistance of H. JAEGER, G. PERETSMAN and H. P. SCHÖNLAUB).

	Cumulative thickness [m]	Sample no.	$\delta^{13}\text{C}$ [1 PDB]*	$\delta^{18}\text{O}$ [1 PDB]*
Lower Triassic, Griesbachian, Werfen Formation				
Siltstone and dolostone, light red to brown.	331.5			
Dolostone and limestone, gray to gray-green, weathers pale brown, thick-bedded, massive, in thin-section medium-crystalline dolomite (25–100 %) and de-dolomite, faunal fragments; 41 m.	326.5 316.5	82313 82312	+0.9 +0.9	-8.3 -8.0
	295.5 290.5	82309	+1.5	-6.5
Dolostone and limestone, mostly oolitic, gray-green, massive to faintly layered – Tesoro Horizon (e.g., ASSERETO et al., 1973, 15 m).	279.5	82307	+0.9	-6.6
	275.5			
Upper Permian, Tatarian, Bellerophon Formation (BUGGISCH, 1976, p. 682)				
Dolostone, gray-green to greenish brown, thick-bedded to massive, but finely laminated crystalline dolomite in thin section; 87 m.	271.5 258.5 219.5 189.0 188.5	82304 82302 82298 82295	+0.8 +0.7 +0.6 +0.7	-6.5 -8.2 -7.7 -7.1
Covered; 50 m.	138.5			
Dolostone, brown in alternating prominent and recessive beds 0.1 to 1 m thick, in thin section much finely crystalline dolomite replacing oolitic or pelletal limestone; some coarsely crystalline dolomite breccia; 50 m.	131.5 126.5 123.5 119.5 109.5 105.5 100.5 96.5 89.5 88.5	82294 82293 82292 82291 82289 82288 82287 82286 82285	+2.6 +3.0 +2.6 +2.5 +4.2 +3.7 +3.8 +4.0 +3.2	-2.9 -1.4 -3.8 -1.5 -2.5 -2.8 -2.7 -3.7 -3.3
Dolostone, gray to purple, alternating beds of fine splintery dolostone and coarse porous evaporite breccia (Rauhwaacke); in thin section finely crystalline dolomite, some sandy near base; 45 m.	77.5 74.5 72.9 65.9 60.9 49.9 47.5 45.7	82284 82283 82282 82281 82280 82279 82278 82286	+2.6 -3.0 +0.6 +4.0 +3.6 +2.4 +0.1 -2.8	-2.7 -2.8 -6.9 -2.5 -4.0 -3.0 -2.4 -4.3
Permian, Artinskian to Tatarian, Gröden Formation (BUGGISCH, 1976, p. 673; 1978)				
Siltstone, dolomitic, alternating red and gray-green to violet beds, becoming less red upward, dolomitic section rich in stilolites; 42 m.	23.5 6.0	82275 82271	-3.7 -5.5	-2.9 -4.5
Permian, Artinskian, Tarvis Breccia (BUGGISCH, 1976, p. 669; 1978, p. 174)				
Dolostone breccia, some fragments bituminous, pockets of coarsely crystalline ferroan dolomite; 2 m.	2.0 0.0	82272	-3.3	-3.3
Permian, Sakmarian, Trogkofel Limestone (BUGGISCH, 1976, p. 666; 1980)				
Dolostone, cliff-forming, biofragments and breccia replaced by fine grained dolomite, some coarse dolomite cement.		82270	+1.0	-4.6

*) Stable isotope ratios on dolomite, by the method of MAGARITZ & KAFRI (1981).

(CLAYPOOL et al., 1980), the removal of C_{org} is inferred in terrestrial sites, perhaps in an accumulation from luxuriant forests that accompanied the waning Early Permian glaciation (HOLSER & MAGARITZ, 1984).

2. Sampling in the Bellerophon Basin

The site of our sampling is the Bellerophon Basin in the Carnic and Dolomite Alps (fig. 1). This region exposes an important section of Permian and Triassic rocks that were deposited on the northern shelf of the western Tethys Sea, completely independent of the contemporary Zechstein Basin (which had its inlet far to the north on the Boreal Ocean). As shown in figure 1, they crop out from a western shoreline near Bolzano, Italy, eastward across deepening shelf through the Dolomites of Italy, the Carnic Alps of Austria, and the Julian Alps of Yugoslavia (ASSERETO et al., 1973; BUGGISCH et al., 1976). East-west cross-sections are figured by ASSERETO et al. (1973, fig. 4) and by BOSSELINI & HARDIE (1973, fig. 2). The latest Permian deposition is the Bellerophon Formation, which gives its name to the basin. In 1982 we sampled 8 sections in this basin for isotopic study. The most complete and interesting section was found at the Reppwand, in the Carnic Alps, and three other sections so far analyzed to the west provide supplementary information.

The Reppwand section is completely undeformed, with the gentle dip characteristic of the Alps south of the tectonic Periadriatic Line (KAHLER, 1963; SCHÖNLAUB, 1979). It exposes Upper Permian and Lower Triassic limestones and siltstones of dominantly marine aspect (figs. 2, 3). The petrography and geochemistry of the Reppwand section have been described in detail for the Trogkofel Limestone (BUGGISCH et al., 1976; BUGGISCH, 1980), for the Gröden Formation (BUGGISCH et al., 1976; BUGGISCH, 1978), and for the Bellerophon Formation (BUGGISCH et al., 1976); no comparable description of the overlying Werfen Formation has been published. The carbonate rocks in the section are mostly dolomite of early diagenetic origin, which best preserves the carbon isotope record (MAGARITZ, 1984). The section sampled was at the eastern end of the Reppwand cliff, 3 km east of Nassfeld, starting at the top of the Trogkofel Limestone, continuing through the Gröden and Bellerophon, and into the Lower Triassic Mazzin Formation on the slopes above (table 1; fig. 2).

To the west in the Dolomite Alps the sea of the Bellerophon Basin transgressed on a shoreline with the deposition of a rather thick section of $CaSO_4$ evaporites overlying the Gröden clastics (fig. 1; ASSERETO et al., 1974). BOSSELLINI & HARDIE (1973) described in detail the geology and petrology of the section at Passo di Valles (between Butterloch and Lozzo in fig. 1) and concluded that it represented a rhythmic sequence of sabkha evaporites. Although the sections in the Dolomite Alps are nearer to the shoreline than the Reppwand, and consequently may be more influenced by terrestrial geochemistry, they do provide an opportunity to confirm the basin-wide extent of the carbon isotope anomaly, and to compare changes in $\delta^{13}C_{carb}$ with any changes in $\delta^{34}S_{sft}$.

Samples have been analyzed from three of the sections sampled in the Dolomite Alps (table 2). The section at Comeglians (fig. 1; Co) is exposed in and above



Figure 3: Dolomitic limestones near the base of the Bellerophon Formation at the Reppwand, Carnic Alps.

a gypsum quarry northwest of the town and was chosen for analysis because it is the easternmost exposure of a substantial evaporite section. It is highly deformed, with vertical banding in the gypsum; the few dark limestone beds form boudinage. The section at Lozzo (fig. 1: Lo) is the thickest exposure of evaporite. It begins in gypsum just above Highway 51 at the south edge of the town, and continues westward up a canyon through two sections of banded gypsum and into Triassic limestones and marls above. The section at Butterloch (fig. 1: Bu) was chosen as a well-studied section that was far west but still substantially marine. The section lies about 2 km northeast of Redagno, starting in the Val Gardena (= Gröden) sandstones in the bottom of the Butterloch ravine, and continuing up the eastern cliffs through marl and gypsum beds of the Bellerophon Formation. The section is clearly figured in ASSERETO et al. (1973, fig. 5).

3. Analytical Methods

An aliquot of ground powder was analyzed by standard X-ray diffraction procedure. Weight percent dolomite/(dolomite + calcite) was calculated using the area under the respective peaks ($Cu-K\alpha$, $2\theta = 30.8^\circ$ and 29.5°) and the WEBER & SMITH (1961) formula.

The carbon and oxygen isotopes in carbonate minerals were measured using the conventional phosphoric acid method. For the samples containing >50 % dolo-

mite we used the procedure described in MAGARITZ & KAFRI (1981), measuring only the dolomitic component. The CO₂ gas was analyzed in a Varian M250 mass spectrometer and the results are given using the "δ" notation. Reproducibility of duplicate samples is better than 0.15 ‰. The δ¹⁸O values of the dolomites were corrected by -0.84 ‰ (SHARMA & CLAYTON, 1965).

Sulfur isotope ratios were measured on sulfate, after precipitation as BaSO₄ (CLAYPOOL et al., 1980) and thermal decomposition to SO₂ (HOLT & ENGELKEMEIR, 1970; BAILEY & SMITH, 1972). The resulting SO₂ was analyzed on a Micromass 602 mass spectrometer with a reproducibility of ±0.15 ‰.

4. Results

4.1. Carbon and Oxygen Isotopes

The results for the Reppwand section are listed in table 1. As shown in fig. 2, the carbon isotope anomaly lies entirely within the Bellerophon Formation. High values of δ¹³C between +2.5 and over 4.0 ‰ extend, with one interruption, through 80 m of section. The steep rise to these high values takes place in the Bellerophon Formation, but within a few meters of its base. The end of the anomalous high lies within a 50-m covered interval, although δ¹³C had begun to decline as far as +2.5 ‰ in the preceding 20 m. "Normal" values of δ¹³C between 0 and +1 ‰ continue smoothly through the era boundary.

The positive high is interrupted by a sharp excursion to δ¹³C = -3 ‰ (fig. 2). Similar negative excursions have previously been noted in two other localities: the western side of the Delaware Basin, Texas (MAGARITZ et al., 1983), and the Zechstein Basin (MAGARITZ et al., 1981; MAGARITZ & TURNER, 1982). But they are not found in other complete sections, and it is not yet clear whether these occurrences represent a local phenomenon (e. g., fresh-water inflow), or some kind of a marine signal. Detailed study of additional sections may help to resolve this question.

The Bellerophon Formation of the Italian Dolomites and the Austrian Carnic Alps is generally correlated with the Zechstein (KOZUR, 1981, p. 419; ANDERSON, 1981; WATERHOUSE, 1976, p. 83), mainly on the basis of brachiopods (ASSERETO et al., 1973, p. 187), and paly-nomorphs (KOZUR, 1977, p. 112), although the biostratigraphy has never been studied in systematic detail (FLÜGEL, 1981). This general relation is sharpened by isotope correlation of the onset marker that matches the Kupferschiefer-Zechsteinkalk transition of the Zechstein Basin with this rise just above the Gröden-Bellerophon boundary at the Reppwand (fig. 1). Where the underlying Gröden Formation is marine it is generally correlated as Wordian to Capitanian on the basis of fusulinids (KAHLER, 1974). This is confirmed by carbon isotope correlation of the onset marker with the section in the Delaware Basin, west Texas, where it occurs at the top of the Capitanian Stage, just below the contact of the Bell Canyon Formation (Delaware Mountain Series) and the overlying Castile Formation (Ochoan Series) (HOLSER et al., 1984).

Of the seven other sections that we sampled in the Bellerophon Basin, samples from those at Butterloch, Lozzo and Comeglians (all Italy) have so far been analyzed (table 2). In each of these sections, all of which

lie shoreward of the Reppwand, and all of which include evaporite facies, the high of δ¹³C is represented, but in none of them is both the onset and the termination of the anomaly present as it is at the Reppwand. In addition, a very detailed study of carbon isotopes in Triassic limestones from 30 localities throughout the Dolomite Alps by CARL NELSON of Rice University (pers. commun., September 1983) has found uniformly low values in all the lower members of the Triassic; he did not analyze any Permian limestones.

4.2. Sulfur Isotopes

We have checked the level of δ³⁴S in four samples of gypsum from Butterloch and Comeglians, for comparison with previous determinations of Permian marine evaporites. Three of these have δ³⁴S = +10.0, very close to the mean of previous Late Permian marine evaporite sulfates from throughout the world (CLAYPOOL et al., 1980; SALTZMAN et al., 1982); a single value of δ³⁴S = +13.6 is within the range of variation previously reported for rocks of this age. In particular these data confirm the previous determinations of PAK (1978), and CORTECCI et al. (1981), for samples from both the Gröden and Bellerophon Formations throughout the Dolomite Alps. Together these data display a relatively uniform and normal sulfur isotope level for the Bellerophon Basin, and furthermore support a marine origin for the Bellerophon Formation even near its western shore.

5. Discussion

The analyses of the Reppwand section comprise a comprehensive profile of carbon isotopes that includes both the onset and termination of the positive anomaly. The other sections so far analyzed in the Dolomite Alps confirm that the anomaly can be detected throughout the Bellerophon Basin, even within evaporite facies.

These determinations in the Bellerophon Basin verify the worldwide nature of the Late Permian carbon isotope anomaly, previously found in the western USA, Greenland, the Zechstein Basin, and China, as listed in Section 1. In a separate paper (HOLSER et al., 1984) we discuss in some detail the implications of this anomaly for stratigraphic correlations in the Late Permian. The following points are of specific interest with respect to correlations of the Bellerophon Formation with other Permian sections.

In the Bellerophon Basin the termination marker of the carbon isotope anomaly lies within the Bellerophon Formation (tables 1,2) – most clearly in the Reppwand section (fig. 2); the overlying Mazzin Member of lowermost Triassic age is everywhere normal. The termination marker thus lies below the Permian-Triassic boundary as defined somewhat arbitrarily at the base of the Tesero Horizon (ASSERETO et al., 1973, p. 182) in the Dolomite Alps. Correlation of the Bellerophon Formation with critical sections of Late Permian age is somewhat indefinite, as they depend on brachiopods and a sparse conodont fauna – and neither of these has been studied systematically in this formation. ASSERETO et al. (1973, p. 188) conclude that the Bellerophon is older than the Paratirorites zone, the final ammonoid zone of the Dorashamian stage, but the isotope correlation

Table 2: Stable Isotope Analyses in Permian-Triassic Sections of the Dolomite Alps, Italy.

Description	Sample no.	$^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (PDB)	$^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (PDB)	$^{34}\text{S}_{\text{aft}}$ (CDT)
Butterloch Section (Bu in fig. 1)				
Bellerophon Formation				
Dolomite, gray, thick-bedded, with nodules of gypsum, at 124 m.	82119	+4.3	-4.9	+10.0
*Gypsum, massive, in 0.2-m beds with gray dolomite, at 121 m.	82118	+2.4	-7.5	+13.6
Dolomite, gray, blocky, with some large gypsum nodules, at 119 m.	82117	+2.4	-6.1	
Dolomite, gray, oolitic, top of 1.6-m bed at 113 m.	82112	+1.8	-4.0	
As above, base of bed, base of formation.	82111	+2.0	-3.0	
Val Gardena Sandstone				
Dolomite, light gray, blocky, in 0.2-m bed among gray sandstones, at 65 m.	82110	+1.3	-4.1	
Dolomitic nodules, in red sandstone, at 56 m.	82109	-2.5	-4.2	
*Limestone, black, thin-bedded, with white gypsum, in red to yellow sandstone, at 20 m.	82106	+0.9	-6.9	
Base of section at stream bed.				
Lozzo Section (Lo in fig. 1)				
Werfen Formation (?)				
Limestone, dark gray, hard, massive, marly, at 350 m.	82201	-1.8	-9.1	
Limestone, gray, wavy-bedded, oolitic, at 342 m.	82203	-2.3	-9.0	
Bellerophon Formation (?)				
Limestone, slightly dolomitic and shaly, dark gray, platy, at 337 m.	82205	-2.9	-8.9	
Limestone, dark gray, on 0.1 m beds with shaly partings, fossiliferous, at 320 m.	82209	+3.2	-8.5	
Gypsum, dark gray, with brownish-gray boudinage of dolomite, highly deformed, at 128 m.	82193	+3.5	-10.2	
*As above, at 111 m.	82191	+1.4	-4.4	
Dolomite, black, boudinage in gypsum, at 59 m	82138	+3.8	-5.0	
*Gypsum, medium gray, in 2-mm laminae with limestone boudinage, at 40 m.	82136	+0.8	-10.2	
As above, at 38 m.	82137	+2.9	-4.1	
Dolomite breccia, dark gray, at 5 m.	82133	+3.9	-3.9	
*Gypsum, as in 82136, at 3 m.	82132	+1.1	-9.9	
Reference point (0 m) at bridge Highway 51 bis				
*Gypsum, interbedded white and black, 2-mm laminae, somewhat deformed, at about -100 m.	82126	+0.8	-9.1	
Comeglians Section (Co in fig. 1)				
Bellerophon Formation				
*Gypsum, white, laminated, highly deformed, with breccias and boudinage of black dolomite, at 54 m on 3 rd quarry bench.	82245	+0.7	-11.3	
*Dolomite nodule in gypsum, as above, at 40 m on 2 nd bench. Whole rock analysis.	82243	+3.0	-9.1	+10.0
*Sample as above, black nodular portion.	82243	+4.0	-4.5	
Sample as above, dolomite of white portion.	82243	+3.3	-7.3	
Dolomite, large boudinage in gypsum, at 21 m on 1 st bench.	82240	+3.1	-7.5	
*Gypsum, laminated, white with minor black dolomite, at 18 m.	82239	-0.1	-9.4	+10.0
Base of section at quarry buildings.				

*) Nominal field descriptions - analysis indicated only minor carbonate content, hence the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analyses should probably given less weight than the other samples.

with southern China places the Bellerophon of the Reppwand within the Paratiroloites zone (HOLSER & MAGARITZ, 1984). Most of the paleontology on which ASSERETO based his conclusions was from the western part of the basin in the Italian Dolomites, and the top beds of the Bellerophon may not be of the same age everywhere (ASSERETO et al., 1973, p. 180).

KOZUR (1977, p. 105) reviews evidence that the type Dorashamian (the final stage of the Permian) of the Transcaucasus is in part younger than the Changxing Limestone of southern China, and CHEN (1984) found the termination of the carbon isotope anomaly very close to the top of the Changxing. Consequently, the part of the Bellerophon lying above the anomaly and below the Permian-Triassic boundary may be equivalent to the uppermost type Dorashamian. Alternatively, the Permian-Triassic boundary, assumed to coincide with the base of the Tesero oolitic horizon in the Reppwand section (ASSERETO et al., 1973), may actually lie somewhat lower.

Although the sources of the Late Permian carbon isotope anomaly must lie elsewhere in the world, as alluded to in Section 1 (HOLSER & MAGARITZ, 1984), further investigation of the Reppwand section has the potential of contributing to our understanding of the orig-

ins of the anomaly. This section has the most complete representation of the anomaly thus far discovered (HOLSER et al., 1984). As such, it would be a good site for more detailed investigations, of which the following are some important examples:

- Carbon isotope determinations on a finer sampling scale, and including the section that was covered in the initial sampling (fig. 2);
- A search for short-term negative excursions in carbon and oxygen isotopes, which are not yet well understood but thought to represent fresh-water inflows into the basin (MAGARITZ et al., 1983);
- Analyses of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ to correlate with the dramatic positive swing so far known only sketchily near the Permian-Triassic boundary (BURKE et al., 1982; KOVACH, 1980);
- Paleomagnetic measurements to detect short-term returns to normal polarity within the long Kaiman reversed polarity interval - such normal intervals have already been detected in the Zechstein of the North Sea (TURNER & VAUGHAN, 1977 - in the same core as the carbon anomaly), and in the Bellerophon of South Tyrol (DACHROTH, 1976).

Many of the further investigations of the Permian/Triassic of the Carnic Alps would be greatly facilitated by the acquisition of a continuous core that would permit closely controlled sampling of a section undisturbed by surface alteration.

6. Conclusions

A large positive anomaly of marine carbon isotopes in the Late Permian previously known in the western USA, northwestern Europe, and southern China, is confirmed at several localities throughout the Bellerophon Basin, and fully developed in the Reppwand section. The anomaly, whose precise origin through some massive deposition of organic carbon is not yet completely understood, nevertheless permits sharp correlations of the Bellerophon with other Late Permian sections worldwide.

Acknowledgements

This research was supported by Grant EAR 815985 of the U. S. National Science Foundation to the University of Oregon, and by the Caswell Silver Foundation to the University of New Mexico. We are indebted to PIERFRANCO LATTANZI, HANS PETER SCHÖNLAUB, and HERMANN JAEGER for guidance to Alpine localities, where GAIL PERETSMAN was also a valuable field assistant. T. GALIN, R. SALNIKOW, and M. FELD made the mass spectrometric measurements for carbon and oxygen using the facilities of the Weizmann Institute, Rehovot, Israel. We thank ERIC SALTZMAN for sulfur isotope analyses, made with the facilities of the University of Miami.

References

- ANDERSON, J. M.: World Permo-Triassic correlations: Their biostratigraphic basis. — In: CRESSWELL, M. M. & VELLA, P.: *Gondwana Five*. 3–10, Rotterdam (Balkema) 1981.
- ASSERETO, R., BOSELLINI, A., FANTINI SESTINI, N. & SWEET, W. C.: The Permian-Triassic boundary in the southern Alps (Italy). — *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **2**, 176–199, Calgary 1973.
- BAILEY, A. A. & SMITH, J. W.: Improved method for the preparation of SO₂ from BaSO₄ for isotope ratio analysis. — *Anal. Chem.*, **44**, 1542, New York 1972.
- BERNER, R. A. & RAISWELL, R.: Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time: A new theory. — *Geoch. Cosmochim. Acta.*, **47**, 855–862, Elmsford 1983.
- BOSELLINI, A. & HARDIE, L. A.: Depositional theme of a marginal marine evaporite. — *Sedimentology*, **20**, 5–27, Oxford 1973.
- BUGGISCH, W.: Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. — *Geol. Rdsch.*, **67**, 149–180, Stuttgart 1978.
- BUGGISCH, W.: Die Geochemie der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. — *Carinthia II*, **Sdh. 36**, 101–111, Klagenfurt 1980.
- BUGGISCH, W., FLÜGEL, E., LEITZ, F. & TIETZ, G.-F.: Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. — *Geol. Rdsch.*, **65**, 649–691, Stuttgart 1975.
- BURKE, W. H., DENISON, R. E., HEATHERINGTON, E. A., KOEPNICK, R. B., NELSON, H. F. & OTTO, J. B.: Variation of seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr throughout Phanerozoic time. — *Geology*, **10**, 516–519, Boulder 1982.
- CHEN, J., SHAO, M., HUO, W., & YAO, Y.: Carbon isotope of carbonate strata at Permian-Triassic boundary in Changxing, Zhejiang. — *Scient. Geol. Sinica*, **1984/1**, 88–93, Beijing 1984 (Chinese, with English summary).
- CLARK, D. L., CARR, T. R., BEHNKEN, F. H., WARDLAW, B. R. & COLLINSON, J. W.: Permian conodont biostratigraphy in the Great Basin. — *Brigham Young Univ. Geol. Studies*, **26**, 143–149, Provo 1979.
- CLAYPOOL, G. E., HOLSER, W. T., KAPLAN, I. R., SAKAI, H. & ZAK, I.: The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. — *Chem. Geol.*, **28**, 199–260, Amsterdam 1980.
- CORTECCI, G., REYES, E., BERTI, G. & CASATI, P.: Sulfur and oxygen isotopes in Italian marine sulfates of Permian and Triassic ages. — *Chem. Geol.*, **34**, 65–79, Amsterdam 1981.
- DACHROTH, W.: Gesteinsmagnetische Marken im Perm Mitteleuropas (Ein Beitrag zur Anwendung gesteinsmagnetischer Daten in der Stratigraphie). — *Geol. Jb.*, **E10**, 71 p., Hannover 1976.
- FLÜGEL, E.: The Permian of the Carnic Alps — depositional environments and microfacies. — In: PAKULSKA Z. (Ed.): *International Symposium Central European Permian*, 84–94, Warsaw (Geological Institute) 1981.
- HOLSER, W. T. & MAGARITZ, M.: Chemical events near the Permian-Triassic boundary. — *EOS*, **65**, 297, Washington 1984.
- HOLSER, W. T., MAGARITZ, M. & CLARK, D. L.: Carbon isotope stratigraphy applied to critical intercontinental correlations in the Late Permian. — *Geology* (submitted), Boulder 1984.
- HOLT, B. D., ENGELKEMEIR, A. G.: Thermal decomposition of BaSO₄ to SO₂ for mass spectrometric analysis. — *Anal. Chem.*, **42**, 451, New York 1970.
- KAHLER, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. — 116 p., Wien (Geologische Bundesanstalt), 1963.
- KAHLER, F.: Einige Gedanken zur Gliederung der Permzeit. — *Carinthia II*, **164/84**, 73–78, Klagenfurt 1974.
- KOVACH, J.: Variations in the strontium isotope composition of seawater during Paleozoic time determined by analysis of conodonts. — *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*, **12**, 465, Boulder 1980.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie des Perms: Teil I. Probleme der Abgrenzung und Gliederung des Perms. — *Freiberger Forschungsh.*, **C319**, 79–121, Freiberg 1977.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie des Perms. Teil II: Die Conodontenchronologie des Perms. — *Freiberger Forschungsh.*, **C344**, 85–161, Freiberg 1978.
- KOZUR, H.: The boundaries and subdivisions of the Permian System. — In: PAKULSKA, Z. (Ed.): *International Symposium Central European Permian*, 401–425, Warsaw (Geological Institute) 1981.
- MAGARITZ, M.: Meteoric water input into marine evaporite basins. — In preparation.
- MAGARITZ, M., ANDERSON, R. Y., HOLSER, W. T., SALTZMAN, E. S. & GARBER, J.: Isotope shifts in the Late Permian of the Delaware Basin, Texas, precisely timed by varved sediments. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**, 111–124, Amsterdam 1983.
- MAGARITZ, M. & KAFRI, M.: Stable isotope and Sr²⁺/Ca²⁺ evidence of diagenetic dedolomitization in a schizohaline environment, Cenomanian of Northern Israel. — *Sediment. Geol.*, **28**, 29–41, Amsterdam 1981.
- MAGARITZ, M. & SCHULZE, K.-H.: Carbon isotope anomaly of the Permian Period. — *Contrib. Sediment.*, **9**, 269–277, Stuttgart 1980.
- MAGARITZ, M. & TURNER, P.: Changes in the carbon cycle of the Zechstein Sea: Isotopic transition zone in the Marl Slate. — *Nature*, **297**, 389–390, London 1982.
- MAGARITZ, M., TURNER, P. & KADING, K.-C.: Carbon isotopic change at the base of the Upper Permian Zechstein sequence. — *Geol. J.*, **16**, 243–254, Chichester 1981.
- PAK, E.: Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik, II. — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1978**, 7–22, Wien 1978.
- PERCH-NIELSEN, K., MCKENZIE, J. & HE, Q.: Biostratigraphy and isotope stratigraphy and the "catastrophic" extinction of calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **190**, 353–371, Boulder 1982.
- SALTZMAN, E. S., LINDH, T. B. & HOLSER, W. T.: δ¹³C and δ³⁴S, global sedimentation, pO₂ and pCO₂ during the Phanerozoic. — *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*, **14**, 607, Boulder 1982.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. — *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 124 p., Wien 1979.
- SCHOLLE, P. A. & ARTHUR, M. A.: Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **64**, 67–87, Tulsa 1980.

- SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D.: Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Pacific core V-28-239: Late Pliocene to late Pleistocene. – In: CLINE, R. M. & HAYS, J. S. (Eds.): Investigations of Late Quaternary Palaeoceanography and Paleoclimatology. – Geol. Soc. Amer. Mem., **145**, 449–464, Boulder 1976.
- SMIT, J.: Extinction and evolution of planktonic foraminifera after a major impact at the Cretaceous/Tertiary boundary. – Geol. Soc. Amer. Spec. Publ., **190**, 329–352, Boulder 1982.
- TURNER, P. & VAUGHAN, D. J.: Evidence of rapid changes in the Permian geomagnetic field during the Zechstein marine transgression. – Nature, **270**, 593–594, London 1977.
- VEIZER, J., HOLSER, W. T. & WILGUS, C. K.: Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations. – Geochim. Cosmochim. Acta, **44**, 579–587, Elmsford 1980.
- WATERHOUSE, J. B.: World correlations for Permian marine faunas. – Univ. Queensland Pap. Dept. Geol., **7/2**, 232 p., Brisbane.
- WEBER, J. N. & SMITH, F. G.: Rapid determination of calcite ratios in sedimentary rocks. – J. Sed. Petr., **31**, 130–131, Tulsa 1961.
- WOODRUFF, F., SAVIN, S. M. & DOUGLAS, R. G.: Miocene stable isotope record: A detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications. – Science, **212**, 665–668, Washington.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 15. Okt. 1984.

Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand

Von FRIEDRICH KOLLER*)

Mit 27 Abbildungen und 11 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 137, 138, 168

*Burgenland
Penninikum
Ophiolite
Metamorphose
Geochemie*

Inhalt

Zusammenfassung	83
Summary	84
1. Einleitung	84
2. Geologie	84
3. Gesteinsbeschreibung und Mineralbestand	87
3.1. Ultramafitite	87
3.2. Blackwallbildungen	88
3.2.1. Talkschiefer	88
3.2.2. Tremolitschiefer	88
3.2.3. Chloritschiefer	88
3.3. Metagabbro	88
3.3.1. Normale Gabbros und Metarodingite	88
3.3.2. Ferrograbbros	104
3.4. Blauschiefer	111
3.5. Grünschiefer	114
3.6. Ophikarbonatgesteine	115
3.7. Metamorphe Sedimente	118
4. Magmatische Entwicklung	118
5. Metamorphoseentwicklung	119
5.1. Ozeanische Metamorphose	119
5.2. Altalpidische Metamorphose	120
5.3. Jungalpidische Metamorphose	121
6. Zusammenfassung der petrologischen Untersuchungen und geotektonischen Entwicklung	123
7. Geochemische Untersuchungen	123
7.1. Ultramafitite	123
7.2. Chloritschiefer	124
7.3. Gabbrosequenz und deren Differentiate	136
7.4. Grünschiefer	140
7.5. Ophikarbonatgesteine	141
7.6. Kalkglimmerschiefer und Phyllite	141
7.7. Nichtophiolitische Grünschiefer	141
8. Diskussion der geochemischen Untersuchungen	141
8.1. Plutonite	141
8.2. Metavulkanite	144
9. Zusammenfassung und Interpretation der Geochemie	148
10. Methodik	148
Dank	149
Literatur	149

Zusammenfassung

Am Alpenostrand tauchen unter den ostalpinen Decken noch penninische Gesteinsserien, die als Rechnitzer Serie bezeichnet werden, in mehreren tektonischen Fenstern auf. Der Inhalt dieser Fenster besteht aus Kalkphylliten, Quarzphylliten, Kalkserizitschiefern und Quarziten sowie mächtigen Ophiolitkomplexen. Die Ophiolite setzen sich aus serpentinierten Ultramafititen, Metagabbros und mächtigen Grünschiefern zusammen, seltener sind Rodingite, Ophikarbonatgesteine und Radiolarite.

In den gabbroiden Gesteinen sind noch magmatische Relikte erhalten geblieben. Eine komplexe Metamorphoseentwicklung, bestehend aus einer ozeanischen, einer altalpidischen Hochdruck- und der jungalpidischen Regionalmetamorphose, konnte aus den Metabasiten abgeleitet werden. Die ozeanische Metamorphose ist durch die Bildung von Hornblendephasen (Barroisit, Pargasit und Magnesiohornblende), durch metasomatische Veränderungen und einer intensiven Oxidation bei hohen Temperaturen und geringem Druck gekennzeichnet. Die Bedingungen der altalpidischen Metamorphose konnten auf 330–370°C bei 6–8 Kb durch Mineralparagenesen mit Mg-reichem Pumpellyit, Ferroglaukophan, Alkalipyroxen ($\approx \text{Ac}_{63}\text{Jd}_{21}$), Lawsonit (Formrelikte) und Stilpnomelan eingegrenzt werden. Für die jungalpidische Metamorphose ist die Bildung von Aktinolith, Alkalipyroxen ($\text{Ac}_{85}\text{Jd}_{15}$), riebeckiti-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. FRIEDRICH KOLLER, Institut für Petrologie der Universität Wien, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

schen oder magnesioriebeckitischen Alkali amphibolen um die Alkalipyroxene oder um Ferroglaucophan, sowie Biotit aus Stilpnomelan charakteristisch. Die Metamorphosebedingungen liegen bei 390–430°C und einem Druck von ≤ 3 Kb. Mit einer prograden Metamorphoseentwicklung nach Süden zu ist zu rechnen.

Die Ophiolitkomplexe der Rechnitzer Serie lassen sich nach BECCALUVA et al. (1983) als "high-Ti"-Ophiolite einstufen. Die Plutonite gliedern sich in die Serpentinite mit Hinweisen auch auf ultramafische Kumulate, in die normalen Gabbros und Rodingite als "lower level"-Gabbros, in die Fe- und Ti-reichen "upper level"-Gabbros und in Ferrodiorite und Plagiogranite. Die Grünschiefer der Ophiolite werden in die mengenmäßig vorherrschenden tholeiitischen Basalte mit „N-Typ“-Morbzusammensetzung, in hypabyssische Ferrobasalte und in die weitgehend unfraktionierten Cr- und Mg-reichen Metabasalte, die als Pikrite eingestuft werden, eingegliedert. Für die tholeiitischen Basalte lassen sich Aufschmelzraten um 15 % sowie eine Plagioklas und Klinopyroxen dominierte Fraktionierung ableiten. Die Ophiolitkörper der Rechnitzer Serie zeigen eine gute Korrelation mit jenen der Glocknerdecke im Tauernfenster sowie mit vielen anderen im Alpen-Appenninbogen. Die nichtophiolitischen Grünschiefern in den Sedimentserien stellen Nb-reiche Alkalibasalte dar, die als Ozeaninselbasaltentwicklung gedeutet werden.

Summary

Penninic units, called "Rechnitzer Serie", occur in tectonic windows below the Austroalpine nappes. The "Rechnitzer Serie" consists of phyllites, calcareous phyllites and -schists, quartzites and mighty ophiolite complexes. The ophiolites comprise serpentinized ultramafic rocks, metagabbros and large greenschists. Rodingites, ophicarbonates and radiolarites are rare. Magmatic relics survived in the gabbroic rocks only. A complex metamorphic history consisting of an oceanic, an eoalpine high pressure and a tertiary regional metamorphic event can be deduced from basic rocks investigation. The oceanic metamorphic event forms amphiboles such as barrosite, pargasite and magnesio-hornblende at high temperature and low pressure. Metasomatic changes of bulk chemistry and high oxydation rates are implied in the same event. The conditions of eoalpine metamorphism are in the range between 330 and 370° at 6–8 kb, suggested by mineral parageneses consisting of Mg-rich pumpellyite, ferroglaucophane, alkalipyroxene ($\approx \text{Ac}_{63}\text{Jd}_{21}$), lawsonite (formrelics) and stilpnomelane. During young alpine metamorphism minerals such as aktinolit, alkalipyroxene ($\text{Ac}_{85}\text{Jd}_{15}$), riebeckitic or magnesioriebeckitic amphiboles around older alkalipyroxene or ferroglaucophane, and biotite are formed at temperatures in the range of 390–430° and a pressure of ≤ 3 kb. There is an increase of metamorphism in northsouth direction.

The ophiolites of the "Rechnitzer Serie" are high Ti ophiolites (BECCALUVA et al., 1983). The plutonic sequence consists of serpentinites partly with ultramafic cumulates, plagioclase-clinopyroxene gabbros partly rodingitized as lower level gabbros, Fe and Ti rich ferrogabbros as upper level gabbros and ferrodiorites as well as plagiogranites. The greenschist unit can be divided in the predominating group of tholeiitic basalts with N-type morb composition, into minor hypabyssic ferrobasalts and in mostly unfraktionated Cr and Mg rich picritic basalts. For tholeiitic basalts melt ratios of 15 % and a plagioclase-clinopyroxene dominated crystal fractionation can be deduced. The ophiolites show a clear correlation to similar rock series of the Alpen-Appenninen-system as well as to equivalents of the Glockner Nappe of the Tauern Window. The non ophiolitic greenschists within the sedimentary sequences are Nb rich alkalibasalts, which can be interpreted to be ocean island basalts.

1. Einleitung

Penninische Baueinheiten sind in den Ostalpen außerhalb des großen Tauernfensters noch im Engadiner Fenster und am Alpenostrand in einigen kleineren Fenstern aufgeschlossen. Dort tauchen unter den ostal-

pinen Decken metamorphe Serien, die unter dem Begriff Rechnitzer Schiefer oder Rechnitzer Serie (WIESENER, 1932) zusammengefaßt werden, in den Fenstern von Rechnitz, Bernstein, Mölttern und Eisenberg auf. Die lange Zeit umstrittene Position dieser tektonischen Baueinheiten wurde erstmals von SCHMIDT (1950) durch lithologische Serienvergleiche mit der mesozoischen Schieferhülle des Tauernfensters dem Penninikum zugeordnet. Petrographische Bearbeitungen erfolgten durch WIESENER (1932) und ERICH (1960, 1966), letzterer stellte die Rechnitzer Serie allerdings zur Grauwackenzone.

Den endgültigen Nachweis für die Überlagerung der Rechnitzer Serie durch die unterostalpine Wechsel- und Grobgnesserie, und damit für ihre penninische Position, erbrachte PAHR (1975, 1977). Eine altersmäßige Zuordnung der penninischen Sedimentserie konnte SCHÖNLAUB (1973) durch den Nachweis stratigraphisch verwertbarer Schwamm-Spiculae, mit einem Alter an der Grenze Obere Kreide – Untere Kreide, erbringen. Neben der serienmäßigen Gliederung der Rechnitzer Serie durch SCHMIDT (1950), PAHR (1960) und TOLLMANN (1977) wird zum ersten Mal von KOLLER & PAHR (1980) eine Ophiolitabfolge im Sinne der GSA Penrose Conference (COLEMAN, 1977) beschrieben, die auch in ähnlicher Weise in den mesozoischen Serien der anderen penninischen Fenster in den Ostalpen auftreten.

Erste, sehr allgemein gehaltene Einstufungen der Metamorphosebedingungen wurden von EVREN (1972), KOLLER (1978) und KOLLER & PAHR (1980) gegeben. Ziel der vorliegenden Untersuchungen ist es, die Metamorphoseentwicklung der Ophiolite im speziellen und der gesamten Rechnitzer Serie im allgemeinen näher einzugrenzen sowie die relative zeitliche Abfolge der Mineralneubildungen festzulegen. Die Kenntnis der metamorphen Überprägung des Alpenostrandes im Verlauf der alpidischen Orogenese ist für die Entwicklungsgeschichte der penninischen ozeanischen Kruste einschließlich der dazugehörenden Sedimentbedeckung von grundlegender Bedeutung. Gleichzeitig stellt die Rechnitzer Serie eine wichtige Vergleichsbasis für die höher metamorphe, mesozoische Schieferhülle des Tauernfensters dar und ist für alle weiterführenden geotektonischen Schlußfolgerungen zum Bauplan des penninischen Troges im Bereich der Ostalpen von allgemeiner Bedeutung.

2. Geologie

Neuere, zusammenfassende Darstellung der geologischen Situation am Alpenostrand im allgemeinen und der Rechnitzer Serie im speziellen findet man bei TOLLMANN (1977) und PAHR (1980). Letzterer gibt auch eine profilmäßige Darstellung der Gesteinsabfolge in den penninischen Fenstern. In Abb. 1 ist die Geologie des Penninikums, einschließlich des tektonischen Rahmens nach KOLLER & PAHR (1980) schematisch dargestellt. Die Rechnitzer Serie beginnt mit dem kleinen Möltener Fenster im Norden, nach Süden zu schließen die Fenster von Bernstein und Rechnitz an. Das südlichste Vorkommen im Raum Eisenberg ist weitgehend vom Tertiär umgeben und grenzt im NW nach PAHR (1980) entlang einer Störung an das Grazer Paläozoikum. Aus geophysikalischen Untersuchungen ist eine weitere Verbreitung des Penninikums unter den ostalpinen Dek-

Das penninische Fenster am Ostrand der Alpen
F.KOLLER 1983

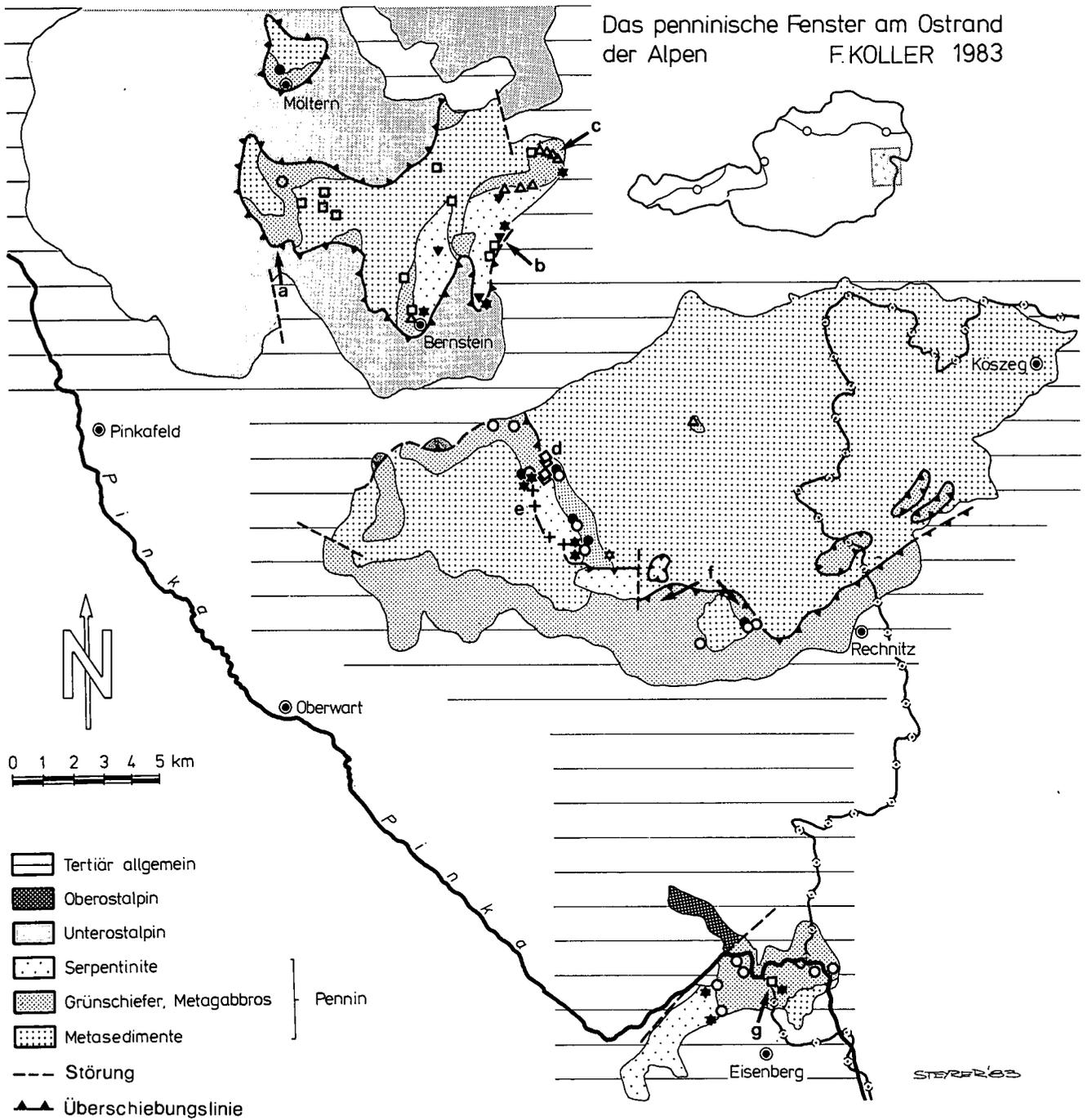


Abb. 1: Geologische Übersicht über die penninischen Fenster am Alpenostrand nach KOLLER & PAHR (1980). a-g stellen Profilpunkte der Abb. 2 dar.

Schwarze Sterne = Ultramafitite etc; Δ = normale Gabbros; ∇ = Rodingite; \square = Ferrogabbros; \diamond = Blauschiefer (Plagiogranite, Diorite); \circ = Grünschiefer; \bullet = Albit- und epidotreiche grobkörnige Grünschiefervarietäten; weiße Sterne = nichtophiolitische Grünschiefer; + = Ophikarbonatgesteine.

kenbau als sehr wahrscheinlich anzusehen (TOLLMANN, 1977).

PAHR (1980) unterscheidet im österreichischen Anteil des großen Rechnitzer Fensters tektonisch zwei Einheiten. Er unterteilt das Penninikum in die westliche, höhere und in die tiefere Einheit, die sich nach Ungarn bis Köszeg fortsetzt. Die tiefere Einheit enthält Kalkphyllite, Quarzphyllite und Quarzite und besitzt NS-gerichtete B-Achsen. Die obere Einheit, vorwiegend aus kalkreichen Phylliten mit vereinzelt Lagen von Cáker-Konglomerat bestehend und nach oben mit bis zu 150 m mächtigen

Grünschiefern abschließend, zeigt E-W gerichtete B-Achsen mit Abweichungen von der mittleren Streichrichtung bis maximal 20° (PAHR, 1980). Diese Einheit enthält auch einige größere Serpentin- und Gabbrokörper. In den penninischen Fenstern von Bernstein, Möltern und Eisenberg ist diese Gliederung nicht durchgeführt, auf Grund der vorhandenen Ophiolite ist aber eine Zuordnung zur höheren Einheit sehr wahrscheinlich.

Auf den metamorphen, mesozoischen Sedimentserien liegen mehr oder weniger mächtige Ophiolitkörper,

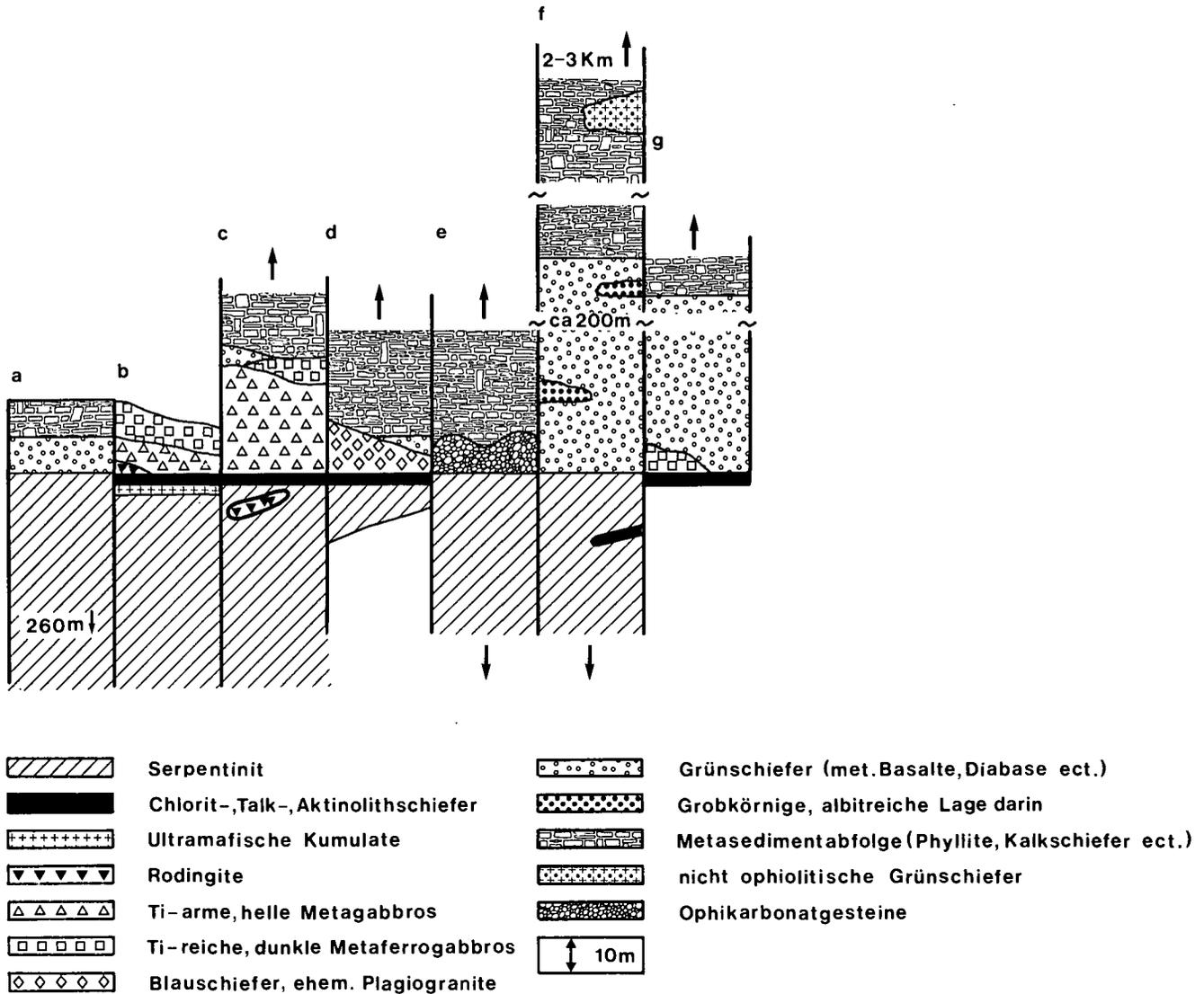


Abb. 2: Schematische Darstellung der Ophiolitprofile in den penninischen Fenstern am Alpenostrand. Profilpunkte in Abb. 1 dargestellt.

Profil a = Bohrung Maltern 1, Westrand Bernsteiner Fenster (PAHR, 1977); b = Profil Schirnitzriegel, Ostrand Bernsteiner Fenster; c = Profil Kogel, Nordostrand Bernsteiner Fenster; d = Profil nördlich Glashütten, Rechnitzer Fenster; e = Profil südlich Glashütten, Rechnitzer Fenster; f = Profil Rumpersdorf, Rechnitzer Fenster; g = Profil Vaskeresztes, Eisenberger Fenster (Ungarn).

wobei die Lagerungsverhältnisse meist eine verkehrt liegende Schichtfolge dokumentieren. Mit den ultramafischen Gesteinen liegen heute die einst tiefsten Baueinheiten der ozeanischen Kruste an höchster tektonischer Position über den basischen Anteilen der Ophiolitsequenz. Die Lagerungsverhältnisse (PAHR, 1984), die zum Teil durch Bohrprofile ergänzt werden, können in einzelnen Profilen (Abb. 2) bestätigt werden. Teilweise sind jedoch die Kontakte der einzelnen Gesteinspakete nur tektonisch, daher ist ein Idealprofil durch die Ophiolite der Rechnitzer Serie nur beschränkt darstellbar.

In Abb. 2 sind einige Profile durch die Ophiolitkörper der Rechnitzer Serie, soweit dies bei den relativ ungünstigen Aufschlußverhältnissen rekonstruierbar war, in schematischer Weise in Anlehnung an COLEMAN (1977) dargestellt. Die Oberkante der Ultramafitite, obwohl sie heute die höchsten Einheiten darstellen, wurde als Bezugsfläche gewählt, wobei auch rein tektonische Abfolgen wiedergegeben sein können.

Das erste Profil (Abb. 2a) stellt die Bohrung Maltern 1 (PAHR, 1977) dar, in der nach einem 265 m mächtigen Serpentinit ein nur 10 m mächtiges Grünschieferpaket folgt. Als Fortsetzung sind Kalkglimmerschiefer erbahrt. Das Profil Schirnitzriegel (Abb. 2b), am Ostrand des Bernsteiner Fensters (Abb. 1) gelegen, zeigt nach einem mächtigen Serpentinit eine gut entwickelte Gabbroabfolge, die mit Metarodingiten beginnt und mit hellen Metagabbros sowie mit Ti-reichen Ferrogabbroabkömmlingen fortsetzt. An der Grenze von den gabbroiden Sequenzen zum Serpentinit sind Chlorit-, Talk- und Aktinolithschiefer sowie fragliche ultramafische Kumulatgesteine in Form von Lesesteinen oder von einzelnen Blöcken aufgeschlossen. Eine ähnlich wichtige Gabbroentwicklung ist im Profil östlich Kogel (Abb. 2c), dieses reicht bis in die metamorphen Sedimentserien, zu beobachten. Zusätzlich sind noch rodingitisierte Gabbrogänge einschließlich ihrer Blackwallbildung innerhalb des Serpentinites festzustellen. Der Geländebeobachtung spricht für einen primären Zusammenhang zwi-

schen den gabbroiden Sequenzen, die unter den Serpentinittkörper streichen, und dem Ultramafitt in den Profilen Schirnitzriegel und Kogel (Abb. 2). Die Metagabbrovorkommen im nördlichen Bernsteiner Fenster (Abb. 1) innerhalb der Kalkglimmerschiefer sind sicherlich tektonisch begrenzt.

Das Profil nördlich Glashütten (Abb. 2d) ist nur in relativ kleinen Melangekörpern, welche in die Sedimentabfolge eingebettet sind, entwickelt. Die relativ schematisch dargestellte Abfolge reicht vom Serpentinitt über Aktinolith-, Talk- und magnetitführenden Chloritschiefer zu den, als Blauschiefern bezeichneten, Crossit-Albitgesteinen und in weiter Folge zu Grünschiefern. Die Mächtigkeit der einzelnen Gesteinspakete ist variabel und aufgrund unzureichender Aufschlüsse nur begrenzt mit Lesesteinen kartierbar, jedoch ist die Abfolge aufgrund mehrerer Profile im Bereich Glashütten gut belegt. Die auf das Grünschieferpaket folgenden Kalkglimmerschiefer können aber auch eine rein tektonisch bedingte Abfolge darstellen.

Das Profil südlich Glashütten (Abb. 2e) stellt die mineralogisch interessante Ophikarbonatentwicklung am Rand eines mächtigen Serpentinittkörpers im Rechnitzer Fenster dar. Im Bereich der Ophikarbonatgesteinsentwicklung sind keine Metabasite zwischen dem Serpentinitt und den Kalkglimmerschiefern festzustellen.

Das Profil Rumpersdorf (Abb. 2f) führt von einem mächtigen Serpentinittkörper mit vereinzelt magnetitführenden Chloritschiefern, in Form von schmalen Gängen oder kleinen Linsen, zu einem bis 150 m mächtigen Grünschieferkomplex. In diese Grünschiefer sind geringmächtige, grobkörnige Albit- und Epidot-reiche Varietäten eingelagert. Über der Metabasitabfolge schließen bis 2000 m mächtige Metasedimentserien an, die vorwiegend aus Phylliten und Kalkglimmerschiefern bestehen. In diese sedimentäre Abfolge sind nicht ophiolitische Grünschiefer (KOLLER & PAHR, 1985) eingeschaltet. Von den drei Profilen im Fenster von Rechnitz kann man nur für das letztere einen inneren, primären Zusammenhang ableiten, die beiden Profile bei Glashütten sind zu sehr tektonisch deformiert um sichere Aussagen zu treffen.

Für die penninischen Serien im Fenster von Eisenberg ist ein sehr schematisches Profil bei Vaskeresztes im ungarischen Anteil dargestellt. Es reicht von einem Magnetit-führenden Chloritschiefer über stark veränderte Ferrogabbros zu Grünschiefern und metamorphen Sedimentserien. Die Zuordnung dieser stark deformierten Gesteine (KOLLER, 1980) zu Ferrogabbros wird aus ihrer engen räumlichen Beziehung zu Chloritschiefern, die nur im Zusammenhang mit Serpentinitten bekannt sind und aus geochemischen Überlegungen abgeleitet.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß sich aufgrund der dargestellten Profile, die Zuordnung dieser ultrabasischen und basischen Gesteine zu einem Ophiolitverband (KOLLER & PAHR, 1980) im Sinne von COLEMAN (1977) bestätigt hat. Während die gabbroiden Sequenzen anhand von Texturen und vor allem durch magmatische Relikte (KOLLER, 1978; 1980) noch gut erkennbar sind, lassen sich die extrusiven Anteile, die heute als meist feinkörnige Grünschiefer vorliegen, nicht mehr genauer zuordnen in die ehemaligen "sheeted dykes", "pillow"-Laven, Hydroklastite, Tuffe und Tuffite. Sicher zuordenbare Reste von "pillow"-Laven wurden bisher nicht gefunden.

3. Gesteinsbeschreibung und Mineralbestand

3.1. Ultramafitite

Im Penninikum des Alpenostrandes (Abb. 1), in den Fenstern von Bernstein und Rechnitz sowie im Fenster von Eisenberg findet man relativ große, vollständig serpentinisierte Ultramafittkörper. Durch Bohrungen wurden Mächtigkeiten bis 265 m nachgewiesen (PAHR, 1977). Die Serpentinite wurden von ERICH (1960) und EVREN (1972) beschrieben und bearbeitet. Sie besitzen meist eine dunkel- bis fast schwärzlichgrün gefärbte, dichte Grundmasse mit seltenen Bastitflecken. Häufig sind grünlänzende Scherflächen zu beobachten. Röntgenographisch wurden Lizardit und Chrysotil als wesentlicher Mineralbestand festgestellt. Mikroskopisch sind sowohl Maschentexturen als auch Formrelikte größerer Pyroxenindividuen (bis 10 mm Korndurchmesser) zu beobachten. Nach dem Geländebefund nehmen diese Formrelikte in Richtung zu den basischen Kumulatsequenzen zu. Im südlichsten Teil des Fensters von Eisenberg findet man seltener Antigoritverwachsungen mit Diopsid um reliktsch erhaltenen Klinopyroxen. Neben den Serpentinittmineralphasen ist oft noch etwas Chlorit, manchmal auch Tremolit und seltener Talk festzustellen. Talk und Tremolit sind vor allem an tektonisch durchbewegten Bereichen häufig zu finden. An Erzphasen treten ältere magnetitreiche Formrelikte nach Chromit, meist xenomorphe Aggregate oder Haufwerk, sowie jüngere idiomorphe Magnetitoktaeder und Pyritkristalle auf. Auf Kluffflächen sind Talk, Tremolit und Asbest relativ oft vorhanden. Die Bildung von dichtem Opal ist nicht sehr häufig.

Unter der Voraussetzung, daß CaO nicht in größerem Maße während der Serpentinisierung abtransportiert wurde, sind diese Serpentinite im wesentlichen auf Peridotite harzburgitischer Zusammensetzung zurückzuführen (EVREN, 1972). EVREN (1972) gibt einen normativen Gehalt an Olivin von 80 % an, Orthopyroxen von 15 %, sowie 2 % Diopsid. Die Serpentinisierung dieser Gesteine hat wohl zuerst nur den Olivinanteil erfaßt, die zumindest teilweise verschonten Orthopyroxene wurden unter Beibehaltung ihrer Morphologie und unter Ausbildung der Bastitflecken durch Serpentinittmineralphasen verdrängt. Die Bildung von Talk, Aktinolith und der idiomorphen Magnetitkristalle muß der letzten Kristallisationsphase zugeordnet werden, zu ähnlichen Schlußfolgerungen ist auch EVREN (1972) gekommen.

Am Rande der Serpentinittkörper, nahe der Grenzen zu den Gabbros, findet man leider nicht ausreichend aufgeschlossene Gesteine mit dem Mineralbestand Serpentinitt, Chlorit und noch reliktsch erhaltenen magmatischen Klinopyroxen, der von Chlorit verdrängt wird. Als Serpentinittmineral tritt mit 30–40 Vol.-% Chrysotil mit Maschentextur auf, der Chlorit ist ein Klinochlor, der dichte Massen bildet und auch den Pyroxen diopsidischer Zusammensetzung entlang der Spaltrisse ersetzt. KOLLER & PAHR (1980) haben diese relativ Al-reichen Gesteine zu den ultramafischen Kumulaten gestellt. Von der Position her, an der Grenze zwischen Serpentinitt und Metagabbro, scheint dies nach COLEMAN (1977) durchaus möglich zu sein. Auch nach den relativ hohen Cr- und Ni-Gehalten, bei gleichzeitig sehr niedrigen Werten für Zr, Y, Nb ist eine Zuordnung zu einem möglicherweise Iherzolitischen Kumulat die beste Erklärung. Gleichzeitig muß man aber mit einem Abtransport

von Ca und Si während der Serpentinisierung und der Metamorphose rechnen, da die Formrelikte nach Pyroxen wesentlich mehr Raum einnehmen und auch bereits Klinopyroxen durch Chlorit ersetzt wird. Da im Gegensatz zu den gabbroiden Gesteinen hier die Ca-Al-Silikate völlig fehlen und auch die dort metasomatisch gebildeten chloritreichen Gesteine andere Spurenelementverteilungen aufweisen (Kap. 7.–8.), scheint die Deutung dieser Gesteine als ultramafische Kumulate richtig zu sein. Bisher sind diese Gesteine aus dem Profil Schirnitzriegel (Abb. 2) und aus dem Pechgraben (ca. 2 km NNE Bernstein) nachgewiesen.

3.2. Blackwallbildungen

An der Grenze der Serpentinite zu den Metagabbros finden sich Zonen weitgehend monomineralischer Talk-, Tremolit- und Chloritschiefer, die möglicherweise auf eine Blackwallbildung im Verlauf metasomatischer Vorgänge zurückführbar sind. Es muß jedoch darauf hingewiesen werden, daß diese Abfolge häufig zu sein scheint, jedoch nicht ausreichend durch Aufschlüsse belegt ist. Die gut aufgeschlossenen rodingitisierten Gabbrogänge führen nur eine Blackwallzone aus monomineralischem Chloritfels.

3.2.1. Talkschiefer

Diese Gesteine hat bereits ERICH (1960) beschrieben und sie als „Rumpfite“ bezeichnet. Sie sind gelblich weiß gefärbt und der meist feinblättrige Talk tritt vorwiegend monomineralisch auf. Nur lokal findet man eine, den Serpentiniten ähnliche, xenomorphe Erzführung und geringe Anteile an Aktinolith und Chlorit. Die Bildung dieser Talkschiefer wird wohl mit der Talkbildung mit Serpentinit gleichzusetzen sein.

3.2.2. Tremolitschiefer

Diese sind blaß gelblich bis weiß gefärbt. Die Länge der Amphibole ist relativ variabel, kann aber bis 10 cm betragen. Die einzelnen Individuen der fast monomineralischen Amphibolfelse sind eingeregelt, meist senkrecht zur Grenzfläche. Die Zusammensetzung wird meistens tremolitisch sein, in einem einzigen Vorkommen zeigen ältere, braungefärbte Kerne der Amphibole eine Mehrphasigkeit ihrer Bildung an. Die zeitliche Zuordnung dieser Kernbereiche ist derzeit nur schwer möglich, aus Analogie zu den braungefärbten Amphibolen der Metabasite kann eine frühe Bildung angenommen werden.

3.2.3. Chloritschiefer

Hierher gehören sehr unterschiedliche Gesteine mit wechselnden Mg-Fe-Gehalten, jedoch lassen sich alle Chloritschiefer aufgrund ihrer Spurenelemente (Kap. 7.2.) mit metasomatisch veränderten Gabbros korrelieren und diesen zuordnen. Die hellen, sehr Mg-reichen Chloritschiefer, bisher auch als Edelserpentin bezeichnet, lassen sich aus Fe-armen Gabbros, die dunklen Magnetit-führenden Chloritschiefer aus Ferro-gabbros und die Zr-reichen Chloritschiefer von Glashütten (Abb. 2) aus Plagiogranitabkömmlingen ableiten (Kap. 7.2., 7.3.).

3.3. Metagabbros

3.3.1. Normale Gabbros und Metarodingite

Diese sind helle, grünlich gefärbte Gesteine, die gabbroide Textur ist meist noch erhalten. Die Korngröße der einzelnen Mineralphasen, insbesondere von reliktschen Klinopyroxenen (30–50 Vol.-%) und ehemaligem Plagioklas variiert von 3 mm bis über 50 mm, bleibt aber im Durchschnitt unter 10 mm. Riesenkorngrowth ist für pegmatitische Texturen typisch. Die Korngrößenverteilung über den Gabbrokörper ändert sich im dm-Bereich entlang relativ enger Grenzbereiche und ist teilweise primär magmatisch bedingt. In den meisten Fällen ist dies auch Ausdruck eines unterschiedlichen Rekristallisationsverhaltens während der metamorphen Überprägung. Der Grad der metamorphen Rekristallisation kann stark unterschiedlich sein, die alten Plagioklase (30–50 Vol.-%) sind gefüllt, geringe Anteile an Olivin und Orthopyroxen liegen nur mehr als Chlorit vor. Oxidische Phasen sind selten. Nur im Falle der Rodingitisation werden diese Gesteine dicht und massig, der Klinopyroxen kann dabei völlig verschwinden, Granat dominiert dann. Vorkommen der Gabbros und Rodingite sind derzeit nur aus dem Fenster von Bernstein und von dem ausgedehnten Vorkommen von Glashütten bei Langeck im Rechnitzer Fenster bekannt (Abb. 1). Im Fenster von Bernstein sind diese Gabbros meist in Form kleiner Körper, Linsen oder Gänge innerhalb oder am Rand des Serpentinikörpers zu finden. Eine Rodingitisation konnte nicht überall festgestellt werden.

Klinopyroxen

Die meist xenomorphen bis hypidiomorphen Klinopyroxene sind gelblich bis bräunlich gefärbt und haben manchmal Entmischungslamellen. Die Kristalle sind verbogen und deformiert, teilweise geknickt. Nach der Nomenklatur von POLDERVAART & HESS (1951) haben die Klinopyroxene diopsidische, endiopsidische oder augitische Zusammensetzung (Abb. 3) und unterscheiden sich von den metamorphen Diopsiden der Rodingite durch höhere Al_2O_3 -Gehalte von 4,5–2,5 Gew.-% Al_2O_3 (Tab. 1). Das Mg/Fe-Verhältnis reicht von 20–4 (Tab. 1), bezogen auf $Fe_{tot} = FeO$ und sinkt mit zunehmendem Fraktionierungsgrad der Schmelze. Der Quotient $Mg/(Mg + Fe_{tot})$ der Pyroxene reicht von 0,95 bis 0,80 bei einem $Mg/(Mg + 0,9Fe_{tot})$ der Gabbros von 0,90–0,65 (Kap. 7.3.). Die magmatischen, reliktsch erhaltenen Klinopyroxene sind durch höhere Cr- und Al-Gehalte ausgezeichnet (Tab. 1), da diese Gehalte im Verlauf der Rodingitisation deutlich abnehmen (Ro 14A, RS 26/77–1–48). Auch die Ca-Werte liegen bei 19–23 Gew.-% CaO und sind damit durchaus mit Kumulatklinopyroxen anderer Ophiolite vergleichbar (CAPEDRI et al., 1982; HEKINIAN, 1982).

Die magmatischen Klinopyroxene (Abb. 4,5) bilden relativ große Kristalle mit lappigen Umrißformen, die fast immer deutliche Korrosionserscheinungen mit Chloritbildung, Verdrängungsphänomene sowie eine Rekristallisation durch Amphibolbildungen aufweisen. Bevorzugt erfolgt die Umwandlung entlang von Spaltflächen oder Rupturen und nimmt mit dem Grad der Deformation deutlich zu. In allen, nicht metasomatisch veränderten Gabbros werden die Pyroxene von Amphibolen umwachsen sowie entlang der Spalttrisse und Rupturen verdrängt (Abb. 5). Eine Ca-Abnahme im Klinopyroxen (Abb. 3) zeigt die beginnende Amphibolbil-

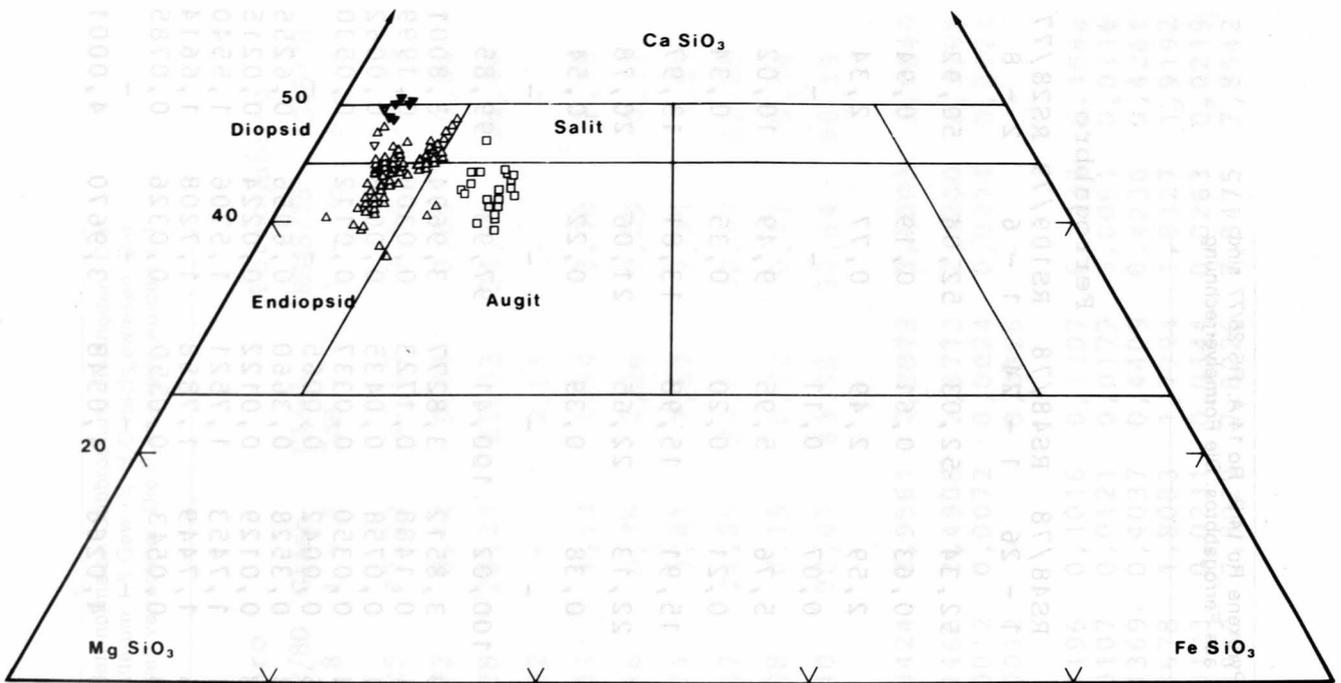


Abb. 3: Darstellung der Klinopyroxene im Dreieck Wollastonit – Enstatit – Ferrosilit in der Nomenklatur nach POLDERVAART & HESS (1951).

▼ = Rodingite; △ = Normale Gabbros; □ = Ferrogabbros.

dung an. Rundliche Flecken von Chlorit innerhalb der magmatischen Pyroxenrelikte kann man als Pseudomorphosen ehemaliger Einschlüsse von Olivin oder Orthopyroxen deuten. Diese beiden primären Mineralphasen und ehemaligen Ca-armen Entmischungslamellen sind nicht erhalten geblieben.

Die Verdrängung der Klinopyroxene durch Chlorit findet sich besonders in den rodingitisierten Gabbros, in denen neben Ca-Al-Silikaten ein Ca-reicher Diopsid, der verarmt an Al, Cr und Na ist (Tab. 1), auftritt. Die CaSiO_3 -Komponente dieser Diopside kann geringfügig über 50 Mol.-% Wo steigen (Abb. 3), ähnliches hat bereits HALL (1978) beschrieben. Diese Diopside stellen eine ältere metamorphe Neubildung dar und sind in Form von xenomorphen kleinen Individuen oder als Anwachsränder um die magmatischen Klinopyroxene zu beobachten.

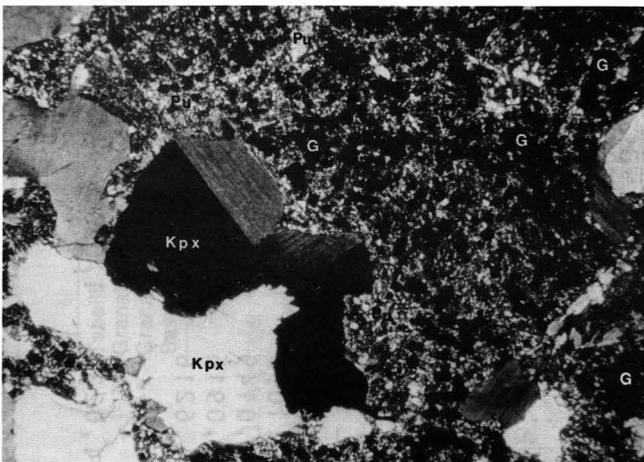


Abb. 4: Granatwachstum (G) in Pumpellyit(Pu)-gefüllten Plagioklasformrelikten, daneben magmatischer Klinopyroxen (Kpx).

RS 26/77, Nicols +, Bildbreite ca. 4,3 mm.

Normaler Gabbro, Schirnitzriegel, Bernsteiner Fenster.

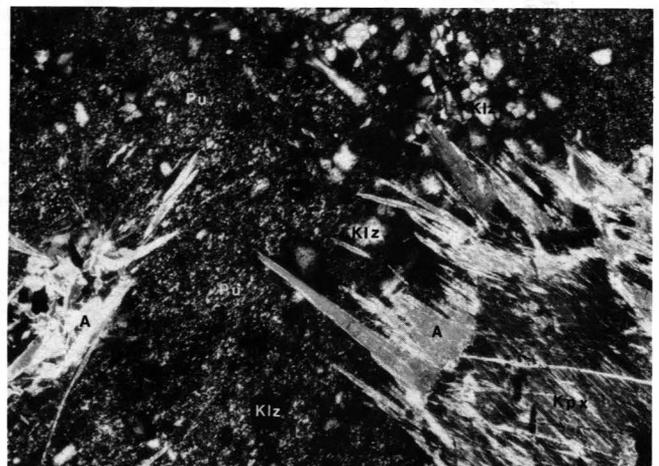


Abb. 5: Aktinolithsprössung (A) um magmatische Pyroxenrelikte (Kpx) und in den Plagioklasformrelikten, die mit feinem Pumpellyit (Pu) und etwas Chlorit gefüllt sind; Klinozoisitsprössung (Klz) in der Pumpellyitmatrix.

Nicols +, Bildbreite ca. 4,3 mm.

Normaler Gabbro, Glashütten bei Langeck, Rechnitzer Fenster.

Pumpellyit

Pumpellyit ist in allen hellgefärbten Gabbrovarietäten als metamorphe Neubildung in den ehemaligen Plagioklasindividuen in Form von feinverfilzten, kleinen Kriställchen vorhanden. Normalerweise liegt im alten Plagioklasformrelikt ein Gemenge aus Pumpellyit, Albit und Chlorit vor. Die Zusammensetzung (Tab. 2) ist Mg-reich mit Werten von 3–5 Gew.-% MgO. Die Fe-Gehalte liegen zwischen 1 und 2 Gew.-% FeO (Fe_{tot} als FeO verrechnet) und nehmen mit dem Differenzierungsgrad der gabbroiden Magmen zu. Die MnO-Konzentrationen sind gering (0,09–0,26 Gew.-% MnO), vereinzelt sind relativ variable Gehalte an Cr (0,02–0,20 Gew.-% Cr_2O_3) und Na (0,1–0,2 Gew.-% Na_2O) feststellbar (Tab.2).

Tabelle 1: Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Klinopyroxenrelikten der Metagabbros. Die Pyroxene Ro 14 B, Ro 14 A, RS 26/77 sind aus Rodingiten, RS 142/80, Glash., RS 48/78 aus normalen Gabbros sowie RS 109/79, RS 28/77 aus Ferrogabbros. Die Formelverrechnung erfolgte auf der Basis von 12 O.

	Rodingite		Normale Gabbro				Ferrogabbro				
	RO14B 1 - 1	RO14A 1 - 16	RS26/77 1 - 35	RS26/77 1 - 48	RS142/80 2 - 12	RS142/80 2 - 8	Glash 1 - 11	RS48/78 1 - 26	RS48/78 1 - 24	RS109/79 1 - 6	RS28/77 2 - 8
SiO ₂	51,48	53,77	52,31	54,54	51,65	52,96	51,63	52,34	52,03	52,04	50,92
TiO ₂	-	0,10	0,38	0,06	0,44	0,49	0,88	0,63	0,61	0,19	0,94
Al ₂ O ₃	4,46	0,92	3,55	0,51	4,65	2,99	2,74	2,59	2,49	0,77	2,34
Cr ₂ O ₃	0,58	-	0,47	0,16	0,45	0,56	0,25	0,07	0,11	-	-
FeO	1,79	2,86	4,49	2,67	4,41	4,35	5,49	5,76	5,95	9,49	10,02
MnO	0,24	0,21	0,15	0,20	0,20	0,20	0,16	0,21	0,20	0,35	0,34
MgO	19,17	16,22	17,27	17,19	17,61	16,92	15,50	15,91	15,98	13,81	13,97
CaO	20,68	25,43	20,59	23,59	19,68	21,76	21,29	22,13	22,65	21,06	20,78
Na ₂ O	-	0,36	0,37	0,26	0,36	0,44	0,40	0,38	0,39	0,22	0,54
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	98,40	99,87	99,58	99,18	99,45	100,67	98,34	100,02	100,41	97,93	99,85
Si ^{IV}	3,7675	3,9425	3,8261	3,9949	3,7732	3,8432	3,8539	3,8512	3,8277	3,9694	3,8001
Al ^{VI}	0,2325	0,0575	0,1739	0,0051	0,2268	0,1568	0,1461	0,1488	0,1723	0,0306	0,1999
Al	0,1522	0,0221	0,1321	0,0392	0,1733	0,0987	0,0954	0,0758	0,0435	0,0038	0,0062
Ti	-	0,0057	0,0208	0,0034	0,0239	0,0266	0,0494	0,0350	0,0337	0,0112	0,0530
Cr	0,0336	-	0,0269	0,0094	0,0261	0,0321	0,0146	0,0042	0,0065	-	-
Fe	0,1096	0,1751	0,2749	0,1636	0,2694	0,2641	0,3428	0,3528	0,3660	0,6056	0,6255
Mn	0,0149	0,0131	0,0093	0,0124	0,0127	0,0121	0,0103	0,0129	0,0122	0,0224	0,0215
Mg	2,0915	1,7725	1,8832	1,8773	1,9181	1,8300	1,7251	1,7453	1,7521	1,5706	1,5540
Ca	1,6216	1,9978	1,6132	1,8513	1,5404	1,6920	1,7025	1,7449	1,7858	1,7208	1,6614
Na	-	0,0514	0,0528	0,0367	0,0517	0,0614	0,0573	0,0543	0,0550	0,0326	0,0785
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	4,0234	4,0377	4,0132	3,9933	4,0159	4,0170	3,9974	4,0266	4,0548	3,9670	4,0001

Tabelle 2: Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Grossular (1. Gruppe) und Pumpellyit aus den normalen Gabbros und Rodingiten. Die Granatanalyse RS-KGr stellt eine RFA-Analyse dar, mittels UR-Untersuchung wurden H₂O-Gehalte um 1,5 Gew.-% H₂O nachgewiesen. Die Granatformelverrechnung erfolgte für Si mit 12 O bei Fe_{tot} = Fe₂O₃, der Rest wurde auf 5 Kationen verrechnet. Die Pumpellyite wurden auf Basis 12 O verrechnet, Fe_{tot} als FeO angegeben.

	Rodingite			Normale Gabbro					Ferrogabbro			
	RO14A 1 - 1	RO14A 1 - 2	RS-KGr *	RS26/77 1 - 9	RS26/77 1 - 5	RS26/77 2 - 2	RS142/80 2 - 23	RS142/80 1 - 8	Glash 1 - 5	Glash 2AB - 17	RS48/78 1 - 35	RS48/78 2 - 8
SiO ₂	38,53	38,16	38,51	37,15	37,44	36,91	37,96	37,25	37,22	37,07	37,54	37,19
TiO ₂	-	0,11	0,08	2,15	0,02	0,05	-	0,02	0,12	0,04	0,09	0,04
Al ₂ O ₃	21,61	20,89	20,89	15,66	25,41	26,05	25,86	26,28	26,21	25,03	24,63	24,46
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,15	0,07	0,01	-	0,02	-	0,51	-	-
FeO	2,59	2,95	1,81	5,64	1,00	1,48	1,54	1,81	1,53	1,94	2,00	2,35
MnO	0,50	1,41	0,94	0,39	0,09	0,14	0,21	0,16	0,18	0,26	0,09	0,17
MgO	0,42	0,40	0,32	0,09	3,90	4,94	3,20	3,71	3,41	3,67	3,55	3,55
CaO	36,73	35,52	35,55	35,62	20,67	19,59	21,82	22,07	21,25	20,84	22,57	22,25
Na ₂ O	-	-	-	-	0,04	0,04	0,10	0,08	0,15	0,22	0,17	0,14
	100,38	99,44	98,10	96,85	88,64	89,21	90,69	91,40	90,07	89,58	90,64	90,15
Si	2,9095	2,9174	2,9681	2,9504	3,0188	2,9585	3,0097	2,9424	2,9561	2,9873	3,0003	2,9940
Al	1,8717	1,8369	1,8778	1,4524	2,4147	2,4610	2,4165	2,4466	2,4908	2,3773	2,3200	2,3208
Ti	-	0,0062	0,0046	0,1272	0,0012	0,0030	-	0,0012	0,0072	0,0024	0,0054	0,0024
Cr ^{III}	-	-	-	0,0093	0,0045	0,0006	-	0,0012	-	0,0325	-	-
Fe ^{II}	0,1283	0,1569	0,1154	0,3712	0,0674	0,0992	0,1021	0,1196	0,1016	0,1307	0,1337	0,1582
Fe ^I	0,0309	0,0272	-	-	0,0061	0,0095	0,0141	0,0107	0,0121	0,0177	0,0061	0,0116
Mn	0,0311	0,0891	0,0607	0,0260	0,4688	0,5903	0,3782	0,4369	0,4037	0,4409	0,4230	0,4261
Mg	0,0460	0,0445	0,0364	0,0106	1,7857	1,6824	1,8536	1,8678	1,8083	1,7994	1,9327	1,9192
Ca	2,8920	2,8392	2,9051	3,0033	0,0063	0,0062	0,0154	0,0123	0,0231	0,0344	0,0263	0,0219
Na	-	-	-	-	7,7735	7,8107	7,7896	7,8387	7,8029	7,8226	7,8475	7,8542
	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000	5,0000

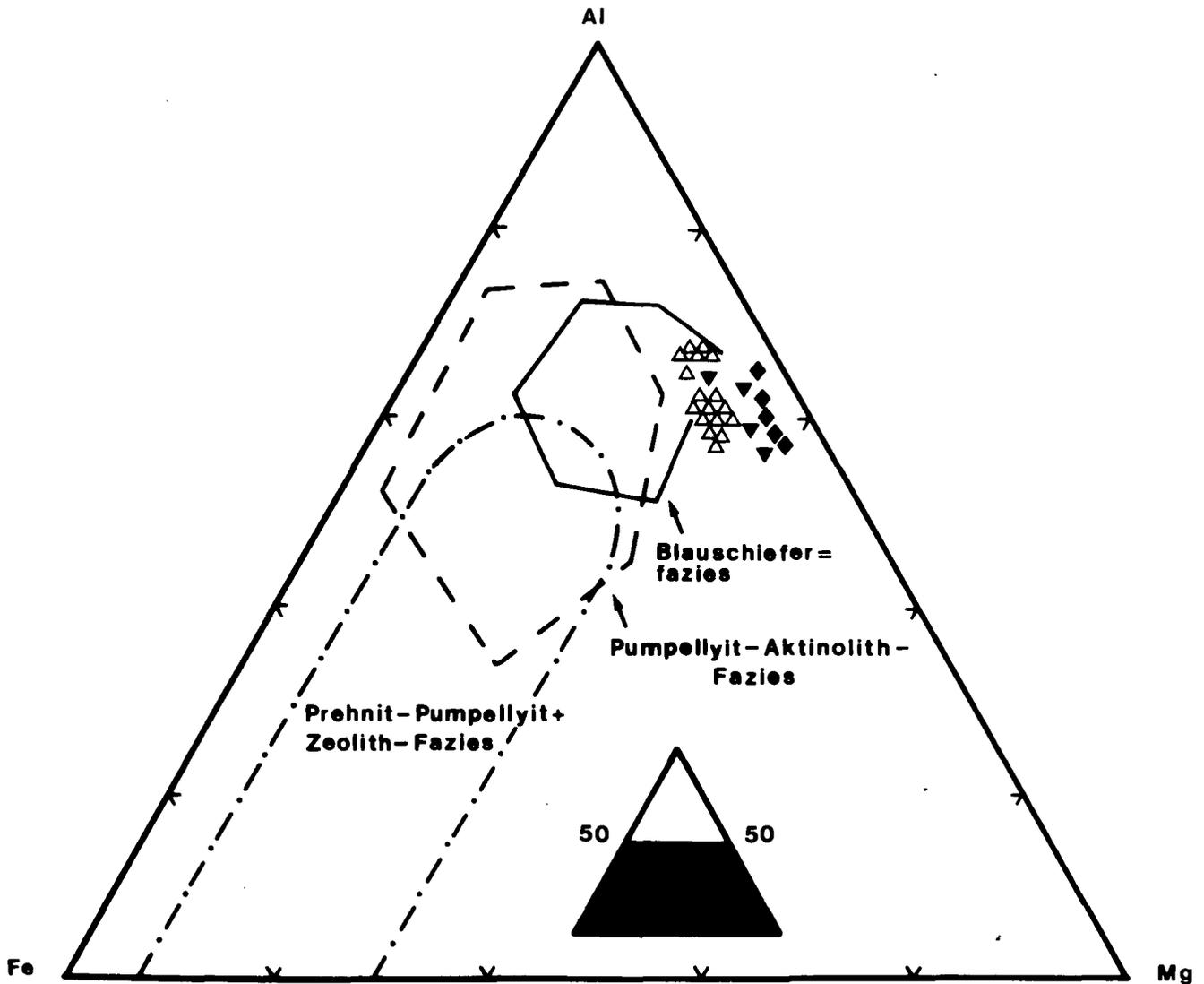


Abb. 6: Darstellung der Pumpellyite der Rechnitzer Serie im Dreieck Al-Fe-Mg.
 \triangle = Normale Gabbros; ∇ = Rodingite; \blacklozenge = Mg-reiche Pumpellyite von BARRIGA & FYFE (1983), ebenso Zusammensetzungsfelder für Pumpellyite aus verschiedenen Metamorphosebereichen.

Nach BARRIGA & FYFE (1983) sind alle untersuchten Pumpellyite sehr Mg-reich, die der normalen Gabbros fallen in den Randbereich blauschieferfazieller Gesteine (Abb. 6). Die Pumpellyite der Rodingite besitzen die höchsten Mg-Gehalte (Tab. 2, Abb. 6).

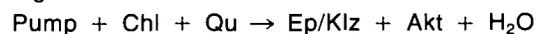
Pumpellyit ist mit fortschreitender Metamorphose instabil und wird von Klinozoisit (Abb. 5) und in den Rodingiten durch H_2O -hältigen, grossularreichen Granat ersetzt.

Klinozoisit/Epidot

In der Pumpellyit-Albit-Chlorit-Matrix der Plagioklasformrelikte wachsen bis 0,03 mm große undeutlich begrenzte Flecken von Klinopyroxen/Epidot (Abb. 5) mit anomal blaugrauer Interferenzfarbe. Die Fe-Gehalte in den Klz/Ep Mineralphasen der untersuchten hellen Gabbros liegen zwischen 4–12 Gew.-% Fe_2O_3 (Fe_{tot} als Fe_2O_3 verrechnet) und haben sehr geringe MnO-Werte (Tab. 3). Analog zum Kpx und zum Pumpellyit steigt auch im Klinozoisit/Epidot der Fe-Gehalt mit zunehmendem Fraktionierungsgrad der Gabbroschmelzen. In Abb. 7 ist die Variation der Al-Gehalte in den Epidot/Klinozoisit-Mineralphasen im Vergleich zu denen der Fer-

rogabbros, Blauschiefer und Grünschiefer der Rechnitzer Ophiolite dargestellt.

Da die Neusprossung eines Minerals der Epidot/Klinozoisitreihe auf Kosten von Pumpellyit in den Metagabbros mit Aktinolithbildung zu beobachten ist, wird als mögliche Abbaureaktion



(NITSCH, 1971) angenommen und durch Reaktionsgefüge (Abb. 5) bestätigt. Der fehlende Quarz wird aus dem Abbau von Kpx zu Aktinolith und Chlorit bezogen.

Hydrogrossular

In jenen Proben, die durch eine metasomatische Ca-Anreicherung (Kap. 7.2.) auffallen, wächst in der Pumpellyitfüllung der alten Plagioklase kein Klinozoisit sondern ein hypidiomorpher Granat in rundlichen Aggregaten (Abb. 4). Der Zusammensetzung nach liegen fast reine Granditgranate vor (Tab. 2), wobei die Grossular-komponente von 75–92 Mol.-% variieren kann. Der theoretisch errechenbare Andraditanteil beträgt 19–3 Mol.-%, wobei noch bei höheren Andraditgehalten TiO_2 -Werte bis 2,15 Gew.-% festzustellen sind. Die Anteile an Pyrop, Almandin und Spessartin liegen zusammen in

Tabelle 3 (Fortsetzung).

Grünschiefer									
	RS11/77 3 - 3	RS12/77 1 - 3	RS12/77 1 - 17	RS19/77 1 - 3	RS33/78 2 - 10	RS47/78 1 - 8	RS47/78 1 - 12	RS47/78 1 - 2	RS61/79 1 - 7
SiO ₂	38,19	37,78	37,48	37,48	36,85	40,85	39,83	38,21	38,24
TiO ₂	0,08	-	0,13	0,36	0,17	0,07	-	0,06	0,21
Al ₂ O ₃	22,36	21,39	21,63	23,01	21,43	34,31	31,80	28,79	23,73
Cr ₂ O ₃	-	0,12	0,07	-	-	-	-	0,66	-
FeO	13,09	13,49	12,58	11,04	14,03	0,58	3,05	6,70	12,34
MnO	0,30	0,15	0,16	0,27	0,58	0,05	0,11	0,13	0,22
MgO	-	-	-	-	-	0,05	-	0,25	0,09
CaO	23,06	23,07	23,13	22,85	22,62	23,68	23,39	22,63	23,33
	97,08	96,00	95,18	95,01	95,68	99,59	98,18	97,43	98,16
Si	3,0396	3,0464	3,0421	3,0344	2,9870	3,0453	3,0343	2,9666	2,9991
Al	2,0975	2,0328	2,0691	2,1956	2,0473	3,0145	2,8552	2,6344	2,1935
Ti	0,0048	-	0,0079	0,0219	0,0104	0,0039	-	0,0035	0,0124
Fe _{tot}	0,8713	0,9097	0,8539	0,7475	0,9511	0,0362	0,1943	0,4350	0,8094
Cr	-	0,0077	0,0045	-	-	-	-	0,0405	-
Mn	0,0202	0,0102	0,0110	0,0185	0,0398	0,0032	0,0071	0,0085	0,0146
Mg	-	-	-	-	-	0,0056	-	0,0289	0,0105
Ca	1,9665	1,9931	2,0115	1,9821	1,9645	1,8914	1,9091	1,8825	1,9605
Ophikarbonatgesteine									
	RS61/79 1 - 9	RS164/80 1 - 2	RS164/81 1 - 1	RS172/81 2 - 16	RS172/81 2 - 21	RS4/77 4 - 2	RS4/77 4 - 2	RS225/82 1 - 1	RS225/82 1 - 2
SiO ₂	37,07	38,39	38,02	37,58	36,56	36,90	35,45	36,23	36,97
TiO ₂	0,08	0,06	0,02	0,03	-	0,13	-	0,03	-
Al ₂ O ₃	22,01	29,99	25,47	27,11	21,38	20,19	16,69	18,58	19,33
Cr ₂ O ₃	-	0,05	0,07	-	0,02	1,10	2,87	3,94	3,31
FeO	14,34	4,99	10,59	8,60	14,71	15,95	16,02	14,88	14,97
MnO	0,33	0,10	0,04	0,09	0,17	-	-	0,43	0,03
MgO	-	0,04	0,04	0,03	-	-	-	-	0,02
CaO	23,07	24,03	23,78	23,43	22,52	22,73	22,39	22,09	22,60
	96,90	97,65	98,03	96,87	95,36	97,00	93,42	96,18	97,23
Si	2,9638	2,9563	2,9665	2,9483	2,9744	2,9711	2,9921	2,9653	2,9827
Al	2,0740	2,7226	2,3419	2,5067	2,0500	1,9160	1,6603	1,7923	1,8381
Ti	0,0048	0,0038	0,0011	0,0018	-	0,0079	-	0,0018	-
Fe _{tot}	0,9588	0,3212	0,6910	0,5643	1,0008	1,0740	1,1308	1,0185	1,0101
Cr	-	0,0029	0,0043	-	-	0,0700	0,1919	0,2550	0,2111
Mn	0,0223	0,0066	0,0027	0,0060	0,0117	-	-	0,0298	0,0021
Mg	-	0,0042	0,0045	0,0035	-	-	-	-	0,0024
Ca	1,9762	1,9826	1,9879	1,9695	1,9630	1,9609	2,0248	1,9372	1,9536

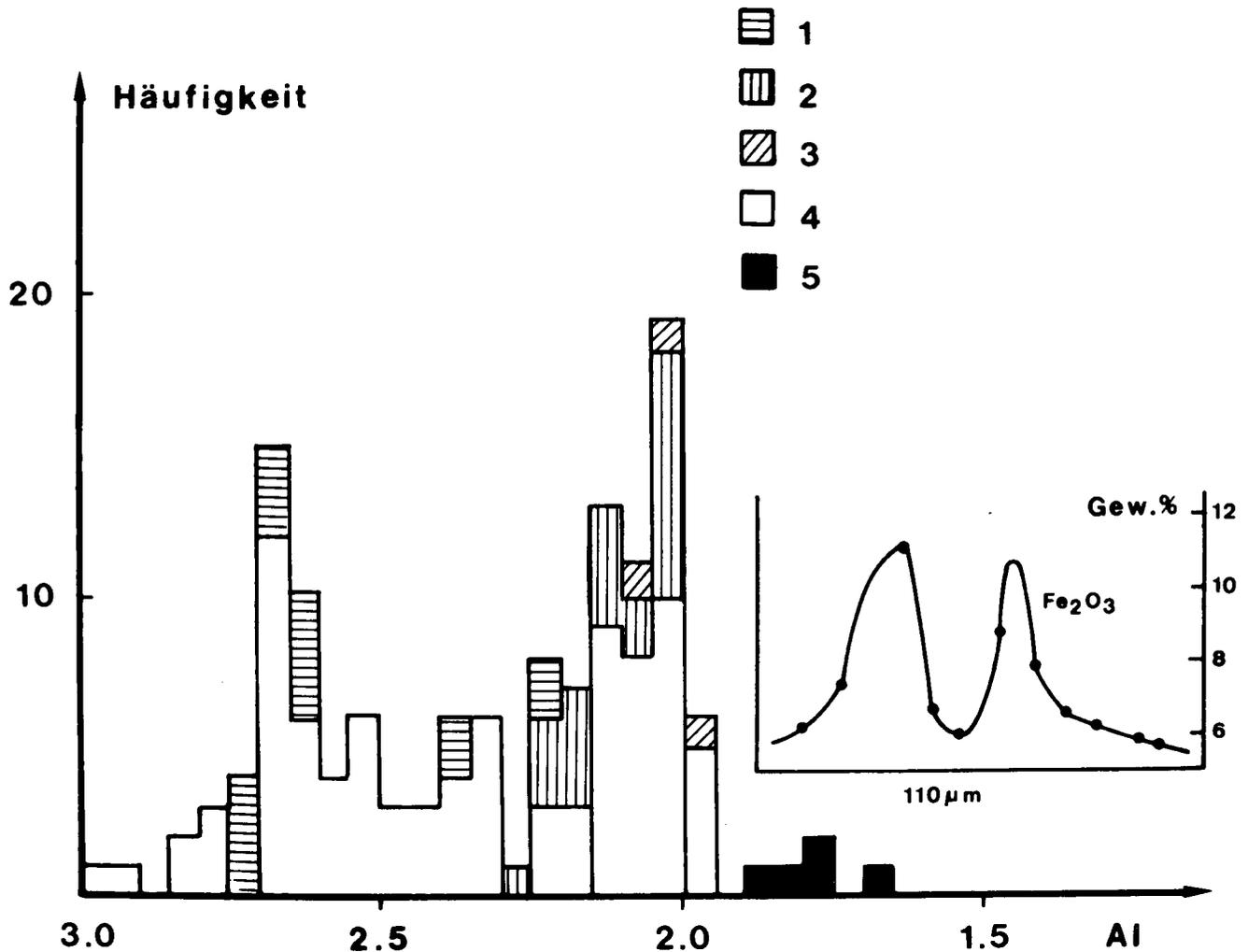
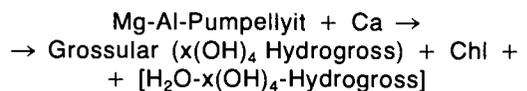


Abb. 7: Häufigkeit der Al-Gehalte/Formeleinheit in den Klinzoisit/Epidotmischkristallen der Ophiolite der Rechnitzer Serie (1 = Normale Gabbros; 2 = Ferrogabbros; 3 = Blauschiefer; 4 = Grünschiefer; 5 = Ophikarbonatgesteine). Die Einschaltung stellt den Fe-Zonarbau quer durch einen 110 μm großen Epidot aus einem Grünschiefer aus dem Rechnitzer Fenster dar, der eine ringförmige Fe-reiche Anwachszone besitzt (Fe_{tot} als Fe_2O_3 verrechnet).

allen Fällen unter 5 Mol.-%, nur die Spessartinkomponente (≈ 3 Mol.-%) kann größer werden. Die Gitterkonstante der untersuchten grossularreichen Granate liegt zwischen 11.850–11.860 Å. Mit zunehmender Granatbildung in den rodingitisierten Gabbros, die bis zum vollständigen Abbau des Pumpellyit gehen kann, steigt die Grossularkomponente und erreicht in den Granat-Chlorit-Gesteinen die höchsten Werte. Man findet in den Klüften der Rodingite klare, gelblich gefärbte und idiomorphe Granatkristalle bis 20 mm Größe. In diesen Klüftgrossularen (Tab. 2, RS-KGr) konnten mittels UR-Untersuchungen H_2O -Gehalte um 1,5 Gew.-% nachgewiesen werden. Daraus läßt sich ein Hydrogrossularanteil um 20 Mol.-% errechnen. Si-Defizite in der Formelbilanz in den Mikrosondenanalysen der Granate (Tab. 2) sind nach HUCKENHOLZ & FEHR (1982) ein deutlicher Hinweis für eine mögliche $(\text{OH})_4$ -Substitution im Grossular.

Aus der beobachteten Phasenbeziehung ist ableitbar, daß der Abbau von Mg-reichen Pumpellyit zu Grossular nicht nach der von SCHIFFMAN & LIU (1980) beschriebenen Reaktion

$\text{Mg-Al-Pumpellyit} \rightarrow \text{Klz} + \text{Gross} + \text{Chl} + \text{Qu} + \text{H}_2\text{O}$
sondern eher nach folgender Reaktion



erfolgt ist.

Aktinolith

In den hellen gabbroiden Gesteinen ist Aktinolith die einzige auftretende Amphibolphase, die mit einem Mg-Wert von 0,85–0,90 sehr Fe-arm ist (Abb. 8, Tab. 4). Der Aktinolith findet sich als Neubildung entlang von Kpx-Spaltflächen zusammen mit Chlorit sowie als Fortwachsungen um Kpx-Ränder (Abb. 5) oder in Form von idiomorphen, nadeligen Kristallen in der feinkörnigen Pumpellyit-Chlorit-Albit-Matrix. Er ist meist farblos, seltener blaß bräunlich oder grünlich gefärbt. Ein signifikanter Einbau von Na konnte nicht festgestellt werden (Tab. 4). In Ilmenitpseudomorphosen-führenden Übergangsvarietäten zu den Ferrogabbros sind sehr selten braune Amphibolkerne, wahrscheinlich Mg-Hornblende, zu beobachten. Aktinolith fehlt in jenen hellen Metagabbros, die eine Ca-Metasomatose, gekennzeichnet durch Grossularbildung und fehlenden Albit, aufweisen.

Tabelle 4: Ausgewählte Mikrosondenanalysen regionalmetamorpher Amphibole der normalen Gabbros (Glash.), Ferrogabbros (RS 66-79 bis Redls-1 A), Blauschiefer (RS 213-82 bis RS 264-77), Grünschiefer (RS 33-77 bis RS 172-81) und den Ophikarbonatgesteinen (RS 04-77 bis RS 92-79).

Akt = Aktinolith; Cros = Crossit; Fegl = Ferroglaukophan; Kat = Katophorit; Mgri = Magnesioriebeckit; Rieb = Riebeckit; Win = Winchit.
Mit 1 in der zweiten Zeile des Namens sind sicher zuzuordnende Amphibole der Hochdruckmetamorphose, mit 2 jene der jungalpidschen bezeichnet. Die Formelverrechnung erfolgte auf der Basis von 23 O, die Fe²⁺/Fe³⁺-Aufteilung wurde aus einer iterativ durchgeführten Ladungsbilanz errechnet.

GEW. %	GLASH-3A		RS66-79G		RS66-79F		RS69B-79		RS109-79		RS108-79		RS176-81		RS-28-77		REOLS-1A		PEDLS-1A		RS213-82		RS213-82	
	AKT	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SI02	56.84		54.26	55.06	44.46	43.45	53.46	53.61	53.38	53.98	53.35	53.82	53.90	54.02										
AL203	.62		4.60	9.02	11.12	10.41	3.74	3.82	2.46	2.82	1.51	2.80	6.48	3.22										
TI02	.04		.07	.07	.32	.31	0.00	.11	.13	.08	.16	0.00	.06	.02										
FE203	1.81		9.72	2.22	5.45	9.37	10.94	11.78	3.35	10.26	2.27	9.39	7.73	11.94										
FE0	6.14		13.64	16.12	16.82	14.60	15.50	14.77	15.38	16.08	17.31	15.40	18.68	13.83										
MNO	.10		.20	.19	.36	.49	.11	.15	.28	0.00	.28	.20	.23	.34										
CR203	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.05	0.00	.07	.02	0.00	0.00	0.00										
MGO	19.95		7.14	6.44	6.38	6.56	6.06	5.82	11.74	6.03	11.25	7.36	3.18	6.42										
CA0	12.57		.95	2.34	7.14	7.11	1.16	.73	10.45	1.52	10.96	1.84	.10	.91										
NA20	.32		6.22	6.04	4.56	4.10	0.03	6.69	1.24	6.40	.85	6.84	6.84	6.41										
K20	0.00		.05	.10	.67	.70	0.00	0.00	0.00	.06	.06	0.00	0.00	0.00										
SUMME	98.39		96.85	97.60	97.27	97.10	97.00	97.53	98.40	97.29	98.02	97.70	97.20	97.11										
MDLZAHLEN																								
[4]																								
SI4+	7.894		7.947	7.898	6.746	6.627	7.929	7.908	7.767	8.008	7.851	7.943	7.979	7.972										
AL3+	.101		.053	.102	1.254	1.373	.071	.092	.233	0.000	.149	.057	.021	.028										
CR3+	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000										
FE3+	.005		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000										
SUMME	8.00		8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.01	8.00	8.00	8.00	8.00										
[6]																								
MG2+	4.130		1.559	1.377	1.443	1.492	1.340	1.280	2.546	1.334	2.468	1.619	.702	1.412										
MN2+	.012		.025	.023	.046	.063	.014	.019	.035	0.000	.035	.025	.029	.042										
FE2+	.670		1.595	1.930	2.118	1.835	1.841	1.803	1.850	1.995	2.112	1.883	2.292	1.685										
FE3+	.184		1.072	.240	.622	1.075	1.221	1.307	.366	1.145	.251	1.043	.862	1.326										
AL3+	0.000		.741	1.423	.734	.499	.583	.572	.188	.493	.113	.430	1.110	.532										
TI4+	.004		.008	.008	.037	.036	0.000	.012	.014	.009	.018	0.000	.007	.002										
CR3+	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	.006	0.000	.008	.002	0.000	0.000	0.000										
SUMME	5.00		5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.98	5.00	5.00	5.00	5.00										
[8]																								
CA2+	1.870		.149	.360	1.161	1.162	.184	.115	1.629	.242	1.728	.291	.016	.144										
NA+	.086		1.766	1.637	.823	.811	1.734	1.866	.350	1.758	.243	1.691	1.963	1.834										
K+	0.000		.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	.011	0.000	0.000	0.000										
FE2+	.043		.075	.004	.016	.027	.081	.019	.021	0.000	.018	.018	.021	.022										
SUMME	2.00		2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00										
[12]																								
NA+	0.000		0.000	.043	.518	.402	.000	.048	0.000	.083	0.000	.266	.000	.000										
K+	0.000		0.000	.018	.130	.136	0.000	0.000	0.000	.011	0.000	.009	0.000	0.000										
SUMME	0.00		0.00	.06	.65	.54	.00	.05	0.00	.09	0.00	.28	.00	.00										

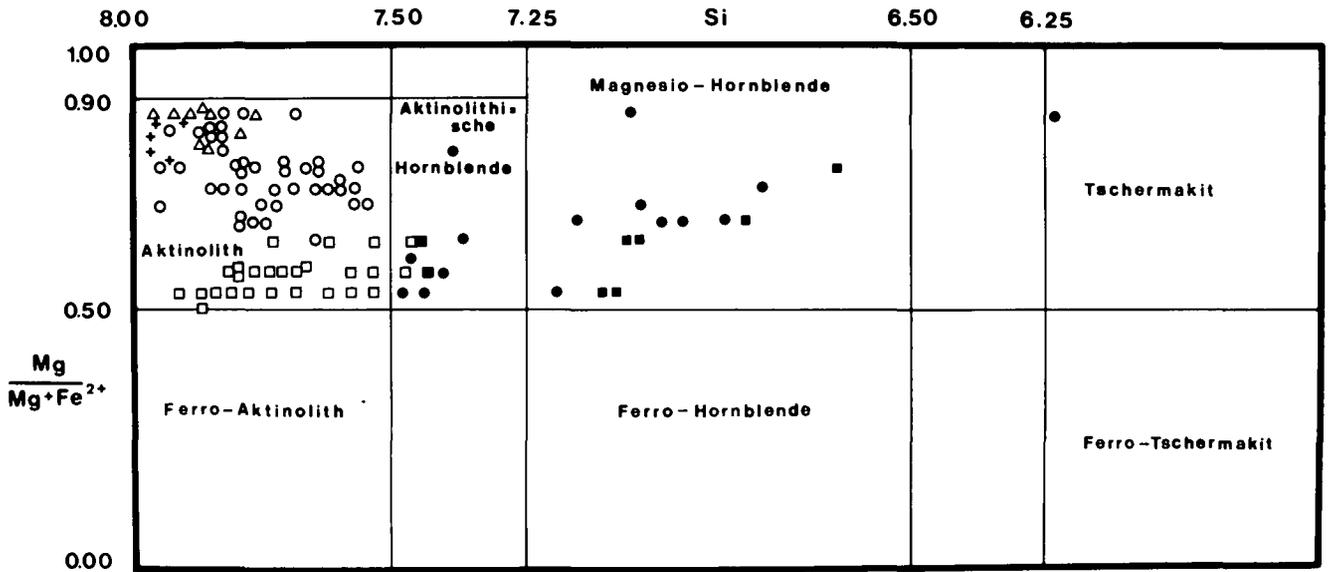
Tabelle 4 (Fortsetzung).

GEN.7	RS211-82 PIEF 2	RS211-82 CRS 2	RS263D77 RIEB 2	RS263D77 CRS 1	RS263H77 PIEB 1	RS263H77 PIEB 2	RS264-77 RIEB 2	RS264-77 CRS 1	RS-33-77 AKT 2	RS-12-77 AKT 2	PS-12-77 WIN 1	RS-11-77 WIN 1	RS-11-77 AKT 1	RS-11-11 AKT 2
SID2	53.79	53.41	53.23	54.96	54.21	54.36	53.90	54.24	54.47	52.89	52.85	54.19	54.13	
AL203	2.57	5.12	3.44	5.68	5.00	3.23	2.73	6.59	1.68	2.80	3.14	2.25	2.07	
TID2	.07	.13	0.00	0.00	.27	.09	.13	0.00	0.00	.06	.13	0.00	0.00	
FE203	11.68	10.90	11.63	8.04	9.74	12.14	12.88	7.04	4.16	5.78	9.85	6.76	4.45	
FED	13.97	16.09	14.75	15.65	17.84	15.30	13.67	17.33	9.37	9.12	8.65	9.83	8.54	
MND	.29	.25	.39	.29	.28	.24	.19	.12	.34	.32	.33	.30	.33	
CR203	6.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MGO	6.89	4.47	5.92	5.67	4.29	5.86	6.39	4.32	15.32	14.74	12.72	13.15	15.59	
CAD	1.68	.33	1.29	.43	.60	1.11	.42	.41	10.25	10.25	7.31	7.53	10.11	
NA20	5.98	6.78	6.22	6.54	6.52	6.30	6.76	6.66	1.37	1.56	3.01	2.92	1.66	
K20	0.00	0.00	.08	.05	.04	.09	.03	.06	.10	.22	.17	.13	.10	
SUMME	96.92	97.48	96.94	97.30	98.78	98.72	97.10	96.77	97.07	97.75	98.15	97.06	96.97	
MDLZAHLEN														
[4]														
S14+	7.971	7.893	7.918	8.018	7.932	7.945	7.972	7.994	7.633	7.610	7.602	7.837	7.776	
AL3+	.029	.107	.082	0.000	.068	.055	.028	.006	.167	.390	.398	.163	.224	
CR3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
SUMME	8.00	8.00	8.00	8.02	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
[6]														
M62+	1.522	.985	1.313	1.233	.936	1.277	1.409	.949	3.284	3.161	2.728	2.835	3.339	
MN2+	.036	.031	.049	.036	.035	.030	.024	.015	.041	.039	.040	.037	.040	
FE2+	1.711	1.972	1.815	1.872	2.134	1.846	1.671	2.116	1.107	1.083	1.018	1.173	1.014	
AL3+	1.303	1.213	1.301	.883	1.072	1.336	1.433	.781	.450	.626	1.066	.736	.481	
TI4+	.420	.785	.521	.977	.794	.502	.448	1.139	.117	.084	.135	.220	.127	
CP3+	.008	.014	0.000	0.000	.030	.010	.014	0.000	0.000	.006	.014	0.000	0.000	
SUMME	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	
[8]														
CA2+	.267	.052	.206	.067	.094	.174	.067	.065	1.579	1.580	1.127	1.167	1.556	
NA+	1.714	1.931	1.775	1.850	1.850	1.785	1.914	1.903	.382	.404	.850	.818	.432	
K+	0.000	0.000	0.000	.009	.007	.017	0.000	.011	.018	0.000	.011	0.000	0.000	
FE2+	.020	.016	.019	.037	.049	.024	.020	.021	.020	.015	.023	.016	.012	
SUMME	2.00	2.00	2.00	1.96	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
[12]														
NA+	.005	.012	.019	0.000	0.000	0.000	.025	0.000	0.000	.031	0.000	.001	.030	
K+	0.000	0.000	.015	0.000	.000	.000	.006	.000	0.000	.040	.020	.024	.018	
SUMME	.00	.01	.03	0.00	.00	.00	.03	.00	0.00	.07	.02	.03	.05	

Tabelle 4 (Fortsetzung).

	PS-61-79 AKT	PS-61-79 WIN	RS164-80 AKT	RS-47-78 AKT	RS172-81 AKT	RS172-81 CPFS	RS-04-77 RIEB	RS-06-77 MGRI	WAP-211A CROS	WAP-211A MGRI	RS-92-79 AKT
GEW.%											
SI02	52.21	53.24	55.55	56.11	52.05	53.79	53.91	55.41	56.30	55.87	55.87
AL203	.83	2.42	1.40	1.92	2.68	5.34	1.23	1.85	3.38	2.06	.14
TI02	.28	.06	.06	0.00	.09	.07	0.00	0.00	0.00	0.00	.03
FE203	4.77	6.41	2.46	0.00	3.91	10.64	14.21	12.17	10.69	13.18	3.24
FEO	11.32	13.22	7.62	9.12	13.39	11.74	13.27	8.97	9.26	7.94	6.12
MNO	.27	.24	.15	.24	.48	.26	.08	.31	.58	.26	.61
CR203	0.00	0.00	.05	0.00	0.00	0.00	.27	0.00	.32	0.00	.04
MGO	14.00	11.94	18.28	17.98	12.61	7.18	6.71	10.41	10.34	10.41	18.61
CAD	11.50	6.58	11.57	12.08	11.31	.53	.92	1.56	1.03	1.26	11.80
NA20	.77	4.91	.58	.21	.75	6.82	6.34	6.71	6.30	6.33	.75
K20	.07	0.00	.04	.02	.04	0.00	.05	0.00	.03	.06	.01
SUMME	96.02	98.92	97.76	97.68	97.31	96.36	96.99	97.40	98.23	97.38	97.22
MGLZAHLEN											
[4]											
SI4+	7.557	7.711	7.827	7.898	7.642	7.877	8.016	8.000	7.998	8.023	7.908
AL3+	.443	.289	.173	.102	.358	.123	0.000	.000	.002	0.000	.023
CP3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	.004
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	.064
SUMME	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.02	8.00	8.00	8.02	8.00
[6]											
MG2+	3.021	2.556	3.840	3.773	2.760	1.567	1.487	2.241	2.190	2.228	3.927
MN2+	.033	.029	.018	.029	.060	.032	.010	.038	.070	.032	.073
FE2+	1.356	1.585	.810	.983	1.634	1.421	1.650	1.083	.998	.954	.716
FE3+	.520	.699	.260	0.000	.431	1.172	1.590	1.323	1.143	1.425	.281
AL3+	.040	.124	.060	.216	.105	.799	.216	.315	.564	.349	0.000
TI4+	.030	.007	.006	0.000	.010	.008	0.000	0.000	0.000	0.000	.003
CR3+	0.000	0.000	.006	0.000	0.000	0.000	.032	0.000	.036	0.000	0.000
SUMME	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.98	5.00	5.00	4.99	5.00
[8]											
CA2+	1.784	1.021	1.747	1.822	1.779	.083	.147	.241	.157	.194	1.790
NA+	.203	.963	.158	.057	.210	1.901	1.828	1.759	1.735	1.762	.202
K+	0.000	0.000	.007	.004	0.000	0.000	.009	0.000	.005	.011	0.000
FE2+	.013	.016	.087	.091	.011	.016	0.000	.000	.102	0.000	.009
SUMME	2.00	2.00	2.00	1.97	2.00	2.00	1.98	2.00	2.00	1.97	2.00
[12]											
NA+	.013	.416	0.000	0.000	.004	.036	0.000	.120	0.000	0.000	.004
K+	.013	0.000	0.000	0.000	.007	0.000	0.000	0.000	.000	0.000	.002
SUMME	.03	.42	0.00	0.00	.01	.04	0.00	.12	.00	0.00	.01

$$(Na+K)_A < 0.50 \quad Ti < 0.50$$



$$Na+K_A > 0.50, Ti < 0.50, Fe^{3+} < Al^{VI}$$

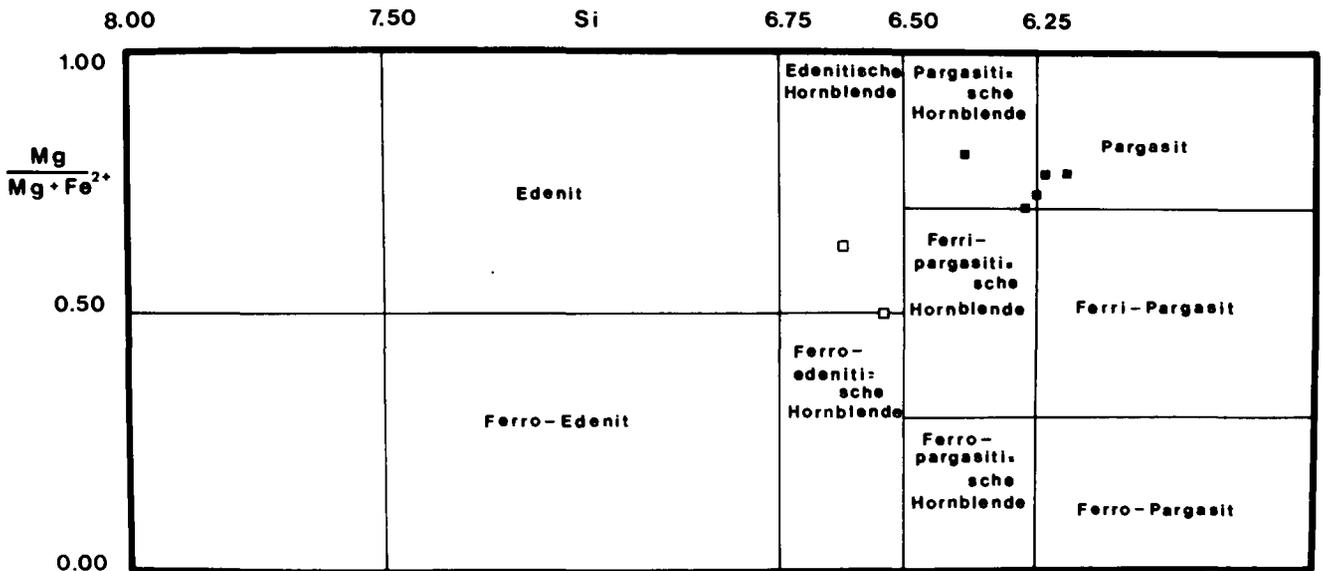


Abb. 8: Darstellung der Amphibolzusammensetzungen nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) für Ca-Amphibole mit $(Na+K)_A < 0,50$ und $(Na+K)_A > 0,50, Fe^{3+}_{Calc} \leq Al^{VI}$.

Δ = Normale Gabbros; \blacksquare, \square = Ferrogabbros; \bullet, \circ = Grünschiefer; + = Ophikarbonatgesteine; gefüllte Symbole bedeuten Amphibolbildungen der ozeanischen Metamorphose, offene jene der Regionalmetamorphose.

Chlorit

Chlorit ist sehr weit verbreitet und zeigt meist graue Interferenzfarben, seltener bräunliche. Bei den Übergangsvarietäten zu den Fe-reichen gabbroiden Gesteinen stellt man auch violette Interferenzfarben fest. Der Zusammensetzung nach ist der Chlorit der hellen Metagabbros nach HEY (1954) ein Klinochlor. In den rodingitisierten Gabbros sind die Chlorite Mg-reich und Fe-arm (Tab. 5, RO 14 und RS 26/77), mit einem $(Fe_{tot})/(Fe_{tot} + Mg)$ -Quotienten um 0,1 (Abb. 9). In den

nicht metasomatisch veränderten Metagabbros liegen die Fe-gehalte bei 10–15 Gew.-% FeO (Fe_{tot} als FeO verrechnet, Tab. 5), und reichen bis an die Grenze zum Rhipidolith oder zum Pyknochlorit (Abb. 9). Die Zusammensetzung der Chlorite kann bereits innerhalb des Dünnschliffbereiches relativ variabel sein, Schwankungen um 2 Gew.-% bei FeO_{tot} und MgO sind sehr häufig (Tab. 5). Da Chlorit einen weiten Stabilitätsbereich aufweist, kann dies ein Hinweis auf eine mehrphasige Bildung sein, optisch konnte dies allerdings nicht festgestellt werden.

Tabelle 5: Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Chlorit aus den Rodingiten, normalen Gabbros, Ferrogabbros, Blauschiefern, Grünschiefern und den Ophikarbonatgesteinen. Die Formelverrechnung erfolgte auf der Basis von 14 O, Fe_{tot} als FeO.

	Rodingite		Normale Gabbro				Ferrogabbro				
	RO14A 1 - 10	RO14A 1 - 11	RS26/77 2 - 3	RS142/80 2 - 4	RS48/78 1 - 10	RS48/78 1 - 6	RS104/79 1 - 9	Glash 2A - 13	RS104/79 3 - 3	RS81/79 1 - 2	RS 176/81 2 - 10
SiO ₂	29,89	30,45	30,74	30,88	29,20	29,21	31,08	28,29	28,86	28,55	27,23
TiO ₂	-	0,08	-	0,04	-	-	-	-	-	0,11	-
Al ₂ O ₃	20,47	19,09	19,90	19,82	19,70	18,62	19,24	19,09	17,83	17,56	17,19
Cr ₂ O ₃	-	-	0,02	0,07	0,02	0,04	-	0,29	-	0,05	-
FeO	5,19	6,67	6,72	10,47	11,89	13,21	13,59	14,68	13,64	20,80	26,23
MnO	0,11	0,33	0,08	0,21	0,14	0,16	0,31	0,20	0,31	0,53	0,49
MgO	31,04	30,29	30,34	27,20	25,25	24,03	24,06	23,64	23,44	19,35	15,67
CaO	0,06	0,22	0,15	0,17	0,13	0,21	0,66	0,09	0,84	0,10	0,10
Na ₂ O	0,03	0,05	0,02	0,05	-	-	0,24	0,04	0,12	0,04	-
K ₂ O	0,04	0,03	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
	86,83	87,31	87,97	88,91	86,33	85,48	89,18	86,32	85,04	87,10	86,91
Si ^{IV}	2,8503	2,9185	2,9121	2,9476	2,8977	2,9505	3,0087	2,8494	2,9521	2,9563	2,9177
Al ^{VI}	1,1497	1,0815	1,0879	1,0524	1,1023	1,0495	0,9913	1,1406	1,0479	1,0437	1,0823
Al ^{IV}	1,1511	1,0743	1,1344	1,1778	1,2016	1,1669	1,2045	1,1342	1,1015	2,1429	1,0881
Fe	0,4137	0,5345	0,5326	0,8357	0,9868	1,1158	1,1005	1,2410	1,1666	1,8007	2,3505
Mg	4,4137	4,3274	4,2847	3,8705	3,7345	3,6176	3,4717	3,5613	3,5743	2,9868	2,5019
Mn	0,0091	0,0272	0,0064	0,0173	0,0118	0,0134	0,0257	0,0171	0,0268	0,0466	0,0447
Ti	-	0,0056	-	0,0030	-	-	-	-	-	0,0086	-
Cr	-	-	0,0013	0,0054	0,0016	0,0034	-	0,0234	-	0,0043	-
Ca	0,0061	0,0225	0,0153	0,0169	0,0133	0,0225	0,0681	0,0103	0,0922	0,0109	0,0119
Na	0,0062	0,0088	0,0029	0,0099	-	-	0,0457	0,0083	0,0235	0,0071	-
K	0,0049	0,0041	-	-	-	-	-	-	-	0,0018	-

Tabelle 5 (Fortsetzung):

	Blauschiefer				Grünschiefer						
	RS176/81 1 - 24	RS109/79 1 - 9	RS108/79 1 - 1	Redls 1 - 4	Redls 1 - 2	RS224/82 1 - 6	77/263h 1 - 11	77/263h 1 - 28	RS164/80 2 - 10	RS164/80 1 - 14	RS47/8 1 - 6
SiO ₂	28,84	25,49	24,31	26,63	26,23	30,82	28,56	28,96	28,50	27,17	29,06
TiO ₂	-	0,04	0,22	0,07	-	0,04	-	-	0,03	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	18,05	17,53	18,99	20,36	21,26	19,90	20,29	20,44	20,61	21,54	22,43
Cr ₂ O ₃	-	0,02	-	-	-	-	-	-	0,01	0,06	0,04
FeO	27,73	28,99	29,76	31,44	32,75	10,20	24,80	27,11	14,78	15,88	17,28
MnO	0,55	0,32	0,43	0,69	0,71	0,51	0,56	0,72	0,25	0,28	0,23
MgO	13,53	13,11	11,09	12,32	11,38	26,70	14,23	11,59	22,58	22,69	20,22
CaO	0,14	0,41	0,15	0,15	0,21	0,06	0,18	0,10	0,43	0,10	0,25
Na ₂ O	0,07	0,03	0,27	0,02	0,03	0,14	-	0,06	-	-	0,42
K ₂ O	-	-	-	0,14	0,25	0,10	-	0,15	0,02	-	-
	88,91	85,94	85,22	91,82	92,82	88,47	88,62	89,13	87,21	87,74	89,97
Si ^{IV}	3,0213	2,8193	2,7291	2,7642	2,7118	2,9571	2,9484	3,0060	2,8457	2,7175	2,8379
Al ^{VI}	0,9787	1,1807	1,2709	1,2358	1,2882	1,0429	1,0516	0,9940	1,1543	1,2825	1,1621
Al ^{VI}	1,2501	1,1042	1,2413	1,2551	1,3024	1,2075	1,4172	1,5066	1,2708	1,2577	1,4197
Fe	2,4302	2,6818	2,7938	2,7293	2,8316	0,8185	2,1411	2,3533	1,2343	1,3282	1,4118
Mg'	2,1131	2,1617	1,8554	1,9065	1,7540	3,8192	2,1900	1,7935	3,3607	3,3830	2,9436
Mn	0,0488	0,0299	0,0410	0,0607	0,0622	0,0414	0,0490	0,0633	0,0214	0,0239	0,0188
Ti	-	0,0036	0,0183	0,0055	-	0,0029	-	-	0,0026	0,0013	0,0032
Cr	-	0,0014	-	-	-	-	-	-	0,0012	0,0045	0,0032
Ca	0,0152	0,0481	0,0179	0,0167	0,0233	0,0062	0,0199	0,0111	0,0465	0,0102	0,0259
Na	0,0145	0,0071	0,0578	0,0040	0,0060	0,0260	-	0,0121	-	-	0,0804
K	-	-	-	0,0185	0,0330	0,0122	-	0,0199	0,0021	-	-

Tabelle 5 (Fortsetzung).

		Ophikarbonatgesteine											
		RS12/77	RS12/77	RS33/78	RS172/81	RS172/81	RS172/81	RS92/79	RS92/79	RS225/82	RS8/77	RS8/77	
		1 - 11	1 - 1	2 - 1	4 - 4	2 - 15	1 - 6	1 - 4	1 - 13	1 - 5	1 - 12		
SiO ₂		29,75	26,78	27,69	25,34	24,89	30,42	29,33	29,26	28,58	28,64		
TiO ₂		-	-	0,09	0,11	0,02	-	-	-	-	-		
Al ₂ O ₃		18,28	17,71	19,21	18,93	19,38	15,51	14,50	17,86	16,57	17,76		
Cr ₂ O ₃		0,10	0,37	-	-	-	1,29	3,21	2,98	2,17	1,32		
FeO		19,55	20,30	21,51	25,45	27,03	6,03	8,12	10,10	14,03	14,36		
MnO		0,33	0,35	0,34	0,58	0,56	0,11	0,58	0,13	0,16	0,13		
MgO		20,04	19,16	18,77	15,14	14,53	30,61	27,98	25,57	22,78	23,82		
CaO		0,45	0,03	0,12	0,08	0,12	0,15	0,05	0,07	0,09	0,06		
Na ₂ O		0,23	-	-	-	-	0,01	0,04	0,02	-	0,04		
K ₂ O		0,11	0,07	0,13	-	-	-	-	0,08	0,04	-		
		88,84	84,77	87,86	85,63	86,53	84,13	83,81	86,07	84,42	86,13		
Si ^{IV}		2,9918	2,8571	2,8515	2,7553	2,7024	3,0262	2,9931	2,9166	2,9643	2,9060		
Al ^{VI}		1,0082	1,1429	1,1485	1,2447	1,2976	0,9738	1,0069	1,0834	1,0357	1,0940		
Al ^{VI}		1,1584	1,0841	1,1831	1,1818	1,1824	0,8448	0,7371	1,0148	0,9899	1,0299		
Fe		1,6442	1,8113	1,8525	2,3147	2,4545	0,5017	0,6930	0,8420	1,2171	1,2185		
Mg		3,0044	3,0474	2,8816	2,4540	2,3521	4,5397	4,2567	3,7997	3,5224	3,6031		
Mn		0,0281	0,0316	0,0297	0,0531	0,0515	0,0093	0,0501	0,0110	0,0141	0,0112		
Ti		-	-	0,0070	0,0091	0,0018	-	-	-	-	-		
Cr		0,0080	0,0312	-	-	-	0,1015	0,2590	0,2349	0,1780	0,1059		
Ca		0,0485	0,0034	0,0132	0,0096	0,0138	0,0160	0,0055	0,0075	0,0100	0,0065		
Na		0,0448	-	-	-	-	0,0019	0,0079	0,0039	-	0,0079		
K		0,0141	0,0095	0,0171	-	-	-	-	0,0102	0,0053	-		

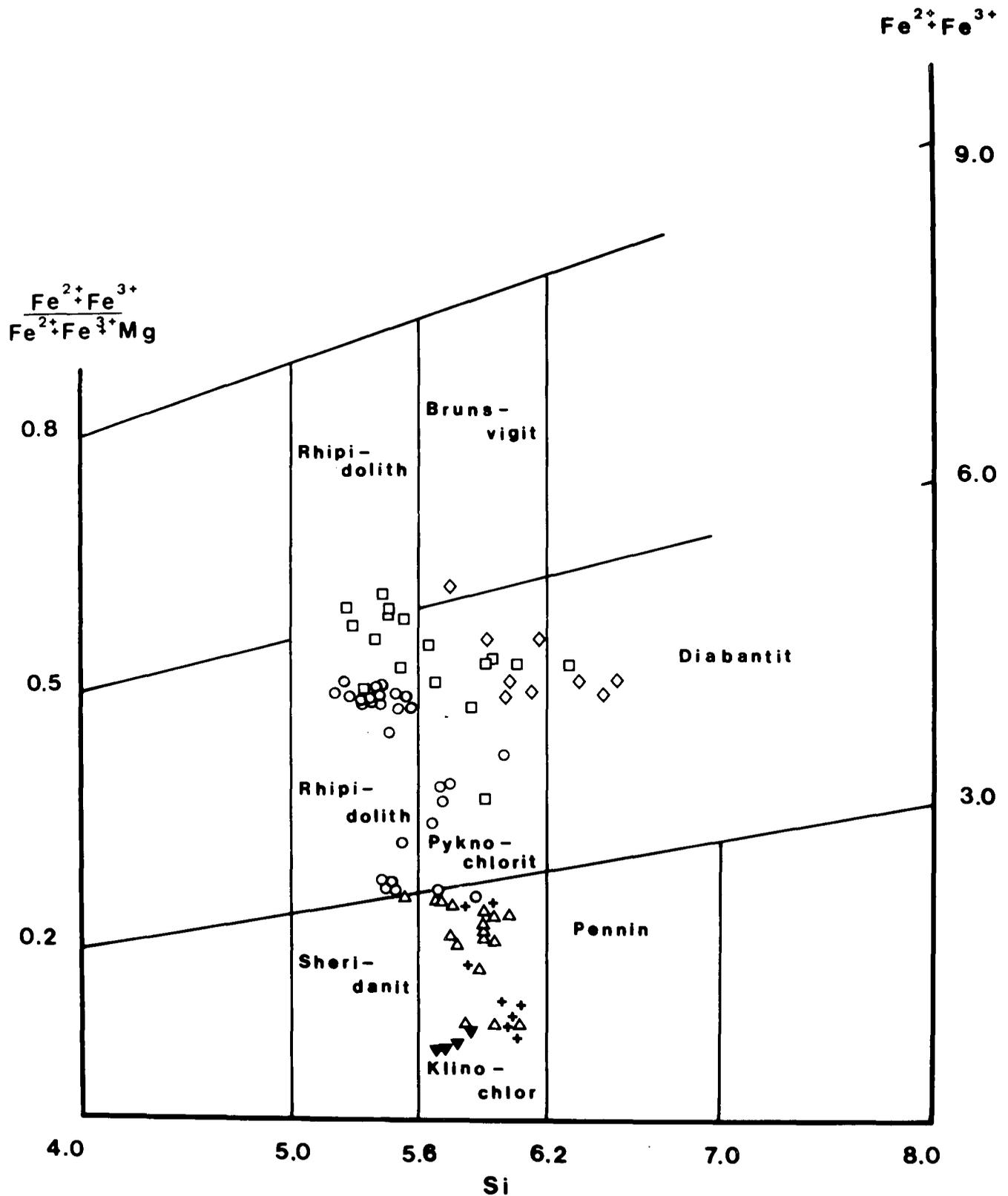


Abb. 9: Darstellung der Chloritzzusammensetzungen der Ophiolite der Rechnitzer Serie im Nomenklaturfeld von HEY (1954). Δ = Normale Gabbros; \blacktriangledown = Rodingite; \square = Ferrogabbros; \diamond = Blauschiefer; \circ = Grünschiefer; $+$ = Ophikarbonatgesteine; bezogen auf eine Formelverrechnung von 28 O für die Mikrosondenanalysen, $Fe^{2+} + Fe^{3+} = Fe_{tot}$.

Albit

Nur in den normalen Metagabbros ist Albit bis gegen 40 Vol.-% zu finden. Meist bildet er zusammen mit Pumpellyit und Chlorit Formrelikte der ehemaligen magmatischen Plagioklase, seltener sind große Individuen mit polysynthetischen Zwillingslamellen nach dem Albit-

Gesetz. Die Zusammensetzung mit einer Ab-Komponente, meist um 99 Mol.-%, bei einem An-Anteil von 0,3–0,7 Mol.-% und einem Or-Gehalt von 0,1–0,5 Mol.-% entspricht einem Albit. Das Verschwinden von Albit in den gabbroiden Gesteinen stellt einen direkten Maßstab für die Rodingitisierung dar.

Akzessorien

An akzessorischem Mineralbestand sind diese Gesteine relativ arm, selten kann man Apatit, häufiger xenomorphen Titanit beobachten. Formrelikte nach Ilmenit, bestehend aus Titanit, Haematit oder Magnetit, sind auf Übergangsvarietäten zu den Fe-reichen Metagabbros beschränkt.

Rundliche Chloritflecken innerhalb der magmatischen Klinopyroxene deuten auf ehemalige Olivin- oder Orthopyroxen-Einschlüsse hin.

3.3.2. Ferrogabbros

In dieser Gruppe sind nur die Fe- und Ti-reichen Gesteine mit erkennbarer gabbroider Textur zusammengefaßt. Im Handstück sind noch, jedoch schon seltener als bei den hellen Gabbros, 1–2 cm große erhaltene Klinopyroxene und gelbgrüne Flecken der Plagioklasformrelikte erkennbar. Die Ferrogabbros sind melano- bis mesokrat mit dunkelgrünen bis schwarzen Amphibolflecken (35–50 Vol.-%), als Formrelikte der mafischen Gemengteile. Die metamorphe Rekristallisation ist stark unterschiedlich, jedoch immer weiter fortgeschritten als in den hellen Gabbros. Häufig findet man opake Mineralphasen. Teilweise läßt sich noch das alte, magmatische ophitische Gefüge in nicht stark deformierten Bereichen erkennen. Seltener sind sperrige Plagioklasleisten, heute Albit und Epidot, mit intersertalem Klinopyroxen zu beobachten. Gangförmige oder schlierige Mobilisation von gelbgrünem Epidot sind ein Hinweis auf metasomatische stoffliche Veränderungen im Verlauf der postmagmatischen Rekristallisationsergebnisse.

Die Korngröße der einzelnen Mineralphasen, die ursprünglich magmatische Relikte darstellen, ist variabel und ändert sich von feinkörnig (durchschnittliche Korngröße 5 mm) bis zu grobkörnig (durchschnittliche Korngröße 20 mm). Riesenwachstum, mit bis zu 10 cm großem Klinopyroxen, ist relativ selten und entspricht gabbropegmatitischen Varietäten. Manchmal sind mylonitartige Deformationsbahnen erkennbar. Einzelne Vorkommen zeigen eine postmagmatische Breccierung und eine anschließende Auffüllung durch jüngere plagiogranitische Gänge. Ähnliches beschreiben PALLISTER & HOPSON (1981) aus dem Samail Ophiolit, Sultanat Oman.

Vorkommen von Ferrogabbros sind derzeit aus dem Fenster von Bernstein und von einem Vorkommen im Eisenberger Fenster bei Vaskeresztes (KOLLER, 1980) bekannt. Teilweise ist ihre heutige Position randlich bei den großen Ultramafitvorkommen (Abb. 1) im möglichen primären Verband, oder wie durchaus häufig im W-Teil des Bernstein Fensters tektonisch innerhalb der Sedimentserie.

Klinopyroxen

Die Klinopyroxene sind nur mehr teilweise erhalten (Abb. 10), in stark korrodierten oder rotbraun oxidierten Flächen innerhalb der ehemaligen Formrelikte. Sie sind heute vollständig von verschiedenen Amphibolphasen und Chlorit umgeben und weitgehend verdrängt. Bevorzugt entlang der Spaltrisse kommt es zu Auflösungs- und Verdrängungsvorgängen; mechanische Deformationserscheinungen wie bei den hellen Gabbros sind deshalb nicht zu beobachten, da die Klinopyroxene nur in geringfügig deformierten Gesteinen die nachfolgenden Metamorphoseereignisse überlebt haben. Nach

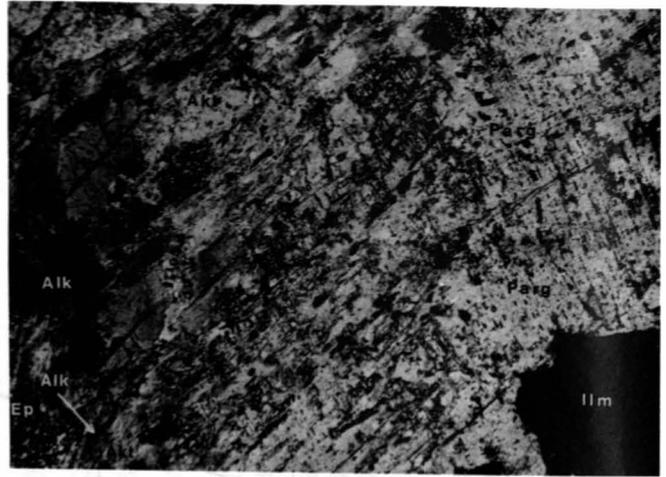


Abb. 10: Uralitisierter Augit (Kpx) umgeben von grünem Pargasit (Parg) und brauner Magnesiohornblende (Hb) sowie als jüngste Paragenesen dunkelblaue Alkali amphibole (Alk, riebeckitische bis magnesioriebeckitische Zusammensetzung) und Aktinolith (Akt), daneben Epidot (Ep) und Ilmenitformrelikte (Ilm).

RS 28/77, Nicols ||, Bildbreite ca. 1,55 mm.

Ferrogabbro, Schirnitzriegel, Bernsteiner Fenster.

POLDERVAART & HESS (1951) sind die noch bestimmbareren Klinopyroxene Augite (Abb. 3) mit einem Mg/Fe-Quotienten um 0,70, die Al-Gehalte liegen zwischen 0,8 und 2,3 Gew.-% Al_2O_3 (Tab.1). Gegenüber den hellen Gabbros konnten keine Cr-Gehalte im Augit nachgewiesen werden. Sinkende Ca-Gehalte im optisch einheitlichen Augit verursachen in Abb. 3 eine Abnahme der Wo-Komponente in den untersuchten Klinopyroxenen einer Probe und sind Ausdruck der beginnenden Uralitisation. Die Zusammensetzung der Klinopyroxene entspricht durchaus dem Skaergardentwicklungstrend, und ist auch mit MORB-Kpx und mit Klinopyroxenen anderer Ophiolitvorkommen gut vergleichbar (HEKINIAN, 1982).

Hornblende

Die Augite werden teilweise oder seltener gänzlich von braunen oder grünlich gefärbten Amphibolphasen verdrängt (Abb. 10). Nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) handelt es sich um braune Magnesiohornblende, bräunliche oder grünliche aktinolithische Hornblende, grüne Pargasite und Barroisite (Tab. 6, Abb. 8, 11), in weiterer Folge werden die Hornblendephase durch Aktinolith, Alkali amphibole oder seltener Alkali pyroxene ersetzt. Neben dem Si/Al- und Ca/Na-Verhältnis sind auch die Ti-Gehalte der Hornblendephase sehr variabel, die höchsten TiO_2 -Werte findet man bei den Pargasiten, die geringsten bei der Magnesiohornblende und bei den Barroisiten (Tab. 6). Gegenüber Aktinolith und Alkali amphibolen sind meist deutlich höhere K-Gehalte feststellbar. Aus der Ladungsbilanz errechnen sich teilweise sehr hohe Fe^{3+} -Werte, die aber mit den stark oxidierten Bereichen der zersetzten magmatischen Pyroxene gut im Einklang stehen. Ähnliche Amphibolphasen beschreiben ITO & ANDERSON (1983) sowie SIVELL & WATERHOUSE (1984) aus ozeanisch metamorphen Ophiolitfolgen, daher werden diese Hornblendephase, die üblicherweise höhere Bildungstemperaturen als die alpidische Regionalmetamorphose benötigen, zu den Auswirkungen einer ozeanischen Metamorphose gestellt. Dies entspricht auch der beobachtbaren Phasenbeziehung.

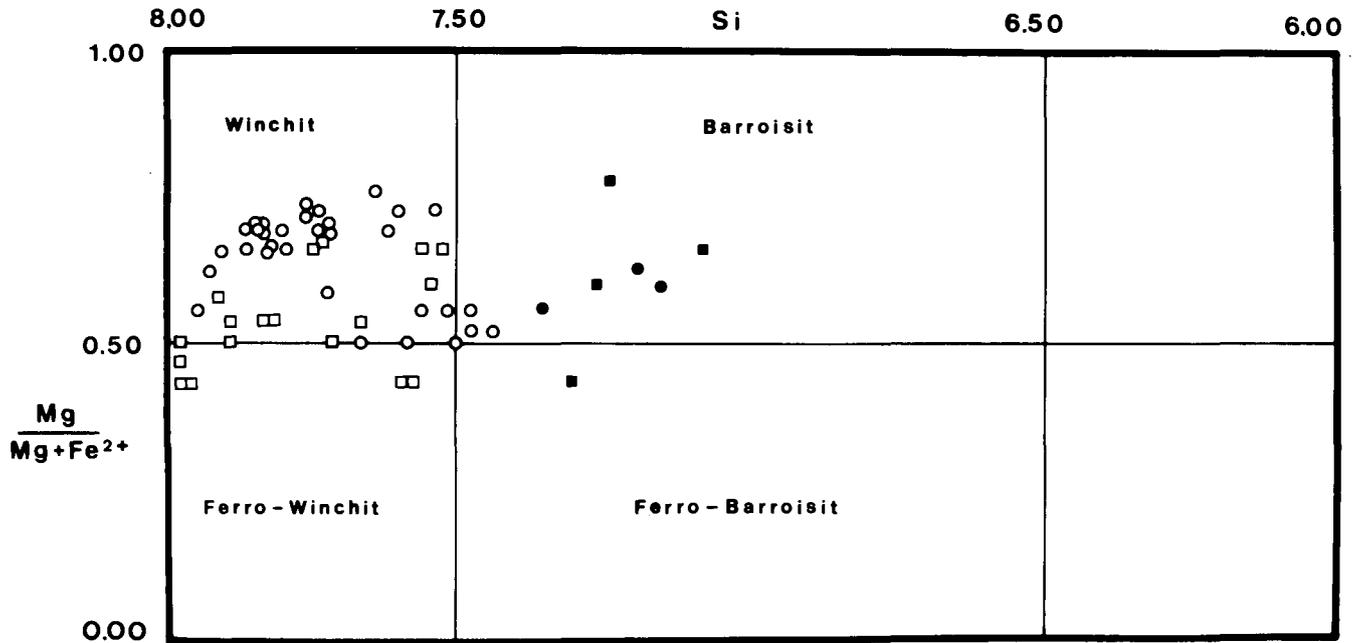
Tabelle 6: Ausgewählte Mikrosondenanalysen ozeanisch metamorpher Amphibole der Ferrogabbros (RS 28-77 bis Redls-TM) und der Grünschiefer (ab RS 19-77).

Akthb = aktinolithische Hornblende; Barr = Barroisit; Mghb = Magnesiohornblende; Parg = Pargasit; Tsch = tschermakitische Hornblende, Win = Winchit.

Die Formelverrechnung erfolgte auf der Basis von 23 O, die Fe²⁺/Fe³⁺-Aufteilung wurde aus einer iterativ durchgeführten Ladungsbilanz errechnet.

GEM.%	RS-28-77		RS-28-77		RS176-81		RS176-81		PEDLS-TM		RS-19-77		RS-61-79		RS164-80		RS164-80		RS164-80										
	PARG	4	PARG	6	MGHB	22	BARP	6,8	MGHB	4	MGHB	1	BARR	2	WIN	7	MGHB	10	AKTHB	2	TSCH	1	MGHB	7	MGHB	12			
SI02	42.30	43.93	47.13	48.49	47.13	47.13	47.20	49.78	50.85	47.59	51.53	42.54	49.49	50.12	49.49	50.12	49.49	50.12	49.49	50.12	49.49	50.12	49.49	50.12	49.49	50.12	49.49	50.12	
AL2O3	10.74	10.41	6.10	7.87	6.54	6.54	6.54	4.04	3.47	7.42	2.41	11.31	5.53	7.82	5.53	7.82	5.53	7.82	5.53	7.82	5.53	7.82	5.53	7.82	5.53	7.82	5.53	7.82	
TiO2	3.61	2.02	.66	.06	.38	.38	.38	0.00	.11	2.03	.14	1.97	1.10	.68	1.10	.68	1.10	.68	1.10	.68	1.10	.68	1.10	.68	1.10	.68	1.10	.68	
FE2O3	2.14	5.36	6.41	4.27	10.68	10.68	10.68	10.25	8.65	3.00	9.47	8.39	9.31	5.00	9.31	5.00	9.31	5.00	9.31	5.00	9.31	5.00	9.31	5.00	9.31	5.00	9.31	5.00	
FeO	10.66	6.58	14.56	16.91	10.94	10.94	10.98	13.02	13.84	11.75	5.23	3.57	2.28	4.13	2.28	4.13	2.28	4.13	2.28	4.13	2.28	4.13	2.28	4.13	2.28	4.13	2.28	4.13	
MnO	.18	.13	.27	.19	.31	.31	.31	.40	.45	.28	.34	.17	.18	.18	.18	.18	.18	.18	.18	.18	.18	.18	.18	.18	.18	.18	.18	.18	
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	.04	0.00	.09	0.00	.20	0.00	.20	0.00	.20	0.00	.20	0.00	.20	0.00	.20	0.00	.20	0.00	.20	
MgO	13.05	14.93	9.83	7.47	9.82	9.82	9.82	9.74	9.79	12.47	17.30	14.99	17.77	16.97	17.77	16.97	17.77	16.97	17.77	16.97	17.77	16.97	17.77	16.97	17.77	16.97	17.77	16.97	
CaO	11.40	11.67	9.99	8.05	8.80	8.80	8.80	7.97	7.87	11.11	12.15	11.32	11.30	11.54	11.30	11.54	11.30	11.54	11.30	11.54	11.30	11.54	11.30	11.54	11.30	11.54	11.30	11.54	
Na2O	2.94	2.67	2.11	3.05	2.07	2.07	2.07	2.79	2.83	1.61	.29	1.31	1.52	1.56	1.31	1.56	1.31	1.56	1.31	1.56	1.31	1.56	1.31	1.56	1.31	1.56	1.31	1.56	
K2O	.37	.05	.13	.02	.24	.24	.24	.19	.14	.16	0.00	.08	.13	.05	.08	.13	.05	.08	.13	.05	.08	.13	.05	.08	.13	.05	.08	.13	
SUMME	97.38	97.76	97.19	96.38	97.07	97.07	97.13	98.18	98.00	97.46	98.86	96.74	98.61	96.25	98.61	96.25	98.61	96.25	98.86	96.74	98.61	96.25	98.61	96.25	98.86	96.74	98.61	96.25	
MOLZAHLEN																													
[4]																													
SI4+	6.267	6.381	7.077	7.297	7.025	7.025	7.030	7.368	7.517	6.971	7.317	6.212	6.978	7.038	6.978	7.038	6.978	7.038	6.978	7.038	6.978	7.038	6.978	7.038	6.978	7.038	6.978	7.038	6.978
AL3+	1.733	1.619	.923	.703	.975	.975	.970	.632	.483	1.029	.403	1.788	.919	.962	.919	.962	.919	.962	.919	.962	.919	.962	.919	.962	.919	.962	.919	.962	
FE3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
SUMME	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
[6]																													
Mg2+	2.882	3.233	2.200	1.676	2.204	2.204	2.203	2.149	2.157	2.723	3.662	3.263	3.735	3.552	3.735	3.552	3.735	3.552	3.662	3.263	3.735	3.552	3.735	3.552	3.662	3.263	3.735	3.552	
Mn2+	.023	.016	.034	.024	.039	.039	.039	.050	.056	.035	.041	.021	.021	.021	.021	.021	.021	.021	.021	.021	.021	.021	.021	.021	.021	.021	.021	.021	
FE2+	1.313	.782	1.809	2.117	1.336	1.336	1.340	1.586	1.690	1.430	.549	.409	.243	.471	.243	.471	.243	.471	.549	.409	.243	.471	.243	.471	.549	.409	.243	.471	
FE3+	.238	.586	.725	.483	1.198	1.198	1.198	1.142	.962	.331	.733	.922	.884	.528	.884	.528	.884	.528	.733	.922	.884	.528	.884	.528	.733	.922	.884	.528	
AL3+	.142	.163	.157	.693	.174	.174	.178	.073	.122	.253	0.000	.158	0.000	.333	0.000	.333	0.000	.253	.122	.158	.158	0.000	.333	0.000	.253	.122	.158	.158	
Ti4+	.402	.221	.075	.007	.043	.043	.043	0.000	.012	.015	.015	.216	.117	.072	.015	.072	.015	.072	.015	.015	.216	.117	.072	.015	.072	.015	.072	.015	
CR3+	0.000	0.000	0.000	0.000	.007	.007	0.000	0.000	0.000	.005	0.000	.010	0.000	.022	0.000	.022	0.000	.005	.005	.010	.010	0.000	.022	0.000	.005	.010	.010	.022	
SUMME	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	
[8]																													
CA2+	1.810	1.816	1.607	1.298	1.405	1.405	1.404	1.264	1.247	1.744	1.849	1.771	1.707	1.736	1.707	1.736	1.707	1.849	1.744	1.771	1.707	1.736	1.707	1.849	1.744	1.771	1.707	1.736	
NA+	.183	.166	.374	.691	.566	.566	.567	.710	.732	.247	.080	.202	.267	.250	.267	.250	.267	.080	.247	.202	.267	.250	.267	.080	.247	.202	.267	.250	
FE2+	.007	.018	.019	.011	.028	.028	.028	.026	.022	.009	.071	.027	.026	.014	.026	.014	.026	.071	.009	.027	.026	.026	.014	.026	.071	.009	.027	.026	
SUMME	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
[12]																													
NA+	.662	.586	.241	.199	.032	.032	.031	.091	.080	.210	0.000	.452	.149	.175	.149	.175	.149	0.000	.210	.452	.149	.175	.149	.175	.149	0.000	.210	.452	
K+	.070	.009	.025	.004	.046	.046	.046	.036	.026	.030	0.000	.015	.023	.009	.023	.009	.023	0.000	.030	.015	.023	.023	.009	.023	0.000	.030	.015	.023	
SUMME	.73	.60	.27	.20	.08	.08	.08	.13	.11	.24	0.00	.47	.17	.18	.17	.18	.17	0.00	.24	.47	.17	.18	.17	.18	.17	0.00	.24	.47	

$$0.67 < Na_B < 1.34 \quad (Na+K)_A < 0.50$$



$$0.67 < Na_B < 1.34 \quad (Na+K)_A > 0.50$$

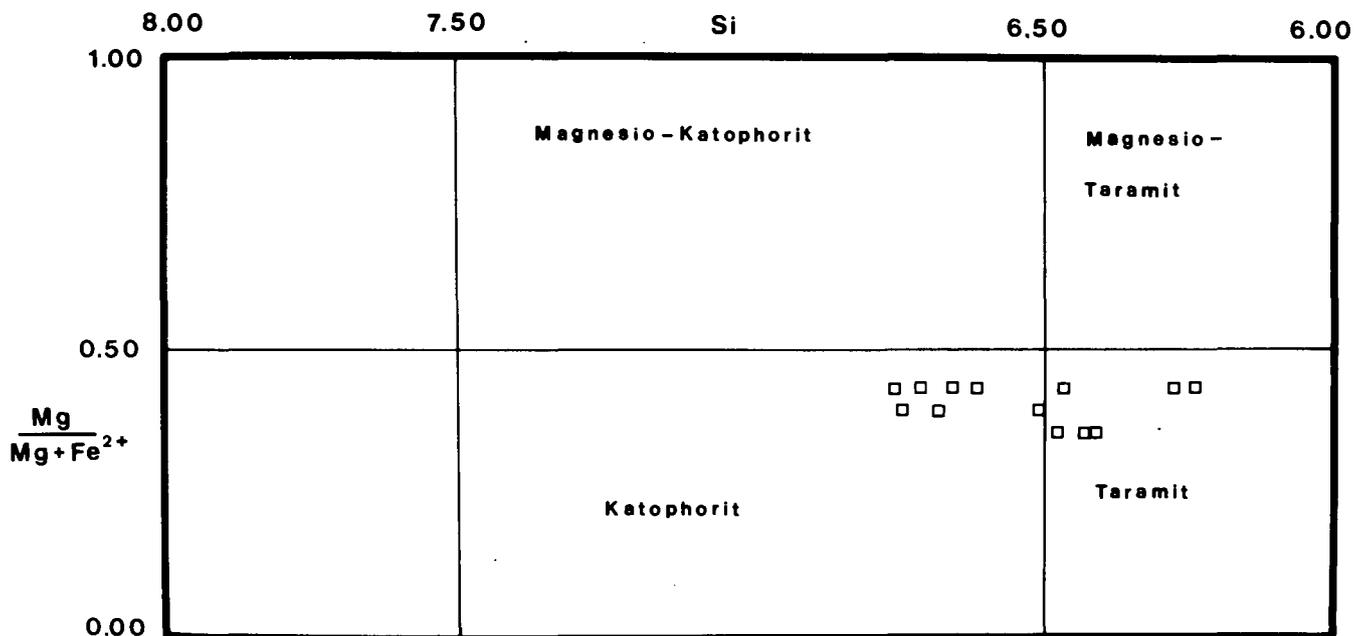


Abb. 11: Darstellung der Amphibolzusammensetzung nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) für $0,67 < Na_B < 1,34$ und $(Na+K)_A < 0,50$ sowie $(Na+K)_A \geq 0,50$.

■, □ = Ferrogabbros; ●, ○ = Grünschiefer; gefüllte Symbole Amphibolbildungen der ozeanischen Metamorphose, offene jene der Regionalmetamorphose.

Alkalipyroxen

Im nordwestlichen Teil des Fensters von Bernstein findet man dunkelgrüne Alkalipyroxene, die nach dem Einteilungsprinzip von BLACK (1974) einem Aegirinaugit (Abb. 12) entsprechen und nur mehr reliktsch erhalten geblieben sind. In weiterer Folge werden sie von riebeckitischen oder Mg-riebeckitischen Amphibolen, als

jüngste Bildungen, großflächig bzw. entlang von Spalt- rissen verdrängt (Abb. 13).

Im Aegirinaugit wurden Einschlüsse von Quarz, der im Gestein fehlt, nachgewiesen. Die Zusammensetzung der Alkalipyroxene (Tab. 7, RS 81/79, Abb. 12) zeigen Jadeitgehalte um 10 Mol.-% sowie eine Akmitkomponente von 65–50 Mol.-%.

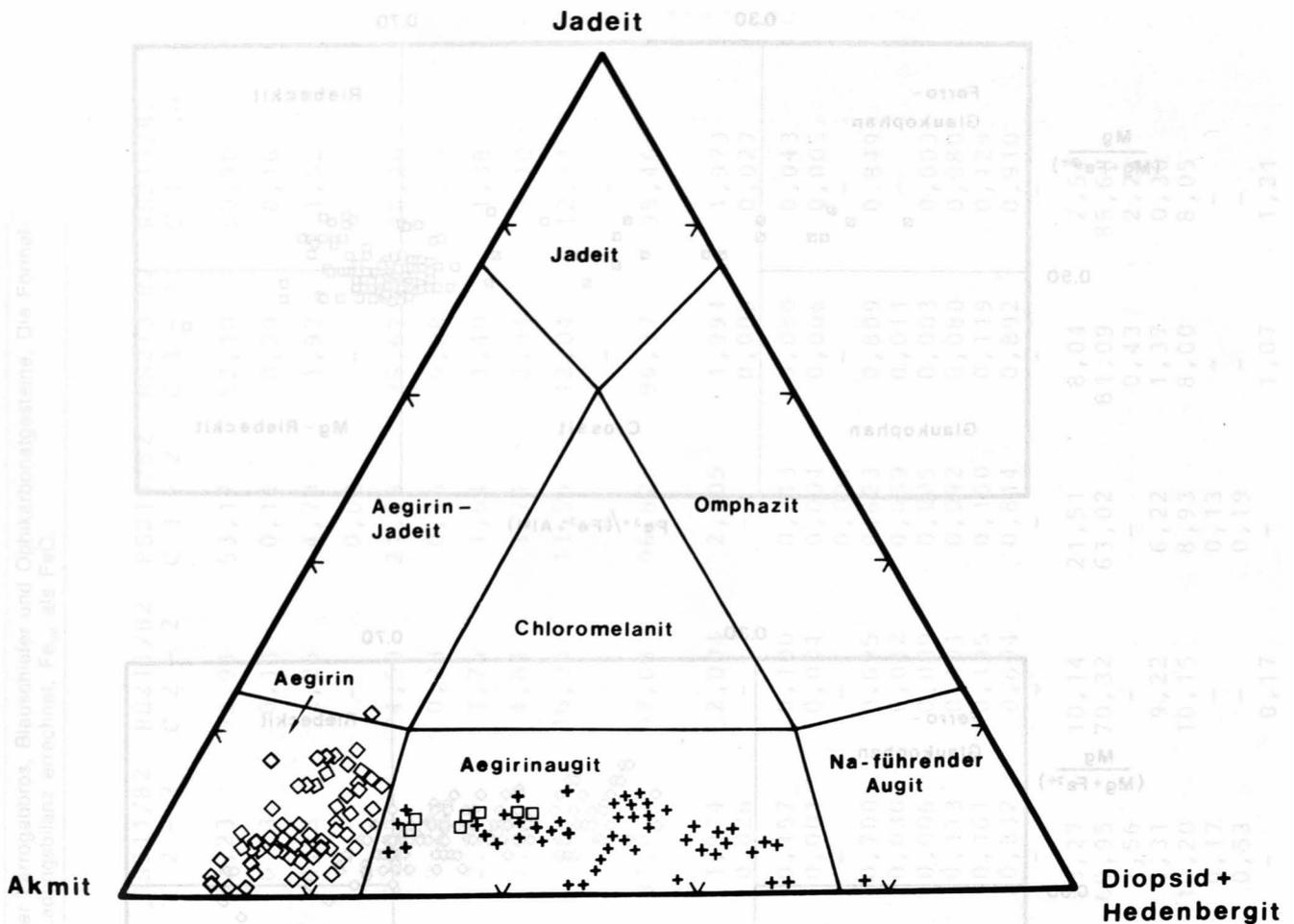


Abb. 12: Darstellung der Alkalipyroxene im Dreieck Jadeit – Akmit – Diopsid+Hedenbergit nach der Nomenklatur von BLACK (1974).

□ = Ferrogbabros; ◇ = Blauschiefer; + = Ophikarbonatgesteine.

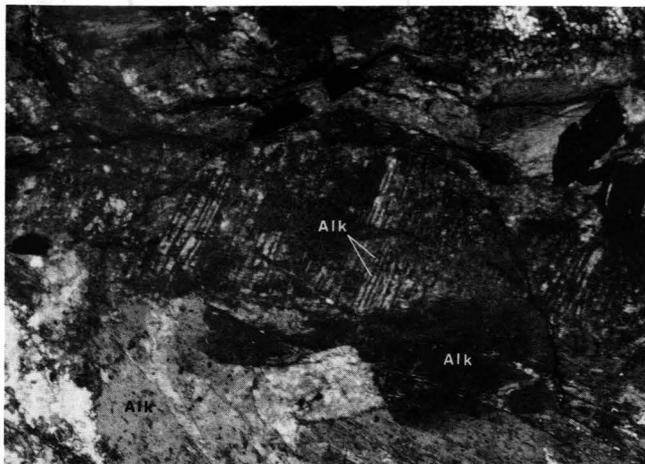


Abb. 13: Grüner Aegirinaugit wird am Rand und entlang der Spaltrisse durch dunkelblaue Alkali amphibole (Alk) mit der Zusammensetzung im Grenzbereich Riebeckit–Magnesioriebeckit verdrängt.

RS 175/81, Nicols ||, Bildbreite ca. 4,30 mm.
Ferrogbabro, Züggen, Bernsteiner Fenster.

Ferroglaukophan – Crossit

Im völlig rekristallisierten Gabbrokörper von Vasqueztes im Eisenberger Fenster (ungarischer Anteil) sind selten violette Alkali amphibolkerne in blaugrünen kataphoritischen bis taramitischen Amphibolen erhalten geblieben (KOLLER, 1980). Die Zusammensetzung der

reliktischen Alkali amphibole reicht vom Ferroglaukophan bis zum Crossit (Abb. 14a) und diese stellen aufgrund der Verdrängung durch die blaugrünen Amphibole Relikte eines älteren Ereignisses dar, diese Amphibole können mit dem Aegirinaugit zeitlich korreliert werden. Ansonsten sind crossitische Zusammensetzungen der Amphibole mit einem $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{VI}) > 0,65$ in den Ferrogbabros sehr selten (Abb. 14a).

Aktinolith

Dunkelgrüner Aktinolith stellt zusammen mit dunkelblauem Riebeckit die Amphibolphasen des letzten Metamorphoseereignisses dar. Der Aktinolith ist pleochroitisch von gelbgrün nach dunkelgrün, zeigt eine Si-Besetzung von 7,9–7,4 und ein mg von 0,65–0,50 und ist nach LEAKE (1978) als Aktinolith zu bezeichnen oder seltener als aktinolithische Hornblende anzusprechen (Abb. 8). Die Na-Gehalte der M_4 -Position liegen zwischen 0,2 und 0,4 (Tab. 4). Gelegentlich sind kontinuierliche Übergänge zu den Alkali amphibolen in Form von winchitischen Zusammensetzungen (Abb. 11; KOLLER, 1978) zu beobachten.

Riebeckit – Magnesioriebeckit

Gemeinsam mit den aktinolithischen Amphibolen sind die tiefblauen Alkali amphibole, riebeckitischer bis Mg-riebeckitischer Zusammensetzung, dem letzten Ereignis zuzuordnen (KOLLER, 1978; 1980). Die Zusammensetzung weist ein $Mg/Mg + Fe^{2+}$ von 0,4–0,6 und ein

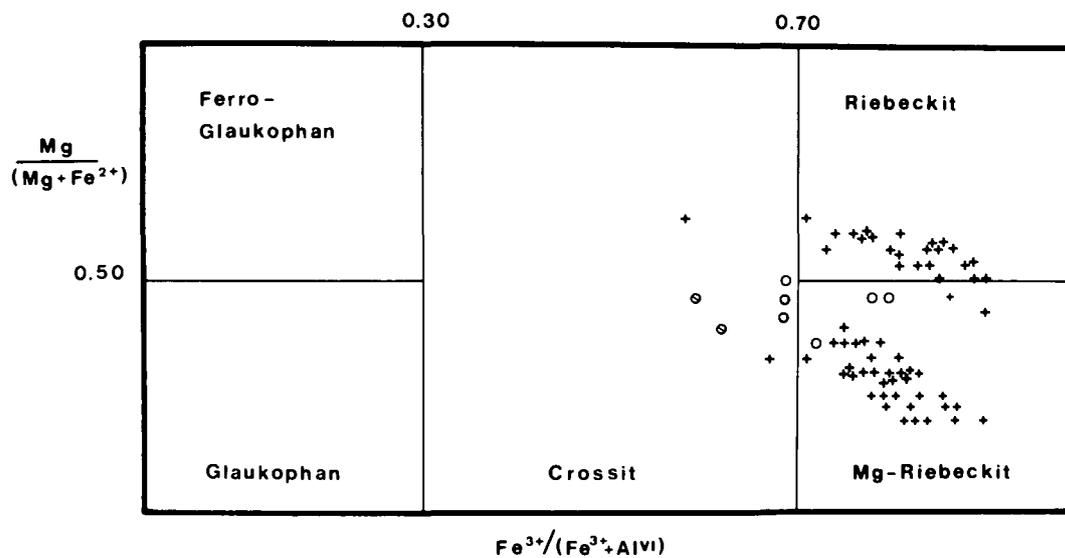
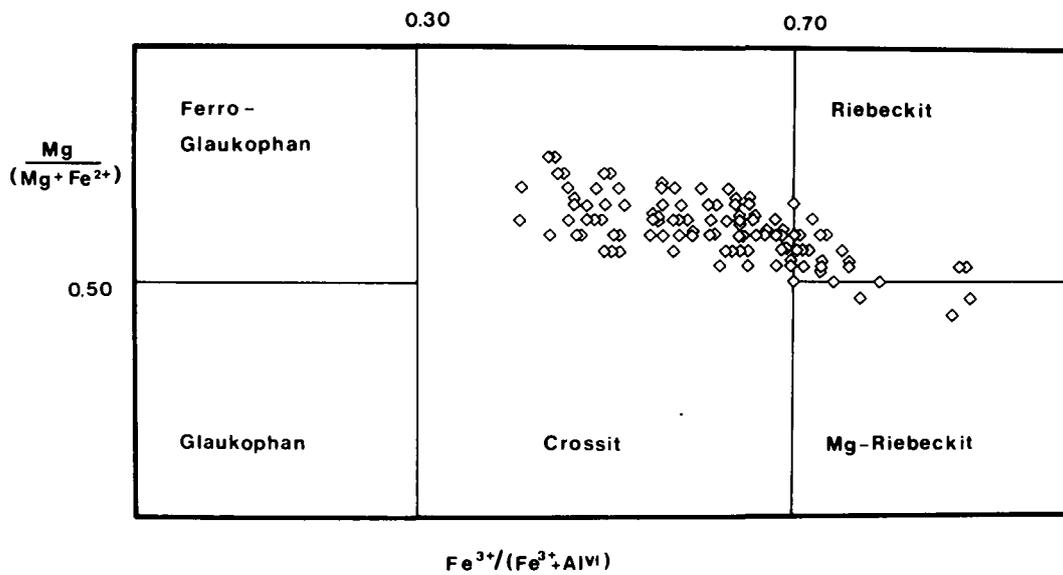
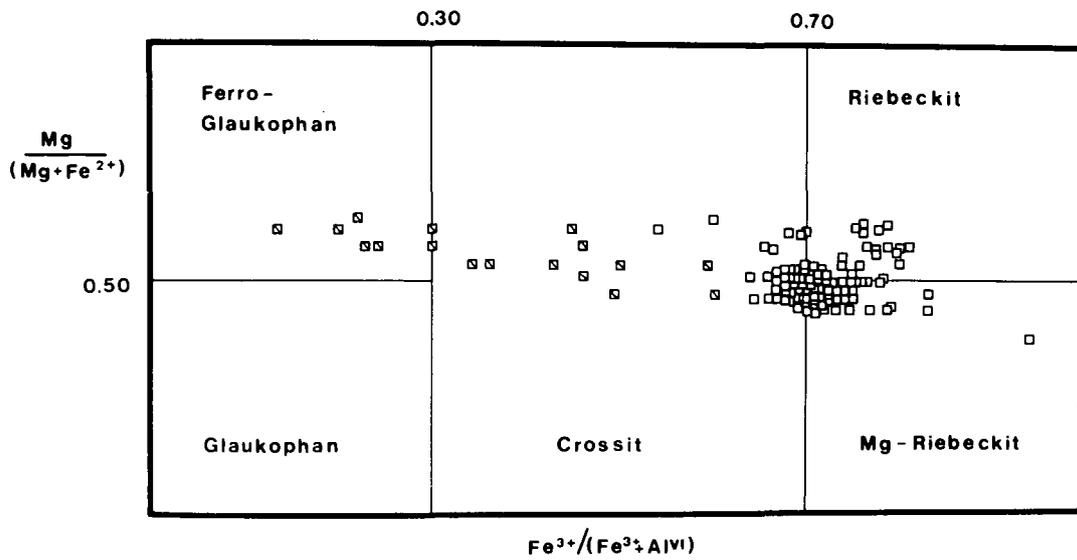


Abb. 14: Darstellung der Amphibolzusammensetzungen nach LEAKE (1978) für Alkali amphibole mit $(Na+K)_A < 0,50$. Oben Ferrogabbros (\square), Mitte Blauschiefer (\diamond), unten Grünschiefer (\circ) und Ophikarbonatgesteine (+); Symbole mit Schrägstrich stellen eindeutig zur altpalpidischen Hochdruckmetamorphose zuordenbare Alkali amphibole dar.

Tabelle 7: Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Alkalipyroxenen der Ferrogabbros, Blauschiefer und Ophikarbonatgesteine. Die Formelverrechnung erfolgte auf der Basis von 4 Kationen, Fe³⁺ aus der Ladungsbilanz errechnet, Fe_{tot} als FeO.

	Ferrogabbro		Blauschiefer									
	RS81/79 1 - 3	RS81/79 1 - 6	RS211/82 B 2 - 1	RS211/82 B 2 - 4	RS211/82 C 2 - 2	RS211/82 C 2 - 2	RS211/82 C 2 - 2	RS213/82 C 3 - 2	RS213/82 C 3 - 1	RS213/82 C 1 - 10		
SiO ₂	53,65	53,01	52,30	52,31	52,23	52,91	53,17	52,10	50,90			
TiO ₂	0,17	0,35	0,07	0,02	0,03	0,13	0,14	0,20	0,16			
Al ₂ O ₃	2,01	2,55	4,10	2,48	4,13	2,25	4,79	1,97	1,52			
Cr ₂ O ₃	0,02	-	-	-	-	-	0,02	-	-			
FeO	20,67	19,16	22,93	22,90	23,09	24,59	21,65	25,67	26,20			
MnO	0,38	0,39	0,13	0,27	0,20	0,28	0,15	0,08	0,09			
MgO	4,12	6,20	1,50	2,91	2,00	1,76	1,64	1,40	1,38			
CaO	6,21	9,28	3,40	5,72	3,97	4,81	3,71	2,91	3,10			
Na ₂ O	9,92	7,93	11,73	10,68	11,36	10,95	11,55	12,04	12,11			
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
	97,15	98,87	96,16	97,29	97,01	97,68	96,82	96,37	95,46			
Si IV	2,028	1,978	1,990	1,978	1,974	2,004	2,005	1,991	1,973			
Al IV	-	0,022	0,010	0,022	0,026	-	-	0,009	0,027			
Al VI	0,090	0,090	0,174	0,088	0,157	0,100	0,213	0,080	0,043			
Ti	0,005	0,010	0,002	0,001	0,001	0,004	0,004	0,006	0,005			
Cr	0,001	-	-	-	-	-	0,001	-	-			
Fe ^{III}	0,571	0,486	0,697	0,716	0,700	0,695	0,623	0,809	0,849			
Fe ^{II}	0,083	0,112	0,033	0,008	0,030	0,082	0,059	0,011	-			
Mn	0,012	0,012	0,004	0,009	0,006	0,009	0,005	0,003	0,003			
Mg	0,232	0,345	0,085	0,164	0,113	0,101	0,092	0,080	0,080			
Ca	0,252	0,371	0,139	0,232	0,161	0,195	0,150	0,119	0,129			
Na	0,727	0,574	0,865	0,783	0,832	0,804	0,844	0,892	0,910			
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
Jd	9,43	8,80	16,85	6,73	13,27	10,14	21,51	8,04	2,54			
Ac	60,11	48,57	69,70	71,56	69,95	70,32	63,02	81,09	85,68			
Ts	-	1,21	0,77	2,16	2,56	-	-	0,43	2,24			
Hd	7,69	9,52	3,76	1,68	3,31	9,22	6,22	1,37	0,30			
Di	18,78	26,37	8,51	16,40	10,20	10,15	8,93	8,00	8,05			
Fs	1,16	1,47	-	-	0,17	-	0,13	-	-			
En	2,83	4,06	-	-	0,53	-	0,19	-	-			
Wo	-	-	0,41	1,46	-	0,17	-	1,07	1,21			

Tabelle 7 (Fortsetzung).

	Ophikarbonatgesteine					
	RS6/77 2 - 4 M	RS6/77 2 - 4 R	RS8/77 B 1 - 5	RS8/77 B 1 - 3	RS225/82 2 - 6	RS225/82 2 - 5
SiO ₂	53,10	53,35	53,06	53,34	53,02	52,82
TiO ₂	-	-	0,08	-	-	0,04
Al ₂ O ₃	1,95	1,62	2,11	1,57	2,45	1,74
Cr ₂ O ₃	2,90	1,22	1,73	1,11	2,66	1,19
FeO	17,68	17,75	17,27	13,25	12,56	12,07
MnO	0,22	0,08	0,36	0,26	0,26	0,32
MgO	4,64	5,78	5,44	8,55	7,61	9,11
CaO	8,55	10,94	8,65	14,42	11,34	13,23
Na ₂ O	9,07	7,82	8,70	5,60	7,12	5,93
K ₂ O	-	0,03	0,03	0,04	-	-
	98,11	98,59	97,43	98,14	97,02	96,45
Si ^{IV}	1,998	2,000	2,002	2,003	2,000	2,002
Al ^{IV}	0,002	-	-	-	-	-
Al ^{VI}	0,084	0,072	0,094	0,069	0,109	0,078
Ti	-	-	0,002	-	-	0,001
Cr	0,086	0,036	0,052	0,033	0,079	0,036
Fe ^{III}	0,493	0,462	0,488	0,307	0,332	0,320
Fe ^{II}	0,063	0,094	0,057	0,109	0,064	0,062
Mn	0,007	0,003	0,012	0,008	0,008	0,010
Mg	0,260	0,323	0,306	0,479	0,428	0,515
Ca	0,345	0,440	0,350	0,580	0,458	0,537
Na	0,662	0,569	0,636	0,408	0,521	0,436
K	-	0,001	0,001	0,002	-	-
Jd	8,20	7,16	9,43	6,96	10,89	7,80
Ac	57,96	49,86	54,21	34,10	41,19	35,72
Ts	0,22	-	-	-	-	-
Hd	6,97	9,67	6,40	11,44	6,60	6,68
Dj	26,02	32,32	28,73	46,72	39,23	47,27
Fs	-	-	0,22	0,15	0,30	0,31
En	-	-	1,01	0,63	1,78	2,21
Wo	0,63	0,99	-	-	-	-

Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al^{VI}) von 0,65–0,90 auf mit einer Häufung im Grenzbereich Crossit – Riebeckit – Magnesioriebeckit (Abb. 14a). Die Ca-Gehalte der M₄-Position reichen von 0,2–0,3 und stiegen in den winchitischen Amphibolen an (Tab. 4). Die Alkali amphibole verdrängen meist gemeinsam mit Aktinolith die älteren mafischen Gemengteile (Klinopyroxene, Amphibole), wobei die Bildung der Alkali amphibole bevorzugt entlang von Spaltrissen und am Außenrand stattfindet (KOLLER, 1978), vermutlich auf Kosten eines Alkalipyroxens oder eines älteren glaukophanreicheren Amphibols. Mengenmäßig überwiegen bei den Alkali amphibolen der Ferrogabbros riebeckitische Zusammensetzungen.

Katophorit

Im Gabbro von Vareskeresztes, Eisenberger Fenster (ungarischer Anteil), ist als letzte mengenmäßig vorherrschende Bildung eine katophoritische bis taramiti-

sche, seltener edenitische Hornblende (Abb. 8, 11, Tab. 4) zu beobachten (KOLLER, 1980).

Epidot

Die Epidote der Ferrogabbros sind Fe-reich (Tab. 3), häufig zonar gebaut mit gelblichen pleochroitischen Kernen, seltener radialstrahlig angeordnet. Gegenüber den Epidot/Klinozoisit der normalen Gabbros sind Fe-Atome pro Formeleinheit von 0,7–1,0 (Abb. 7) festzustellen. Der Anteil an Epidot im Handstück kann stark variieren, morphologisch lassen sich oft zwei Generationen unterscheiden, die allerdings nicht unterschiedlich zusammengesetzt sind. In albitreichen Gabbrovarietäten ist eine feinkörnige Füllung im Feldspat mit einem Mineral der Epidotgruppe häufig. Charakteristisch sind auch bis 2 cm dicke Gangfüllungen meist aus monomineralischem Epidot bestehend. Diese zeigen eine Lösungsmobilität des Epidots während der metamorphen Überprägung an.

Chlorit

Der grünlich gefärbte Chlorit zeigt meist violette, selbener braune oder grau, anomale Interferenzfarben und koexistiert mit Amphibolen, Epidot und Albit. Nach Abb. 9 sind die untersuchten Chlorite Rhipidolithe oder Pyknochlorite (HEY, 1954) mit einem $(\text{Fe}_{\text{tot}})/(\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mg})$ -Verhältnis von 0,3–0,6. Die Variation kontrolliert und ändert sich bei relativ konstantem Al-Gehalt von 23–11 Gew.-% MgO und 13–33 Gew.-% FeO_{tot} .

Albit

Anstelle der alten Plagioklase findet sich heute die Paragenese Albit und Epidot, bei reichlicher Alkali-amphibolführung tritt der Feldspatanteil in den Hintergrund. Der Mittelwert der Plagioklaszusammensetzung liegt bei $\text{Ab}_{99,3}\text{An}_{0,5}\text{Or}_{0,2}$, reliktsche Plagioklase mit hoher Anorthitkomponente (EVREN, 1972) konnten nicht nachgewiesen werden. Die metasomatische Veränderung mancher Gabbros dokumentiert sich am sehr stark unterschiedlichen Gehalt an Albit, der im Extremfall aber auch vollständig fehlen kann.

Stilpnomelan

Häufiger Nebengemengteil in Form von spießigen, nadeligen, oft auch radialstrahligen Aggregaten, seltener findet man sie in Absonderungen. Der Stilpnomelan zeigt einen starken Pleochroismus von goldgelb nach rotbraun, somit ist eine Zuordnung zum Ferrostilpnomelan möglich. Dies steht mit den Analyseergebnissen (Tab. 8) gut im Einklang, da auch die hohen Si-Werte der Formelbilanz einen beträchtlichen Anteil an Fe^{3+} erwarten lassen. Die Stilpnomelane haben oft gemeinsame Korngrenzen mit Hämatit und Alkalipyroxen, sie können zur älteren regionalmetamorphen Paragenese zugeordnet werden. Stilpnomelan ist auch oft in den Epidotgängen anzutreffen.

Biotit

Biotit ist meist grünlich gefärbt, seltener bräunlich und fast immer unregelmäßig begrenzt. Er findet sich als Neubildung im Chlorit sowie innerhalb der mafischen Mineralgemenge. Biotit tritt auch in Stilpnomelan führenden Proben auf, ist aber immer von untergeordneter Bedeutung.

Titanomagnetit, Ilmenit

Sehr häufig und charakteristisch für die Ferrogabbros sind Formrelikte von Titanomagnetit und Ilmenit. Die Titanomagnetitpseudomorphosen bestehen heute aus einem orientierten Netzwerk von Titanit, dazwischen Fe-reicher Chlorit (KOLLER, 1978; p. 113). Die Titanitlamellen entsprechen den ehemaligen Ilmenitmischungs-lamellen im Titanomagnetit. Die Ilmenitpseudomorphosen bestehen aus massivem Titanit, seltener sind Kerne aus Hämatit und Rutil erhalten.

Titanit

Ein weitverbreiteter Gemengteil, der größte Teil der bis zu 7 Gew.-% TiO_2 (KOLLER, 1980) ist an Titanit, in Form von Leukoxen, gebunden, mit Gehalten von 0,5 bis 1,7 Gew.-% Al_2O_3 und von 0,3–2,5 Gew.-% FeO_{tot} .

Akzessorien

Häufige Akzessorien sind Apatit, Hämatit, idiomorphe Magnetitoktaeder, Rutil und Calcit, seltener sind Zirkon, Pyrit und Quarz als Einschluß im Aegirinaugit. Auf das Vorkommen von Vaskeresztes (Eisenberger Fenster, ungarischer Anteil) sind Montmorillonit-Non-

tronit-Pseudomorphosen (KOLLER, 1980) nach einer nicht identifizierten Mineralphase beschränkt. Hämatit tritt meist in Form von tafeligen Kristallen, die häufig Korrosionserscheinungen zeigen, mit Ilmenitkomponenten bis 8,5 Mol.-% auf. Der idiomorphe Magnetit ist jünger als Hämatit und üblicherweise stöchiometrisch reines Fe_3O_4 .

3.4. Blauschiefer (Ferrodiortite und Plagiogranite)

Unter der Bezeichnung Blauschiefer sind die hoch fraktionierten, albitreichen, sauren Differentiate mit dioritischer bis plagiogranitischer Zusammensetzung zusammengefaßt. Diese Gesteinsgruppe ist ausgezeichnet durch hohe Gehalte an inkompatiblen Elementen wie P_2O_5 , Zr, Y und den Seltenen Erdelementen (Kap. 7. u. 8.), der Mineralbestand besteht bevorzugt aus Albit und Alkali-amphibolen oder Alkalipyroxen. Die wichtigsten Vorkommen liegen im Rechnitzer und Bernsteiner Fenster (Abb. 1).

Im Gebiet westlich Glashütten bei Schlaining (Rechnitzer Fenster, Abb. 1) findet man zahlreiche kleine Linsen eines dichten und feinkörnigen Gesteins mit einer dunkelblauen Färbung mit homogenen und inhomogenen Bereichen. Der Mineralbestand der inhomogenen Gesteine besteht im wesentlichen aus dunkelblauen Alkali-amphibolen und Albit in wechselnden Mengen (KOLLER, 1979; KOLLER & PAHR, 1980; KOLLER & WIESENEDER, 1981). Die dichten, dunkelblauen Bereiche (Alkali-amphibole ≥ 70 Vol.-%, 20–30 Vol.-% Albit) werden sehr häufig von hellen, gelblichweißen Gängen, Schlieren und Linsen durchzogen, die zu über 90 Vol.-% aus Albit bestehen. Im Gegensatz dazu haben die homogenen Bereiche des meist mittelkörnigen blau-weiß gesprenkelten Gesteins annähernd gleiche Gehalte an Albit und Alkali-amphibolen.

Im Bereich des Schoberriegels, nordwestliches Bernsteiner Fenster (KOLLER & WIESENEDER, 1981) sind die Ferrogabbros durch Plagiogranitgänge durchschlagen, brecciert und teilweise kommt es zu metasomatischer Veränderung des Gabbros. Ähnliche Erscheinungsbilder beschreiben PALLISTER & HOPSEN (1981).

Nördlich Glashütten (Rechnitzer Fenster), bei Unterkohlstätten steht ein durch Albitgänge durchhärdertes Gestein mit eher dioritischer Zusammensetzung mit dem Mineralbestand Albit, ≈ 20 Gew.-% Hämatit und akzessorische Schichtsilikate an. Die geochemischen Untersuchungen an diesem Material (Kap. 7.–8.) haben aufgrund der hohen Gehalte an Zr, Y und P_2O_5 eine Zuordnung zu den Blauschiefern bestätigt. Innerhalb der Blauschiefer oder am Rand zu Chlorit- oder Grünschiefer kommt es zur Bildung von Stilpnomelanschiefern.

Alkalipyroxen

Selten sind in den Blauschiefern grün- oder braungefärbte Alkalipyroxene erhalten geblieben. Diese werden von den blauen Alkali-amphibolen umwachsen und verdrängt. Wie in Abb. 15 erkennbar, sind zwei scharf getrennte Generationen von Alkalipyroxen vorhanden. Die ältere ist bräunlich gefärbt und zeigt eine deutliche Trübung und beginnende Zersetzung sowie einen Zerfall in „Einzelaggregate“. Die Einschlüsse von Quarz sind häufig, die von Albit seltener. Die Zusammensetzung weist bis über 20 Mol.-% Jadeit, 65–70 Mol.-% Akmit und relativ geringe, 10–15 Mol.-% Anteile an Heden-

Tabelle 8: Ausgewählte Mikrosondenanalysen von Stilpnomelan, Biotit, Talk und Phengit aus den Ferrogabbros (RS 109/79 und RS 66/79), Blauschiefer (RS 224/82), Grünschiefern (RS 19/77, RS 11/77 und RS 12/77) und den Ophikarbonatgesteinen (RS 04/77 und RS 06/77). Fe_{tot} als FeO angegeben, Formelverrechnung auf der Basis von 11 O für Biotit und Talk und auf 36 O Stilpnomelan mit Fe_{tot} als FeO. Die Verrechnung der Phengite wurde ebenfalls auf der Basis von 11 O durchgeführt, aber mit Fe_{tot} als Fe_2O_3 , um die minimale Phengitkomponente zu erhalten.

	Stilpnomelan			Biotit		Talk
	RS19/77 1 - 12	RS19/77 1 - 11	RS109/79 1 - 8	RS11/77 1 - 9	RS66/79 3 - 5	RS224/82 1 - 8
SiO ₂	48,21	47,91	46,91	38,53	38,15	60,67
TiO ₂	-	-	0,06	0,86	1,05	0,01
Al ₂ O ₃	6,36	6,54	6,60	15,40	14,08	0,40
Cr ₂ O ₃	-	-	0,01	0,09	-	0,01
FeO _{tot}	23,73	24,94	26,16	15,84	17,83	3,40
MnO	1,48	1,37	0,92	0,41	0,22	0,11
MgO	9,33	8,46	7,66	13,71	11,89	28,10
CaO	0,26	0,24	0,47	0,25	0,25	0,02
Na ₂ O	-	-	-	0,03	-	0,05
K ₂ O	0,44	0,37	0,46	7,48	8,20	0,03
	89,81	89,83	89,25	92,60	91,67	92,80
Si	12,1172	12,1031	12,0228	2,9273	2,9743	3,9964
Al	-	-	-	1,0727	1,0257	0,0036
Al	1,8840	1,9472	1,9936	0,3062	0,2681	0,0275
Ti	-	-	0,0116	0,0491	0,0616	0,0005
Cr	-	-	0,0020	0,0054	-	0,0005
Fe	4,9880	5,2690	5,6071	1,0064	1,1625	0,1873
Mn	0,3151	0,2931	0,1997	0,0264	0,0145	0,0061
Mg	3,4959	3,1861	2,9267	1,5528	1,3819	2,7595
Ca	0,0700	0,0650	0,1291	0,0204	0,0209	0,0014
Na	-	-	-	0,0044	-	0,0064
K	0,1411	0,1192	0,1504	0,7249	0,8155	0,0025

	Phengit					
	RS12/77 1 - 8	RS224/82 1 - 5	RS04/77 1 - 2	RS04/77 2 - 8	RS06/77 2 - 11	RS06/77 2 - 10
SiO ₂	50,24	52,70	50,01	51,68	47,60	49,51
TiO ₂	-	0,11	0,16	-	-	0,07
Al ₂ O ₃	24,36	24,30	23,01	20,25	17,32	18,41
Cr ₂ O ₃	-	-	1,18	4,16	6,67	4,92
FeO _{tot}	4,56	5,30	8,14	6,79	8,09	6,47
MnO	-	0,03	-	-	-	-
MgO	3,83	4,30	2,77	3,32	3,32	3,90
CaO	-	0,01	0,03	0,13	0,14	-
Na ₂ O	0,10	0,14	0,12	0,07	0,10	0,08
K ₂ O	9,61	10,10	9,36	9,80	10,43	10,00
	92,70	96,99	94,78	96,20	93,67	93,36
Si	3,4283	3,4466	3,3791	3,5013	3,4203	3,4493
Al	0,5717	0,5534	0,6209	0,4987	0,5797	0,5507
Al	1,3874	1,3196	1,2116	1,1182	0,8870	0,9609
Ti	-	0,0054	0,0081	-	-	0,0037
Cr	-	-	0,0630	0,2228	0,3789	0,2710
Fe	0,2601	0,2898	0,4598	0,3846	0,4860	0,3769
Mn	-	0,0017	-	-	-	-
Mg	0,3896	0,4192	0,2790	0,3353	0,3556	0,4051
Ca	-	0,0007	0,0022	0,0094	0,0108	-
Na	0,0132	0,0178	0,0157	0,0092	0,0139	0,0108
K	0,8365	0,8426	0,8068	0,8460	0,9560	0,8887

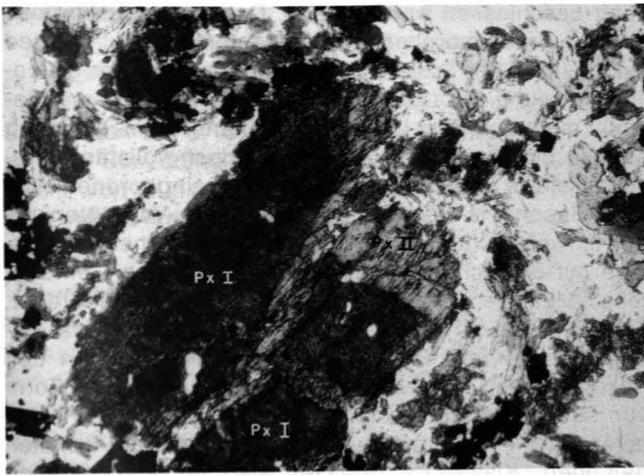


Abb. 15: Dunkelblaue, getrübte Alkalipyroxenkerne (PxI) mit höherer Jd-Komponente vom grünen, mit scharfer Grenze anwachsenden Rand (PxII) mit $Jd < 5 \text{ Mol.}\%$ umsäumt. RS 211/82, Nicols \parallel , Bildbreite ca. 1,55 mm. Blauschiefer, nordöstlich Glashütten bei Schlaining, Rechnitzer Fenster.

bergit und Diopsid (Abb. 12, Tab. 7) auf. Sie entsprechen der Zusammensetzung eines Aegirins (BLACK, 1974). Im zersetzten Bereich fällt die Jadeitkomponente unter 10 Mol.-%, daher sind in Abb. 12 die beiden Alkalipyroxengenerationen (Abb. 15) trotz unterschiedlicher Zusammensetzung nicht getrennt. Diese braunen Alkalipyroxene werden von dunkelblauen Alkali amphibolen korrodiert oder selten mit scharfer Grenze (Abb. 15) von einem grünen Aegirin mit der Zusammensetzung Jadeit $< 5 \text{ Mol.}\%$ und Akmit 85–90 Mol.-% umwachsen. Die grünen Aegirine sind klar und ungetrübt, sie zeigen keine Anwachssäume von Crossit, jedoch eine Reaktionsgrenze mit Korrosionsbuchten gegenüber Albit. Sie sind der jüngsten Paragenese zuzuordnen.

Alkali amphibole

Die Alkali amphibole sind mit einem Pleochroismus von dunkelblau bis blauviolett häufig idiomorph ausgebildet, größere Aggregate erscheinen fleckig gefärbt und zeigen eine Erz- und Titanitfüllung im Kernbereich und randliche Subkornbildung. Abbildung 16 zeigt ring-

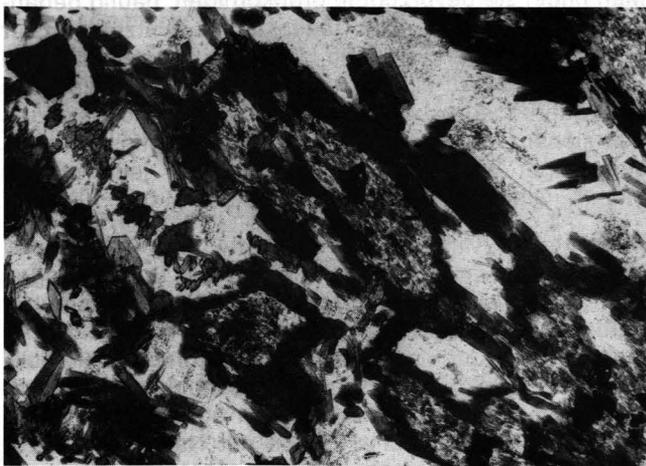


Abb. 16: Ringförmige Alkali amphibolgefüge mit idiomorphen Außenrändern (Subkornbildung) und Kernbereichen, die aus Albit, Riebeckit und wenig Epidot bestehen. RS 133/80, Nicols \parallel , Bildbreite ca. 1,55 mm. Blauschiefer, nordöstlich Glashütten bei Schlaining, Rechnitzer Fenster.

förmige Anordnungen von einem Alkali amphibolgefüge, der Kern besteht aus Albit, Riebeckit und wenig Epidot. Diese Texturen sprechen dafür, daß ein Alkali pyroxen das Ausgangsmaterial der Alkali amphibole darstellt, wobei der Albitanteil innerhalb der Ringe ein ungefähres Maß für die Jadeitkomponente widerspiegelt. Die Außenränder und die im angrenzenden Feldspat gesproßten Alkali amphibole sind idiomorph ausgebildet (Abb. 15 u. 16). Die Zusammensetzung der Amphibole reicht nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) vom Crossitfeld bis zu riebeckitischem Chemismus (Abb. 14b), wobei in Amphibolen, die um die Alkali pyroxene wachsen und im Zusammenhang mit den Ringstrukturen die Glaukophankomponente ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}} < 50 \text{ Mol.}\%$ ist).

In pyroxenfreien Paragenesen haben die idiomorphen, zonar gebauten Amphibole einen Kern mit einer Glaukophankomponente von $\approx 60 \text{ Mol.}\%$ (Tab. 4, RS 213/82, RS 264/77) und Ränder mit riebeckitischer, seltener Mg-riebeckitischer Zusammensetzung. Die Al-Gehalte variieren von 6,5–2 Gew.-% Al_2O_3 , die Ca-Werte steigen mit fallender Glaukophankomponente. Der überwiegende Teil der Amphibole weist ein relativ konstantes $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$ von 0,91–0,94 auf (KOLLER, 1979).

Albit

Die Einzelaggregate sind meist nur einfach verzwilligt, größere Individuen, die in scheinbarer porphyrischer Struktur auftreten, zeigen auch noch eine polysynthetische Verzwilligung nach dem Albitgesetz. Diese besitzen häufig einen mit Klinozoisit(?)-Nadelchen gefüllten Kern, der deutlich abgegrenzt ist und einen einschlußfreien Rand aufweist. Die großen, im Kern gefüllten Albite (bis 10 mm) zeigen manchmal ein sperriges Gefüge und Ähnlichkeit zu einer pseudoophitischen Textur. Die durchschnittliche Zusammensetzung beträgt $\text{Ab}_{99,0}\text{An}_{0,7}\text{Or}_{0,3}$. In den metasomatischen Gängen und Adern wird Albit zur dominierenden Mineralphase und erreicht Volumsanteile über 90 %.

Epidot

Epidot ist ein relativ seltener Nebengemengteil, der nur in chloritischen Lagen häufiger ist. Seine Zusammensetzung ist Fe-reich und Al-arm, ähnlich den Epidoten der Ferrogabbros, weist aber die höchsten Piemontitkomponenten um 2 Mol.-% auf (Tab. 3, Abb. 7). Geringe Gehalte an Seltenerdelementen wurden festgestellt.

Chlorit

Die von hellgrün nach dunkelgrün pleochroitischen Aggregate mit anomaler violetter Interferenzfarbe sind sehr häufig in Linsen angereichert und entsprechen nach der Nomenklatur von HEY (1954) einem Pyknochlorit (Tab. 5, Abb. 9). Ihre Zusammensetzung ist relativ unregelmäßig und schwankt auch innerhalb einer Probe deutlich, für MgO von 12–14 Gew.-%, für $\text{FeO}_{(\text{tot})}$ von 20–29 Gew.-%, für Al_2O_3 von 18–21 Gew.-% und für SiO_2 von 28–32 Gew.-%. In den Albitgängen sind manchmal Flecken von radialblättrigen, grüngefärbten Chloritaggregaten, die hin und wieder in grünen Biotit übergehen können.

Stilpnomelan

Der Stilpnomelan entspricht dem der Ferrogabbros, ist aber in den Blauschiefern innerhalb von chloritischen Linsen viel häufiger anzutreffen, bis zur Ausbil-

dung von Stilpnomelanschiefern. In den albitreichen Linsen und Gängen ist Stilpnomelan ebenfalls oft anzutreffen. Er besitzt mit Haematit gemeinsame, gut ausgebildete Korngrenzen, zu den Alkali amphibolen hin sind diffuse Korngrenzen und Verdrängungserscheinungen häufig.

Haematit

Haematit findet sich als leistenförmige Kristalle, die mit Stilpnomelan und Alkalipyroxen gemeinsame Korngrenzen aufweisen, jedoch nicht mit den Amphibolen. Außerdem ist Haematit häufig korrodiert und im letzten Metamorphoseereignis metastabil erhalten geblieben. Für die Zusammensetzung sind TiO_2 -Gehalte von 1,5–4,2 Gew.-% TiO_2 charakteristisch, dies entspricht einer Ilmenitkomponente von 3–8,5 Mol.-%, alle übrigen liegen meist unter 1 Mol.-%. Die durchschnittliche Zusammensetzung beträgt $\text{Hae}_{93,1}\text{Ilm}_{6,3}\text{Cor}_{0,6}$.

Magnetit

Magnetit tritt in Blauschiefern sehr häufig in Form von idiomorphen Oktaedern, die mit den Alkali amphibolen und mit Titanit koexistieren. Die durchschnittliche Magnetitkomponente beträgt 99,2 Mol.-%, bei sehr geringen Gehalten an Ti, Cr, Al und Mg. Der MnFe_2O_4 -Anteil liegt bei 0,6 Mol.-%.

Titanit

Titanit ist immer xenomorph ausgebildet und ein nie fehlender Nebengemengteil. Al_2O_3 -Gehalte von 1,2–2,5 Gew.-% und Fe-Gehalte von 1,3–2,5 Gew.-% $\text{FeO}_{(\text{tot})}$ sowie erhöhte Gehalte an SEE wurden festgestellt. Titanit ist sowohl dispers über das ganze Gestein verteilt, aber auch als Einschluß in den Silikatphasen vorhanden.

Akzessorien

Zirkon findet man in dieser Gesteinsgruppe relativ häufig in idiomorphen bis hypidiomorphen Kristallen mit 0,2 mm Durchmesser. Die einzelnen Individuen sind oft zerbrochen und durch metamorphe Mineralphasen getrennt. Da Zirkon von allen metamorphen Phasen eingeschlossen werden kann, ist anzunehmen, daß er älter als die metamorphen Paragenesen ist. Apatit ist entsprechend dem hohen P_2O_5 -Gehalt (Kap. 7.3.) in Form von idiomorphen Kristallen häufig anzutreffen. Mit der Mikrosonde wurden qualitativ erhöhte SEE-Gehalte festgestellt. Rutil und Pyrit sind selten, Calcit kann dispers verteilt sein. Biotit, meist grün, bildet sich anstelle von Chlorit, teilweise ist eine paketartige Verwachsung von Chlorit und Biotit zu beobachten. Quarz findet man innerhalb der braunen Alkalipyroxene zusammen mit Albit.

In dem Gestein mit dioritischer Zusammensetzung RS 224/82 findet man Mg-reichen Chlorit (Tab. 5), Mg- und Fe-reichen Phengit und Talk mit 3,4 Gew.-% $\text{FeO}_{(\text{tot})}$ (Tab. 8) als akzessorische Gemengteile in einem weitgehend oxidierten Milieu ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \gg \text{FeO}$).

3.5. Grünschiefer

Unter der Bezeichnung Grünschiefer sind alle grün gefärbten, meist massigen Gesteine mit der Paragenese Chlorit-Aktinolith-Epidot-Albit-Titanit zusammengefaßt, für die weder nach dem Geländebefund noch durch textuelle Informationen auf eine gabbroide Her-

kunft geschlossen werden kann. Daher entspricht diese Gruppe metamorphen Äquivalenten der "sheeted dykes"- und der "pillow lavas"-Sequenzen einer Ophiolitentwicklung (COLEMAN, 1977). Aufgrund der mehrfachen metamorphen Überprägung kann nicht eindeutig ausgeschlossen werden, daß nicht doch vollständig rekristallisierte gabbroide Anteile hier eingeordnet wurden. Besonders häufig sind feinkörnige Varietäten mit nur teilweise erkennbarer Bänderung, seltener grobkörnige mit deutlichem Lagenbau der mafischen Gemengteile. Massige Grünschiefertypen sind untergeordnet, eine Feldspat-phyrische Textur konnte nur zweimal beobachtet werden. Prämetamorphe Relikte sind in den Abkömmlingen von basaltischen Extrusiva nur in Form von seltenen Mineralformrelikten nachgewiesen, Pillowlaven oder Pillowbreccien wurden bisher nicht erhalten gefunden. Klastische Breccien sind in verschiedenen Aufschlüssen öfter anzutreffen. In den oberen Bereichen der Grünschiefereinheit ist eine Wechsellagerung und Verzahnung mit den Sedimentserien häufig. In die Grünschiefer sind immer wieder grobkörnige, Albit- und Epidot-reiche Gesteine eingelagert, die in Form von Lagen, Knollen und kleinen Linsen auftreten. Sie werden als Mobilisate während der ozeanischen Metamorphose gedeutet.

Hornblende

Bevorzugt in grobkörnigen Varietäten sind oft bräunlich oder grünlichgrau gefärbte Amphibole, die als Formrelikte nach uralitisierten Klinopyroxen gedeutet werden, vorhanden und im Kernbereich später gebildeter Amphibolphasen erhalten. Entsprechend ihrer Zusammensetzung können sie als braune Magneshornblenden sowie als grünliche aktinolithische Hornblenden (Abb. 8) oder als bläulichgrüne Barroisite (Abb. 11) angesprochen werden. Diese Amphibole (Tab. 6) besitzen stark unterschiedliche TiO_2 -Gehalte und aus der Formelbilanz lassen sich relativ hohe Fe^{3+} -Gehalte errechnen, daher werden sie in Analogie zu den Ferro-gabbros zur ozeanischen Metamorphose zugerechnet.

Alkali amphibol

Dunkelblaue, crossitische bis magnesioriebeckitische Amphibole sind in den Grünschiefern (Tab. 4) selten. Man findet sie bevorzugt in grobkörnigen, häufig gebänderten Grünschiefern im südlichen Rechnitzer Fenster relikthaltig erhalten, sie sind dort meist von Chlorit und Epidot geschützt, zusammen mit Stilpnomelan aber nie in Berührungsparagenesen mit Albit. Sie können zum Teil sicher zum älteren Regionalmetamorphoseereignis zugeordnet werden (Tab. 4), vor allem jene mit 40 Mol.-% Glaukophankomponente (Abb. 14c).

Winchit

Besonders am Rand der albitreichen Einlagerungen sind häufig zonargebaute Amphibole mit blaugrüner Färbung zu finden. Der blaue Farbton nimmt kontinuierlich zum Rand hin ab, oft sind auch fleckige Farbbereiche im Kern feststellbar. Die Zusammensetzung dieser Amphibolphasen (Tab. 4) zeigt höhere Na-Gehalte im Kern, wobei die M4-Position mit Na meist bis zur Hälfte gefüllt ist, und eine kontinuierliche Zunahme des Ca zum Rand hin beobachtbar ist (RS 11/77, RS 12/77). Nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) können diese Amphibolkerne als Winchite (Abb. 11) bezeichnet werden. Ein Hinweis auf eine Mischungslücke zwischen Aktinolith und Winchit fehlt in diesen Paragenesen.

Aktinolith

Aktinolith ist die häufigste und die dominierende Amphibolphase der Grünschiefer, in den feinkörnigen Varietäten die einzige. KOLLER (1979) gibt Na/Na + Ca-Quotienten um 0,10 an, bei einem Mg von 0,6–0,8 und eine Si-Besetzung > 7,50 (Abb. 8, Tab. 4). Die Farbe reicht von dunkelgrün bis blaßgrün und ist abhängig vom Mg/Fe-Verhältnis des Gesteins.

Chlorit

Auch die Chlorite der Grünschiefer sind vom Mg/Fe-Quotienten der Gesteinszusammensetzung kontrolliert, so sind sie in den normalen Metabasalten Fe-arme Rhipidolithe und in den Metaferrobasalten Fe-reichere Rhipidolithe (Abb. 9, Abb. 5). Ihre Farbe ist hellgrün bis dunkelgrün, sie sind pleochroitisch und zeigen anomale violette und seltener braune Interferenzfarben.

Epidot-Klinozoisit

Die Epidote sind sehr unterschiedlich zusammengesetzt (Abb. 7, Tab. 3). Sie variieren von fast reinem Klinozoisit bis zum Fe-reichen Epidot, bei dem ein Drittel des Al durch Fe³⁺ substituiert ist. Häufig ist ein starker Zonarbau zu beobachten, wobei um einen Kernbereich eine deutlich abgegrenzte ringförmige Zone Fe-reicher Zusammensetzung (Abb. 7) auftritt. Der anschließende Außenrand hat dann eine dem Kernbereich ähnliche Zusammensetzung (Abb. 7). Diese Fe-reiche Zone ist bereits optisch scharf begrenzt und entspricht einem idiomorphen Weiterwachsen bei geändertem Fe³⁺-Angebot ohne wesentliche Resorption des älteren Kernbereiches. Dieser Zonarbau und die Variabilität der Gesteinschemismen (Kap. 7.–8.) ist für den großen Streubereich der Epidotzusammensetzung in den Grünschiefern (Abb. 7) verantwortlich. Im Eisenberger Fenster (Steinbruch Burg) findet man hypidiomorph begrenzte und bis 1 cm große, dunkelpigmentierte Klinozoisitflecken als Pseudomorphosen nach einer älteren Mineralphase. Die Zusammensetzung dieser Flecken ist Fe-ärmer als die des Epidots des feinkörnigen Gesteins. Es handelt sich um Pseudomorphosen eines älteren Minerals. In Betracht kommen einerseits Pumpellyit, in Analogie zu den normalen Gabbros (Abb. 5), oder andererseits Lawsonit aus Vergleichsgründen zum Tauern Fenster (FRY, 1973; MILLER, 1977; HÖCK, 1983). In jüngster Zeit wurden rechteckig begrenzte, eindeutige Pseudomorphosen nach Lawsonit (FRY, 1983), die aber nur mehr aus einem xenomorphen Epidotpflaster bestehen, in einem Grünschiefer aus dem Rechnitzer Fenster nachgewiesen.

Albit

In den feinkörnigen Grünschiefern ist Albit sehr selten als Formrelikt der alten Plagioklase erhalten, in den grobkörnigen scheint es häufiger vorzukommen. Die mittlere Zusammensetzung entspricht Ab_{99,1}An_{0,4}Or_{0,5}. Aus den unterschiedlichen modalen Albitanteilen und aus den hohen Na-Gehalten der Grünschiefer ist ebenso wie in den gabbroiden Gesteinen eine Na-Zufuhr (Kap. 7.–8.) während der ozeanischen Metamorphose abzuleiten. In den grobkörnigen Linsen ist Albit zusammen mit Epidot der dominierende Mineralbestand.

Titanit

Feinkörniger Titanit ist ein nie fehlender Nebengemengteil, der abhängig vom Gesteinschemismus in wechselnder Menge auftritt.

Akzessorien

Die feinkörnigen Grünschiefer sind im Gegensatz zu den gebänderten, grobkörnigen relativ arm an Akzessorien. An Erzphasen sind Haematit mit mit Ti-Gehalten von 2–4 Gew.-% TiO₂ als ältere, oft korrodierte Oxidphasen und idiomorpher Magnetit als jüngere Phase nachgewiesen worden. Der Magnetit ist frei von Beimengungen an Ti, Cr, Al; Mn- und Mg-Gehalte sind im Bereich der Erfassungsgrenze. Calcit ist meist akzessorisch, nur in den Albit-Epidot-reichen Linsen ist er häufiger sowie im Verzahnungsbereich der Grünschiefer und Metasedimente kann er lagenweise auftreten. Stilpnomelan (Tab. 8) ist ebenso wie in den gabbroiden Gesteinen zusammen mit Haematit und Alkali amphibol vergesellschaftet und findet sich bevorzugt in den Fe-reichen, gebänderten Grünschiefern. Grüner oder grünbrauner Biotit ist ein häufiger akzessorischer Gemengteil, der sich manchmal auch paketweise im Chlorit bildet. Apatit, Zirkon, Turmalin und Rutil sind eher seltener. Manchmal findet man lagenweise einen phengitischen Hellglimmer (Tab. 8, RS 12/77) mit einer Si-Besetzung um 3,40 und mit beträchtlichen Fe- und Mg-Gehalten. In den Albit-Epidot-Linsen ist phengitischer Hellglimmer häufiger. Geringe Quarzgehalte sind jedoch seltener zu beobachten.

3.6. Ophikarbonatgesteine

Unter dem Begriff Ophikarbonatgesteine sind alle karbonatführenden Serpentintrandgesteine zusammengefaßt. Ein Teil dieser Ophikarbonatgesteine besteht aus brecciierten Ultramafititen, die in das Sedimentmaterial eingebettet waren und durch die alpine Orogenese tektonisch ausgewalzt wurden. Die silikatischen Mineralphasen finden sich dann in Form von Linsen und Lagen, die unregelmäßig in relativ grobspätige Karbonatgesteine eingelagert sind. Vorkommen sind vom Nordostrand des großen Serpentintrandes des Rechnitzer Fensters (Abb. 1) sowie von kleineren Vorkommen im Bereich der kleinen Plischa (Rechnitzer Fenster; PAHR, 1983) bekannt. Geochemisch zeichnen sich die Ophikarbonatgesteine durch hohe Gehalte an Cr und Ni (Kap. 7.5.) aus und sind durch ihren ungewöhnlichen Mineralbestand schon frühzeitig aufgefallen (HERITSCH, 1965; KOLLER, 1979; KOLLER & PAHR, 1980; HERITSCH, 1981).

Zusammenfassend können nun folgende Mineralassoziationen in Abhängigkeit von den tektonisch in die karbonatreichen Sedimente eingearbeiteten Ophiolitannteilen (a–d) beschrieben werden, wobei ein schlierig verteilter Mineralbestand auf teilweise erhaltene Texturen dieser alpidisch überprägten Breccien schließen läßt.

a) Ultramafitite

Calcit – Serpentin – Magnetit
Calcit – Serpentin – Tremolit ± Magnetit
Calcit – Talk – Chlorit

b) Chromitreiche Ultramafitite

Calcit – Cr-Andradit – Chromit – Haematit ± Aktinolith

c) Chromitreiche Ultramafitite in albitführenden Karbonatsedimenten, eventuell Na-Zufuhr

Calcit – Aegirinaugit – Magnesioriebeckit ± Cr-Epidot – Cr-Phengit ± Chromit – Haematit – Magnetit ± Stilpnomelan ± Chlorit

d) Gabbro

Calcit – Epidot – Chlorit – Albit – Phengit – Titanit

Auffallend ist, daß in allen diesen Karbonatgesteinen der Calcit sehr intensiv mit kleinen Haematitföckchen durchsetzt und teilweise rot gefärbt ist. In weiterer Folge wachsen idiomorphe Magnetitkristalle bis 5 mm Korngröße.

Calcit

Mit 85–70 Vol.-% ist Calcit das dominierende Mineral dieser Gesteine, er ist relativ grobkörnig ausgebildet und wächst über die Silikatphasen hinweg. Daraus läßt sich eine sehr späte Rekristallisation des Calcitgefüges ableiten. Die häufig rötliche oder bläuliche Farbe des Calcitanteiles der Ophikarbonate ist durch den feinverteilten Haematit oder durch Alkali amphibolnadeln verursacht. Die Gehalte an Mg, Fe und Mn sind gering, die Durchschnittsgehalte liegen bei 98,6 CaO₃, 0,8 FeCO₃, 0,1 MnCO₃ und 0,5 MgCO₃. Allerdings schwanken die FeCO₃-Gehalte von 0,4–1,1 und die MgCO₃-Gehalte von 0,2–1,3 Mol.-%. Das Mg/Fe-Verhältnis wird vom Pauschalchemismus kontrolliert; dieser liegt für die chloritreichen Ophikarbonatgesteine bei 2,5–1,0 und für die Magnetit- und alkali amphibolreichen Ophikarbonatgesteine bei 1,0–0,2.

Serpentin

In gerundeten Flecken findet man relativ unveränderte Serpentinitschollen in einem Calcitgefüge eingebettet. Wie in den serpentinierten Ultramafiten ist mikroskopisch Chrysotil nachgewiesen. Der Zeitpunkt der Serpentinisierung in Relation zur Bildung der Ophikarbonatgesteine läßt sich aus dem Gefügebild nicht ableiten.

Chlorit

Chlorit findet man bevorzugt in Linsen; er ist nach seiner Zusammensetzung (Tab. 5) ein Klinochlor (Abb. 9), teilweise sind höhere Ni-Gehalte beobachtet worden. In manchen Ophikarbonatgesteinen umschließt der Klinochlor idiomorphe Aegerinaugite, die keine Amphibolneubildung aufweisen.

Aegerinaugit

In einem Teil der Ophikarbonatgesteine sind grüne Alkalipyroxene sehr häufig, die idiomorph innerhalb der Silikatlinsen zu finden sind oder als xenomorphe Netzwerke innerhalb der Karbonatmatrix auftreten. Sind sie von Chlorit oder Phengit umhüllt, so fehlt eine Amphibolbildung manchmal. In den meisten Fällen zeigen die grünen Pyroxene ein Reaktionsgefüge und eine beginnende Umwandlung zu idiomorphen dunkelblauen Amphibolen, die auch faserig ausgebildet sein können. Eine Koexistenz mit Quarz und Albit konnte nicht festgestellt werden. Die Gehalte an Jadeit sind üblicherweise gering und reichen von 12–4 Mol.-% Jd, meist läßt sich ein Zonarbau mit höherem Jadeitanteil im Kern feststellen. Wesentlich deutlicher ist dieser Zonarbau an der Akmit-Komponente, die von 65 im Kern bis zu 30 Mol.-% am Rand reicht, nachzuweisen (Abb. 12). Zum Rand hin steigt sowohl die Diopsidkomponente als auch in den meisten Fällen der Hedenbergitanteil (Tab. 7). In den Alkalipyroxenen sind aber noch beträchtliche Cr-Gehalte bis 4 Gew.-% Cr₂O₃, dies würde einer Ureyitkomponente bis 6 Mol.-% entsprechen, sowie Ni-Gehalte bis 0,5 Gew.-% NiO feststellbar. Meist nimmt Cr und Ni analog zum Zonarbau vom Kern zum Rand ab, jedoch sind die Cr- und Ni-Gehalte in den ein-

zelnen Pyroxenindividuen stark unterschiedlich, einzelne können sogar frei von Cr und Ni sein. Diese inhomogene Verteilung der Cr- und Ni-Gehalte in den Pyroxenen ist einerseits in der lokalen Verteilung und im Erhaltungszustand des reliktschen Chromits und andererseits im Einbau in andere Mineralphasen wie Chlorit und Phengit begründet.

Alkali amphibole

Dunkelblaue Amphibole findet man in den Na-hältigen Ophikarbonatgesteinen sowohl als feinkörnige Büschel und Aggregate um die grünen Aegerinaugite als auch als gut ausgebildete Nadeln im Calcit. Diese idiomorphen Nadeln wachsen über die Korngrenzen von Calcit hinweg und zeigen sehr häufig eine rupturale Deformation. Aktinolithreiche Anwachssäume wurden bisher nicht beobachtet, der einzige nachweisbare Zonarbau ist eine Abnahme der Glaukophankomponente zum Rand hin. Einzelne Kernbereiche können crossitische Zusammensetzung aufweisen, ansonsten sind die mit Alkalipyroxen vergesellschafteten Amphibole Magnesioriebeckite, in den Aegerinaugit-freien Paragenesen sind riebeckitische Zusammensetzungen üblich (Abb. 14c). Charakteristisch für die Alkali amphibole der Ophikarbonatgesteine sind stark schwankende Cr-Gehalte (Tab. 4). Schon HERITSCH (1965, 1981) beschreibt diese inhomogen verteilten Cr-Gehalte, die bis 0,7 Gew.-% Cr₂O₃ reichen können. Ursache der ungleichmäßigen Verteilung ist die Bildung der Alkali amphibole aus älteren Mineralphasen in Form von Verdrängungsreaktionen, wobei bereits die Aegerinaugite unregelmäßige Cr-Gehalte aufweisen und sehr häufig reliktsche Cr-Spinelle als Einschlüsse, teilweise auch als feinen Erzstaub, enthalten.

Aktinolith

In Na-armen oder Na-freien Ophikarbonatgesteinen werden die Alkali amphibole durch Mg-reichen Aktinolith (Abb. 8) vertreten, in dem manchmal bläulich gefärbte Kerne beobachtet werden können. Die Aktinolith bilden meist idiomorphe, nadelige Kristalle, die lokal sehr reichlich vorhanden sind.

Phengit

Neben Chlorit ist auch ein Phengit mit einem Pleochroismus von blaßgrün nach gelbgrün ein häufiger Bestandteil, der jedoch nicht mit Serpentin koexistiert. Sein Verbreitungsbereich beschränkt sich auf die Alkalipyroxen- und Alkali amphibol-führenden Ophikarbonatgesteine. Diese, meist intensiv grün gefärbten Hellglimmer besitzen Cr-, Fe- und Mg-Gehalte von 1,2–6,7 Gew.-% Cr₂O₃, 5,4–8,4 Gew.-% FeO (Fe_{tot} als FeO verrechnet) und 2,6–5,1 Gew.-% MgO, bei gleichzeitig sehr niederen Al₂O₃-Gehalten von 17,3–23,0 Gew.-% Al₂O₃. In Tabelle 8 sind nur einige ausgewählte Beispiele angegeben. verrechnet man diese hohen Fe-Gehalte als Fe³⁺, so läßt sich eine minimale Phengitkomponente mit einer Si-Besetzung von 3,4 errechnen (Tab. 8), die mit den Anteilen von Fe²⁺ nur steigen kann. Gleichzeitig ist für die Oktaederposition eine Al-Besetzung von nur 45–60 Mol.-% festzustellen.

Epidot

Neben den grünen, Cr-reichen Phengiten sind noch idiomorphe bis hypidiomorphe, intensiv gefärbte Epidotkristalle mit einem Pleochroismus von hellgelb nach gelbbraun zu finden, die mit Aegerinaugit, Cr-Phengit und Chlorit in Berührungsparagenese auftreten. Es wur-

den Cr-Gehalte bis 4 Gew.-% Cr_2O_3 (Tab. 3) festgestellt, da die Einzelindividuen relativ selten sind und einen Zonarbau mit Cr-reichen Kernen aufweisen, könnten noch höhere Gehalte möglich sein. Die Al-Gehalte liegen zwischen 1,7–1,9 Al/Formeleinheit (Abb. 7), wobei die Fe-Werte relativ konstant sind und eine Substitution Cr-Al zu beobachten ist.

Andradit

In Na-freien Paragenesen wurden um reliktsch erhaltenem Cr-Al-Spinell sowie innerhalb von Chloritlinsen rundliche Granataggregate mit gelbgrüner Eigenfarbe festgestellt. Sie stellen gepanzerte Relikte innerhalb von Chlorit dar, eine Berührungsparagenese mit Calcit und mit den darin enthaltenen Silikaten wurde nicht beobachtet. Die Zusammensetzung dieser Granate zeigt eine Andraditkomponente von 88–60 Mol.-% und eine Uvarowitkomponente von 7–25 Mol.-% sowie Grossular 8–2 Mol.-% und Spessartin 8–1 Mol.-%. In Abbildung 17 sind diese Granate im Dreieck Grossular – Andradit – Uvarowit dargestellt, der Zonarbau weist Uvarowit- und Spessartin-reiche Kerne sowie Andradit-reiche Ränder auf. Die Grossularanteile bleiben relativ gering. Zusätzlich ist auch noch das von GANGULY (1976) errechnete, theoretische Stabilitätsmodell im System Grossular – Uvarowit – Andradit mit seinen, auf ein spinoidales Mischungsmodell bezogenen Isothermen eingetragen. Daraus würden sich für die Cr-reichen Kerne relativ hohe Minimalbildungstemperaturen ableiten.

Albit

Relativ selten wurde in den Alkalipyroxen- oder Alkali-amphibol-führenden Ophikarbonatgesteinen Albit nachgewiesen in Form von kleinen korrodierten Flecken im Calcit. Seine durchschnittliche Zusammensetzung liegt bei $\text{Ab}_{98,9}\text{An}_{0,6}\text{Or}_{0,5}$.

Chromit

Reliktisch erhaltene Chromite sind bisher nur in den Ophikarbonatgesteinen gefunden worden. Die Kerne sind rotbraun gefärbt und entsprechen einem Al-reichen Chromit (Abb. 18) mit einem $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ (berechnet)-Quotient von 0,16 der randlich in einen breiten schwarzen Spinell übergeht. Während die rotbraunen Kerne sehr selten sind, so sind die Fe^{3+} -reichen Randbereiche, die auch weitgehend Mg-frei sind, häufiger, und sie zeigen eine relativ kontinuierliche Cr-Abnahme zum Rand hin (Abb. 18). Die Zusammensetzung des äußersten Randes nähert sich einem Magnetit. Nach BLISS & MCLEAN (1975) stellt der untersuchte Chromitkern einen Ferritchromit dar, der durchaus mit Chromiten aus alpinotypen Peridotiten vergleichbar ist, und entspricht nach HERBERT (1982) einem Chromit aus ultramafischen Kumulaten.

Haematit

Sehr häufig wird der Calcit durch feinste Täfelchen, die als Haematit interpretiert werden, rötlich gefärbt. Paragenetisch mit Alkalipyroxen vergesellschaftet sind tafelige, häufig korrodierte Haematite, die einen gerin-

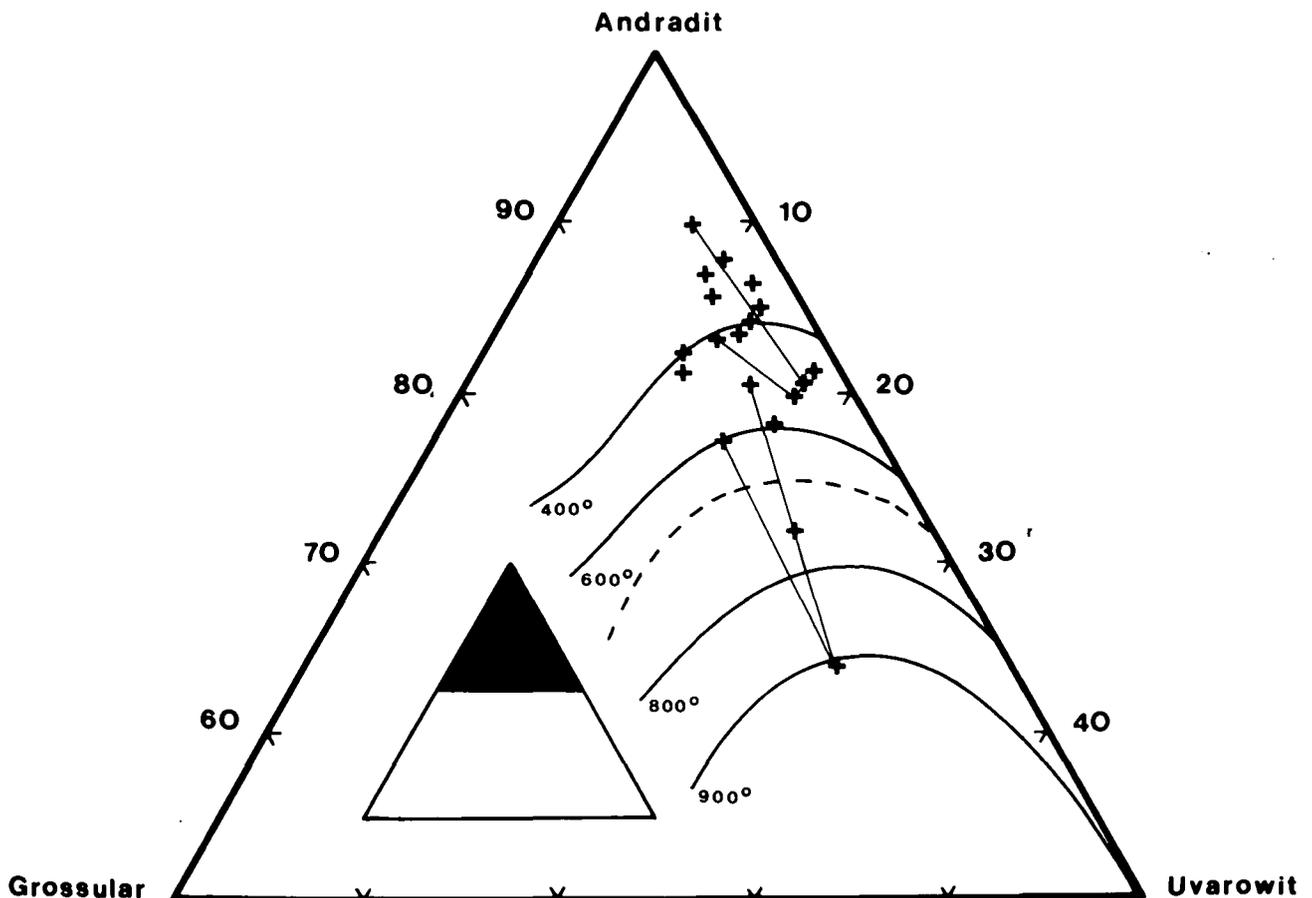


Abb. 17: Darstellung der Cr-Andraditanalysen aus den Ophikarbonatgesteinen im Dreieck Andradit – Grossular – Uvarowit (Symbole +), zusätzlich sind noch die von GANGULY (1976) für ein spinoidales Mischungsmodell berechneten Stabilitätskurven eingetragen. Die strichlierte Linie stellt die Solvuskurve bei 800°C dar.

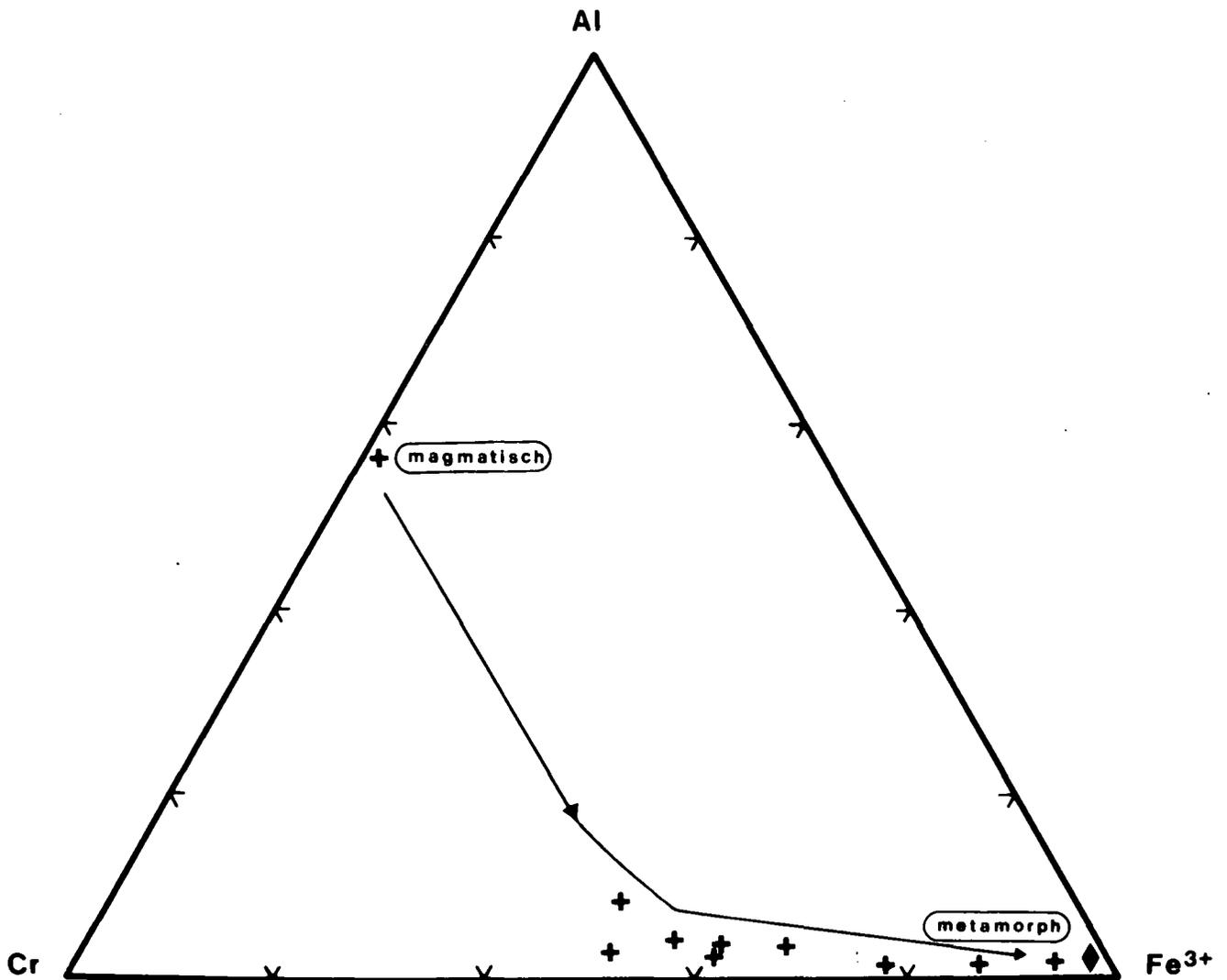


Abb. 18: Darstellung der Spinellzusammensetzungen aus den Ophikarbonatgesteinen (Symbole +) im Dreieck Al - Cr - Fe³⁺. Der Anteil des Fe³⁺ wurde aus Formelverrechnungen für einen idealen Spinell abgeleitet. Die Entwicklung vom magmatischen Cr-Al-Spinell zum Magnetit ist durch einen Pfeil gekennzeichnet. Die durchschnittlichen Magnetitzusammensetzungen der Ferro-gabbros, Blau- und Grünschiefer ist durch das Symbol ◆ gekennzeichnet.

gen Ilmenitanteil aufweisen. Neben Ti-Gehalt bis 0,2 Gew.-% TiO₂ sind auch noch Cr-Gehalte bis 0,3 Gew.-% Cr₂O₃ festgestellt worden.

Magnetit

Vor allem im Silikat-armen Ophikarbonatgestein sind idiomorphe Oktaeder bis 5 mm Größe sehr häufig. Der Zusammensetzung nach sind dies reine Magnetite, die frei von Ti, Cr, Mg und Mn sind.

Akzessorien

Neben Chlorit und Serpentin treten noch akzessorisch blättrige Aggregate von Stilpnomelan, in einem einzigen Fall auch Biotit auf. In einzelnen Fällen ist auch noch Talk zu beobachten. Titanit fehlt fast vollständig, bedingt durch sehr geringe TiO₂-Gehalte (Kap. 7.5.).

3.7. Metamorphe Sedimente

Dies sind die metamorphen Äquivalente der ozeanischen Sedimente, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll. KOLLER & PAHR (1980) sowie KOLLER &

WIESENER (1981) geben Phyllite, Graphitphyllite, Quarzite, Kalkphyllite, Marmore, Rauhwacken und Konglomerate sowie sehr selten Radiolaritabkömmlinge an. Der Mineralbestand dieser Gesteine besteht aus wechselnden Mengen von Quarz, Phengit, Chlorit und Calcit sowie geringen Mengen von Albit und Graphit. Als akzessorische Gemengteile kann man Paragonit, Epidot, Turmalin, Titanit und Pyrit angeben.

4. Magmatische Entwicklung

Bevor man auf die Bildungsbedingungen der metamorphen Paragenesen eingeht, erscheint es sinnvoll, die spärlich erhalten gebliebenen Informationen aus den magmatischen Relikten zu diskutieren. Die Ultramafite sind nach ihrer Zusammensetzung Peridotite, es liegen meist harzburgitische Chemismen vor (EVREN, 1972). Dies ist aber nur dann gültig, wenn während der Serpentinisierung keine größere Ca-Abfuhr erfolgte. Am Rand der Serpentinikörper wurden Hinweise auf ultramafische Kumulate gefunden. Die Zusammensetzung

der Cr-Spinellrelikte (Abb. 18) aus den Ophikarbonatgesteinen bestätigt nach HEBERT (1982) die Existenz ultramafischer Kumulate im Ophiolitkomplex der Rechnitzer Serie.

Ein Entwicklungstrend entsprechend einer fraktionierten Kristallisation (COLEMAN, 1977) läßt sich an den gabbroiden Gesteinen aus den geochemischen Untersuchungen (Kap. 7.–8.) ableiten. Dieser reicht von den normalen Gabbros über die Ferrogabbros bis zu den mengenmäßig untergeordneten Vorkommen von dioritischen bis plagiogranitischen Magmen. Nach LINDSLEY (1973) läßt sich aus dem Ca-Gehalt der magmatischen Klinopyroxene (Abb. 3, Tab. 1) eine Minimaltemperatur für eine Äquilibrierung nach der Entmischung der primären Pyroxenzusammensetzungen errechnen, daher kann man für die Pyroxenrelikte der normalen Gabbros ein T_{\min} von 900–800°C und für die Ferrogabbros ein T_{\min} um 800°C ableiten. Die f_{O_2} -Bedingungen entsprechen zumindest im Bereich der Ferrogabbros denen der Ulvospinellkomponente der Titanomagnetite.

In den metamorphen Vulkaniten sind bisher nur Formrelikte nach Pyroxen, selten nach Plagioklas festgestellt worden. Erhaltene Texturen von Pillows und Pillowbreccien wurden bisher nicht gefunden, klastische Breccien sind jedoch bekannt. Aus den geochemischen Untersuchungen (Kap. 7.–8.) ist ableitbar, daß die Grünschiefer einer Ozeanbodenbasaltentwicklung entsprechen.

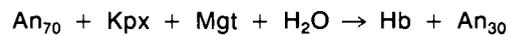
5. Metamorphoseentwicklung

5.1. Ozeanische Metamorphose

Bevorzugt in den grobkörnigen Grünschiefern und in den Metagabbros sind selten hochtemperiert gebildete

Mineralphasen erhalten, die mit den Bedingungen der alpidischen Metamorphose nicht im Einklang stehen. Hierher gehören, wie in Tab. 9 zusammengefaßt, vor allem Amphibolneubildungen wie Barroisit, Pargasit und Magnesiohornblende (Tab. 6, Abb. 8 und 11), die eine ähnliche Zusammensetzung aufweisen wie jene, die aus hydrothermal veränderten Ozeanbodenbasalten beschrieben werden. Daher werden diese Amphibolbildungen aufgrund der Arbeiten an rezenten Vorkommen ozeanischer Kruste zur ozeanischen Metamorphose gestellt (ITO & ANDERSON, 1983; SIVELL & WATERHOUSE, 1984). In Verbindung mit den hydrothermalen Prozessen am mittelozeanischen Rücken selbst und auch in der ozeanischen Kruste ist eine Uralitisierung der Klinopyroxene sowie die Neubildung von (OH)-haltigen Mineralphasen weit verbreitet (SPOONER & FYFE, 1973; LIU & ERNST, 1979). Scherungsbahnen aufgrund tektonischer Vorgänge und Zufuhr von überhitztem Wasser im Zusammenhang mit den Konvektionsströmungen innerhalb des Riftsystems fördert eine sehr lokal verbreitete, thermisch betonte metamorphe Überprägung bei niedrigem Druck.

Ein geringer Teil der braunen Magnesiohornblende und die Ti-reicheren Pargasite könnten (Tab. 6) noch spätmagmatische Subsolidus-Bildungen darstellen (KOLLER, 1980). Für die meisten dieser braunen, braungrünen oder bläulichgrünen Amphibolphasen mit barroisitischen, pargasitischen oder hornblenditischen Zusammensetzungen ist nach SIVELL & WATERHOUSE (1984) eine metamorphe Überprägung, die von der Amphibolitfazies bis zur Grünschieferfazies reichen kann, anzunehmen. Die Bildung dieser Hornblendephase erfolgt nach Reaktionen wie



bei Temperaturen von 750–500°C, die Paragneise Akti-

Tabelle 9: Schematische Zusammenstellung der Mineralassoziationen und Zuordnung zu den Bildungsereignissen für den Ophiolitkomplex der Rechnitzer Serie.

	Magmatische Relikte	Ozeanische Metamorphose	Altalpidische Metamorphose	Jungalpidische Metamorphose
		<750°C – ?, ≤1 Kb Oxidation, Metasomatose (Na, Ca), Deformation	330–370°C, 6–8 Kb ≤65 ± 5 ma* Deformation	390–430°C, ≤3 Kb 19–22 ma* Deformation, Reduktion
Ultramafitite				
Lherzolith, Harzburgit Pyroxenit?	Formrelikte (Opx, Sp) Kpx, Formrelikte (Opx)	1. Serpentinisierung	2. Serpentinisierung	Chrysotil, Lizardit, Chlorit, Antigorit, Diopsid, Talk, ± Tremolit, ± Magnetit
Gabbros				
Normale Gabbros	Kpx	(Magnesiohornblende)	Mg-Pumpellyit, (Aktinolith, Chlorit, Albit)	Aktinolith, Klinozoisit/Hydro- grossular, Chlorit, Albit
Ferrogabbro	Kpx, Formrelikte (Ilm, Mgt)	Magnesiohornblende, Barroisit, Pargasit	Aegirinaugit/Ferroglauko- phan-Crossit/Winchit, Stilpnomelan, Haematit/ Magnetit, Rutil, Epidot I, Ti- tanit?, (Albit, Chlorit)	Alkali amphibol II, Aktinolith/ Katophorit, Biotit, Chlorit, Epidot II, Magnetit, Titanit
Blauschiefer	Zirkon, Formrelikte (Kpx, Plag?)		Akmit/Crossit, Haematit/ Magnetit, Stilpnomelan, Talk, Phengit, Albit	Akmit (Jd < 5 %)/Alkali- amphibol II, Biotit, Chlorit, Epidot, Albit, Magnetit, Apatit, ± Titanit, ± Pyrit
Metavulkanite				
Grünschiefer	Formrelikte (Kpx, Plag)	Magnesiohornblende, Barroisit	Crossit, Stilpnomelan, Epi- dot I, Haematit, Winchit, Formrelikte nach Lawsonit/ Pumpellyit?	Aktinolith, ± Alkali amphibol II, ± Winchit, Chlorit, Biotit, Epidot II/Klinozoisit, Albit, Titanit, ± Magnetit, ± Pyrit
Grobkörnige, albitrei- che Lagen und Linsen			Winchit, Haematit	Aktinolith, Epidot, Chlorit, Albit
Ophikarbonatgesteine	Chromspinell	Cr-Andradit?, Ferrichro- mit?, Serpentinisierung?	Aegirinaugit, Cr-Epidot, Cr-Phengit, Haematit, Stilpnomelan, ± Crossit	Alkalipyroxen (Jd < 5 %)/Al- kali amphibol II/Aktinolith, Chlorit, Phengit?, Calcit, Serpentin, Talk, Magnetit, ± Quarz, ± Albit, ± Epidot

*) K/Ar-Alter, pers. Mitt. W. FRANK, Wien.

anolith + Epidot + Albit wird bei Temperaturen unter 450°C gebildet (SIVELL & WATERHOSE, 1984). Letztere ist jedoch wegen der alpidischen Metamorphoseüberprägung von der nachfolgenden Paragenese kaum unterscheidbar. Aus den bisherigen Arbeiten über die ozeanische Metamorphose läßt sich ableiten, daß neben den teilweisen Neubildungen von Amphibolen üblicherweise auch noch andere Mineralphasen wie Chlorit, Haematit, Albit, Serpentin- und Epidotmineralphasen und tieftemperierte Schichtsilikate neu gebildet wurden, die aber auch in der alpidischen Regionalmetamorphose stabil sind. Im Zusammenhang mit der ozeanischen Metamorphose stehen auch metasomatische Vorgänge, die Ursache für eine starke Zunahme von Albit, für die Ausbildung von Epidotgängen in den Gabbros und für eine teilweise extreme Oxidation sind.

Mit einem starken Gradienten der thermischen Beeinflussung von den Gabbros bis zu den oberen Pillowlaven ist zu rechnen. Nach SPOONER & FYFE (1973) sind ozeanisch metamorphe Hornblenden innerhalb der Vulkanite auf die Dolerite beschränkt, damit könnte innerhalb der Grünschiefererien eine indirekte Trennung der grobkörnigen Dykes und Sills von den Pillowlaven durchgeführt werden. Tatsächlich fanden sich die Hornblendephase bisher nur in den massigen Grünschieferarten im Rechnitzer Fenster und am Rande der Blauschieferlinsen. Grünschieferfaziale ozeanische Metamorphose ist bisher nicht nachgewiesen, da sie von der alpidischen Metamorphoseüberprägung nicht unterschieden werden konnte.

In den Ophikarbonatgesteinen ist die feine Haematitdurchstäubung und die damit verbundene Rotfärbung des Calcits, der hohe Oxidationsgrad und möglicherweise auch die Bildung der Cr-Andradite um reliktschen Cr-Spinell durch die ozeanische Metamorphose bedingt. Nach GANGULY (1976) benötigen diese Cr-Andradite (Abb. 17), besonders für die Cr-reichen Kerne, relativ hohe Bildungstemperaturen, die alpidisch nicht erreicht wurden. Auch die Erhaltung der Cr-Spinelle (Abb. 18), deren Umwachsung durch die Cr-Andradite sowie das Fehlen von Phasenbeziehungen der Granate zu den übrigen Silikatphasen spricht für eine Reaktionsbildung um die Chromite in gering oder nicht serpentinisierten, ultramafischen Kumulaten (HEBERT, 1982).

Die Bedingungen der ozeanischen Metamorphose können aufgrund der Amphibol- und der Cr-Andraditbildung mit 750–<400°C bei ≤ 1 Kb P_{H_2O} angenommen werden. Informationen über mögliche Reaktionen unter 400°C fehlen wegen der alpidischen Überprägung, da nur metastabile Mineralphasen und gepanzerte Relikte erhalten geblieben sind. Gleichzeitig ist die ozeanische Metamorphose für viele metasomatische Veränderungen verantwortlich.

5.2. Altalpidische Metamorphose

Die dem älteren Regionalmetamorphoseereignis zurechenbaren Mineralphasen sind in Tab. 9 zusammengestellt. In den Ultramafiten läßt sich für die altalpidische Metamorphose keine eindeutige Paragenese ableiten, die in der ozeanischen Metamorphose begonnene Serpentinisierung sollte weiter fortschreiten. Für die normalen, Ti-armen Gabbros ist die Paragenese Mg-Pumpellyit \pm Aktinolith + Chlorit \pm Albit (vgl. SCHIFFMAN & LIOU, 1980) gesichert und weit verbreitet

erhalten geblieben. In den Fe- und Ti-reichen Gabbros (Teilparagenesen 1, 2 und 3) und in den Blauschiefern (Teilparagenesen 4, 5, 6) sind in Abhängigkeit vom Deformations-, Hydratisations- und Oxidationsgrad einschließlich der metasomatischen Veränderung durch die ozeanische Metamorphose aus dem Gefügebild folgende unterschiedlichen Teilparagenesen abzuleiten (? für fehlende Minerale wie Chlorit, Albit, Titanit etc., deren Zugehörigkeit unklar ist):

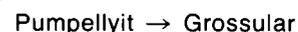
- 1) Aegirinaugit \pm Stilpnomelan – Epidot I – Haematit – Rutil – (Chlorit?) – (Albit?)
- 2) Ferroglaukophan/Crossit \pm Magnetit \pm (Titanit/Rutil?) – ?
- 3) Winchit – Albit – Haematit – ?
- 4) Akmit \pm Stilpnomelan – Haematit – Albit – ?
- 5) Crossit – Stilpnomelan – Magnetit – Albit – ?
- 6) Albit – Phengit – Talk – Haematit \pm Crossit \pm Chlorit

Die letzte Paragenese stammt aus einem Gestein, dessen $X_{Fe^{3+}} \geq 0,95$ ($Fe^{3+}/Fe^{3+} + Fe^{2+}$) ist und ist nur bei einem damit verbundenen, sehr hohen X_{Mg} ($Mg/Mg + Fe^{2+}$) verwirklicht (Kap. 7.3.).

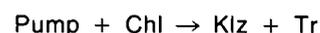
In den Metavulkaniten, in den Grünschiefern im allgemeinen, sind weniger Relikte der älteren Metamorphose erhalten geblieben, nämlich Crossit – Stilpnomelan – Epidot I – Haematit – (Chlorit?) \pm (Albit?) und in den grobkörnigen Grünschieferereinschaltungen Winchit (Kerne) – Haematit – ?. Daneben findet man Klinozoisit- und Epidotformrelikte, die man als Pseudomorphosen nach Pumpellyit oder Lawsonit deuten könnte. Gut begrenzte Epidotformrelikte sprechen aus Analogiegründen zum Tauernfenster (FRY, 1973) für Lawsonit. Für die Na-führenden Ophikarbonatgesteine läßt sich als ältere Paragenese Aegirinaugit \pm (Crossit) – Cr-Epidot – Cr-Phengit – Haematit \pm Stilpnomelan \pm (Chlorit) – Calcit festlegen. Die Metamorphosebedingungen lassen sich einerseits durch das Auftreten von Mg-reichem Pumpellyit (SCHIFFMAN & LIOU, 1980) näher eingrenzen, wobei die Interpretation des feinkörnigen Pumpellyit als Verdrängung der ehemaligen anorthitreichen Plagioklasse durch die experimentellen Ergebnisse von SCHIFFMAN & LIOU (1983a) bestätigt wird. Aus der Zusammensetzung der Mg-reichen Pumpellyite (Tab. 2) läßt sich mit $(Fe_{tot}/Fe_{tot} + Al)$ von 0,065–0,027 ein maximales $X_{Fe^{3+}}$ errechnen und das Fehlen einer Gleichgewichtsparagenese Pumpellyit – Epidot (Abb. 4,5) spricht nach SCHIFFMAN & LIOU (1983b) für ein T_{max} von 330°–360°C bei $P \approx 5$ Kb und ein $f_{O_2} > HM$ -Puffer. Andererseits liegt nach HOFFMANN (1972) das weitgehend druckunabhängige obere Stabilitätslimit von Ferroglaukophan um 370°C innerhalb des Magnetitfeldes. Das vollständige Fehlen von Prehnit, entsprechend der Abbaureaktion



(NITSCH, 1971) und die Reaktion



läßt nach SCHIFFMAN & LIOU (1980) auf Drucke > 5 Kb schließen. Das Fehlen von Granat in der Pumpellyitabbauparagenese $Klz + Akt + Chl + Ab$ in den normalen Gabbros kann einerseits im raschen thermischen Überschreiten des schmalen Grossularfeldes (SCHIFFMAN & LIOU, 1980) oder andererseits in der metastabilen Fortsetzung der Reaktion



(NITSCH, 1971) bei höheren Drucken begründet sein. Nach SCHIFFMAN & LIOU (1980) widerspricht die Parage-

nese Akt + Klz nicht einem Abbau oberhalb der invarianten Punkte Klinozoisit, Tremolit und Pumpellyit. Dies steht in guter Korrelation mit der Jadeitkomponente der Alkalipyroxene (Abb. 12, Tab. 7), für die sich nach POPP & GILBERT (1972) und NEWTON & SMITH (1967) bei einer Zusammensetzung Akmit₈₀-Jadeit₂₀ Bildungsdrucke von 6,5–8 Kb errechnen (Abb. 19). Diese Druckabgrenzung liegt für eine Temperatur unter 400°C innerhalb des Stabilitätsfeldes von Lawsonit (NITSCH, 1974). Nach GASPARIK & LINDSLEY (1980) ist für sehr alkalireiche Pyroxene (Abb. 12) der Einfluß einer kleinen Diopsidkomponente relativ gering, sodaß die errechneten Drucke für Ac₈₀Jd₂₀ sehr ähnlich der Zusammensetzung Ac₆₃Jd₂₁(Di-He-Wo)₁₆ (Tab. 7, RS 213/82, 43-2) sein werden. Diese Drucke sind bei einem qualitativen Vergleich mit den Ergebnissen von MASSONNE (1981) für die Phengitkomponente der Helliglimmer (Tab. 8) durchaus gut im Einklang (Abb. 19). Die Paragenese Talk – Phengit (RS 224/82, Tab. 8) läßt nach SCHREYER & BALLER (1977) jedoch noch höhere Drucke erwarten, über den Einfluß des Mg- und Fe-Einbaues im Talk und Phengit liegen zur Zeit aber noch keine ausreichenden Kenntnisse vor. Da in dem Alkalipyroxen Quarz und Albit als Einschluß nachgewiesen wurden, kann eine obere Druckgrenze derzeit nicht festgelegt werden. Auch die ringförmigen Alkali amphiboltexturen (Abb. 16) lassen größere Jadeitkomponenten im Alkalipyroxen, damit verbunden höhere Drucke, möglich erscheinen.

Das Fehlen von Dolomit in den Ophikarbonatgesteinen läßt nach TROMMSDORFF & EVANS (1977) sowie nach OBERHÄNSLI (1978) für diese Gesteine niedrigere X_{CO₂}-Werte erwarten. Die f_{O₂}-Werte liegen meistens im Bereich des Haematitfeldes, bei geringen f_{O₂}-Werten wird Aegirin – Haematit durch Ferroglaukophan/Crossit – Magnetit abgelöst. Das Auftreten der winchitischen Amphibolzusammensetzung scheint aber an die Stabilität von Haematit gebunden zu sein. Titanhaematit ist nach RUMBLE (1976) in glaukophanschieferfaziellen Bedingungen häufig.

Der Abbau der Hochdruckmetamorphose sollte relativ rasch erfolgt sein, entsprechend dem diskontinuierlichen Anwachssaum eines Jd-armen Alkalipyroxens (Abb. 15). Die scharf begrenzte Fe-reiche Zone um den Epidotkern in den Grünschiefern (Abb. 7), der als Generation I angesprochen wird, ist möglicherweise mit einem sprunghaften Ansteigen des Fe³⁺ beim Zusammenbruch der Paragenese Akmit + Haematit und der Neubildung von Alkali amphibol + Magnetit in Verbindung zu bringen. Das Fehlen von Prehnit in der Reaktionsfolge beim Abbau des Pumpellyits läßt erwarten, daß der Abbau der Hochdruckparagenesen oberhalb der invarianten Punkte (SCHIFFMAN & LIOU, 1980) im System CaO – Al₂O₃ – MgO mit den Mineralphasen Pumpellyit – Grossular – Chlorit – Prehnit – Tremolit (Abb. 19) erfolgt ist.

5.3. Jungalpidische Metamorphose

In Tabelle 9 sind die zum letzten Metamorphoseakt zugehörigen Mineralassoziationen zusammengestellt. In den Serpentiniten ist nach EVREN (1972) neben Chrysotil, Lizardit und geringen Mengen von Chlorit die Bildung von Talk, Tremolit und Magnetit als letztes thermisches Ereignis anzusehen. Die Paragenese Antigorit +

Diopsid ist nur aus dem südlichsten Teil des Eisenberger Fensters bekannt.

In den hellen Mg-reichen Gabbrovarietäten sind die beiden Paragenesen Aktinolith – Klinozoisit – Chlorit – Albit und Hydrogrossular – Chlorit ± Albit stabil, letztere nur in den rodingitisierten Gabbros. Die folgenden Paragenesen sind für die Ferrogabbros (1, 2, 3), Blauschiefer (4, 5), die Fe-reichen (6) und normalen Grünschiefer (7, 8) zusammengestellt. Mit Alkali amphibol II sind jene blauen Amphibole mit einer Zusammensetzung im Grenzbereich Riebeckit–Magnesioriebeckit (Abb. 14) zusammengefaßt, die aus textuellen Gründen als jüngste Bildung anzusehen sind (KOLLER, 1978). Epidot II bezeichnet die auf die Fe-reichen Zonen folgenden Außenränder der zonaren Epidotminerale (Abb. 7):

- 1) Alkali amphibol II – Aktinolith – Epidot II – Chlorit ± Biotit – Magnetit – Titanit
- 2) Katophorit – Epidot II – Chlorit – Albit – Titanit
- 3) Alkali amphibol II – Epidot II – Chlorit ± Biotit – Albit – Magnetit – Titanit
- 4) Alkali amphibol II – Albit – Magnetit ± Chlorit ± Biotit ± Epidot ± Titanit ± Apatit
- 5) Aegirin (Jd < 5 Mol.-%) – Albit – Magnetit ± Chlorit ± Biotit ± Epidot ± Titanit ± Apatit
- 6) Winchit (Ränder um Alkali amphibole) – Epidot II – Chlorit ± Biotit – Albit – Titanit
- 7) Aktinolith – Epidot II – Chlorit – Albit – Titanit
- 8) Albit – Epidot – ± Chlorit ± Calcit

Letztere Paragenese entspricht den grobkörnigen Einschaltungen und Linsen innerhalb der Grünschiefer, jedoch ist auch in allen anderen Paragenesen das Auftreten von akzessorischem Calcit möglich. Zweiphasige Epidote sind in den Fe-reichen Systemen häufig, sie können aber auch vollständig fehlen. In den Ophikarbonatgesteinen sind folgende Paragenesen beobachtbar:

- 1) Calcit – Serpentin – Talk – Magnetit
- 2) Calcit – Chlorit – Tremolit ± Quarz ± Albit
- 3) Calcit – Chlorit – Epidot – Titanit ± Albit
- 4) Calcit – Riebeckit – Magnetit ± Chlorit
- 5) Calcit – Aegirinaugit (Jd < 5 Mol.-%) – Magnesioriebeckit – Haematit ± Chlorit

Die Metamorphosebedingungen (Abb. 19) lassen sich aufgrund der Paragenesen Klinozoisit – Aktinolith – Chlorit und Grossular – Chlorit als Abbau der Paragenese Pumpellyit – Chlorit bei Temperaturen über 390°C in Abhängigkeit vom P_{H₂O} festlegen. Die Bildung von Biotit nach der Reaktion

Stilpnomelan + Phengit → Biotit + Chlorit + Quarz (NITSCH, 1970) ist weitgehend unvollständig abgelaufen.

Die Substitution Si ⇌ 4H im Granat bis 10 Mol.-% Hydrogrossularkomponente für die Kluffgranate ergibt Bildungstemperaturen über 400°C (HUCKENHOLZ & FEHR, 1982). Nach ERNST (1979) erfolgt die Bildung der katophoritischen Amphibole oberhalb von 400°C und ist gut korrelierbar mit der Verdrängung von Ferroglaukophan. Das Gleichgewicht des NaSi ⇌ CaAl-Austausches zwischen Plagioklas und Aktinolith ergibt nach SPEAR (1980) Bildungstemperaturen um 350°C.

Aufgrund der paragenetischen Beziehung der Jd-armen Alkalipyroxene mit Alk-amph. II (Riebeckit–Mg-Riebeckit) läßt sich die Druckkomponente nach POPP & GILBERT (1972) auf < 3 Kb eingrenzen. Die Stabilität eines Alkalipyroxens der Zusammensetzung

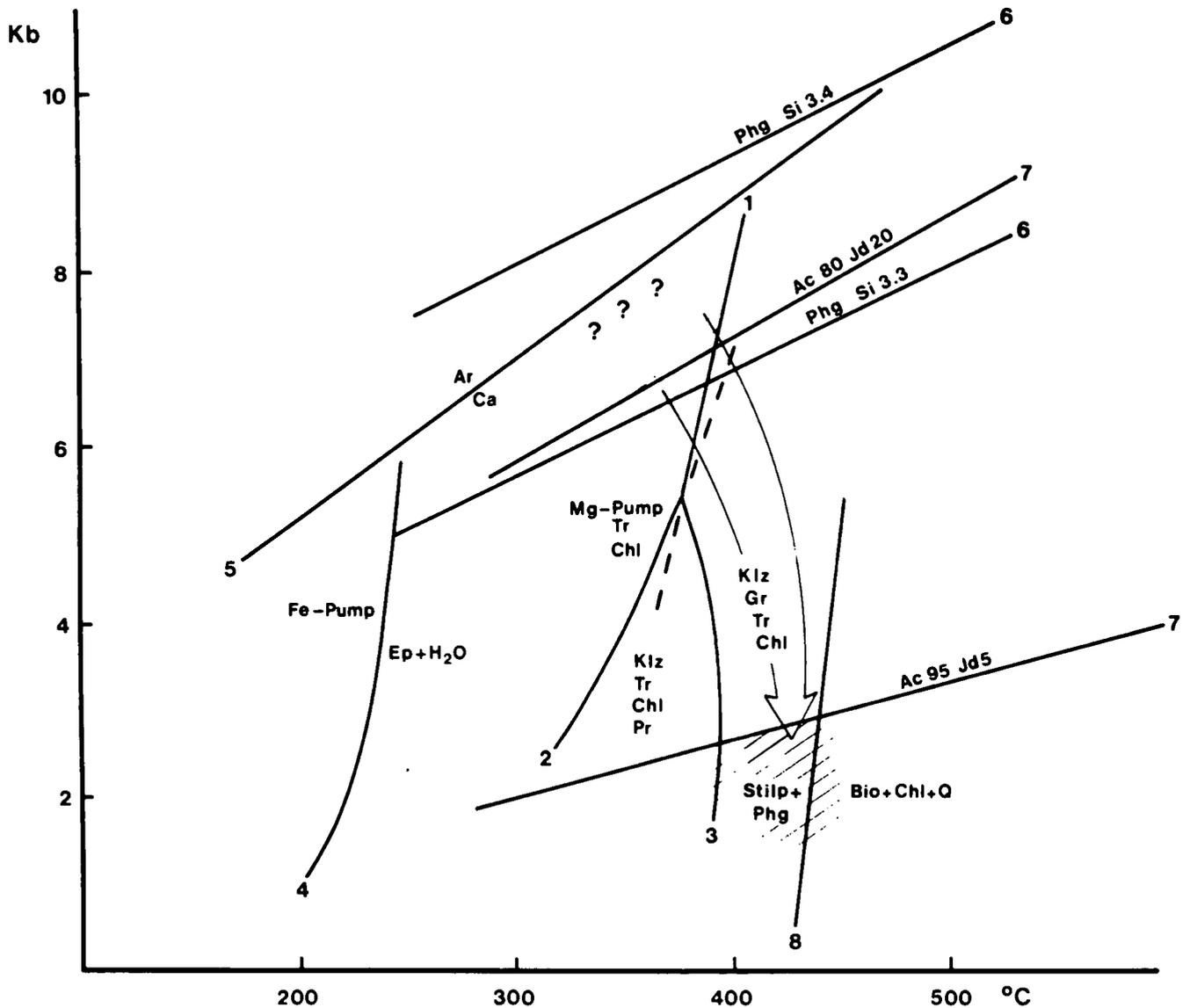


Abb. 19: Schematische Darstellung der Stabilitätsgrenzen auftretender Mineralphasen zur Abschätzung der pT-Bedingungen der Ophiolite der Rechnitzer Serie.

Ac = Akmit; Ar = Aragonit; Bio = Biotit; Ca = Calcit; Chl = Chlorit; Ep = Epidot; Gr = Grossular; Jd = Jadeit; Klz = Klinozoisit; Phg = Phengit; Pr = Prehnit; Fe-Pump = Fe-reicher Pumpellyit; Mg-Pump = Mg-reicher Pumpellyit; Q = Quarz; Si 3.3, Si 3.4 = Si-Besetzung im Phengit; Stilp = Stilpnomelan; Tr = Tremolit.

Die schraffierten Flächen stellen den abgeschätzten Metamorphosebereich für die Ophiolite dar; folgende Reaktionen wurden dazu verwendet:

- 1) Mg-Pump \rightarrow Klz + Gr + Chl + Q + H₂O (SCHIFFMANN & LIOU, 1980);
- 2) Pump + Q \rightarrow Pr + Chl + H₂O (NITSCH, 1971);
- 3) Pr \rightarrow Klz + Gr + Q + H₂O (LIOU, 1971) für die sehr stark vereinfachte Darstellung der Pumpellyitstabilität im System CaO - Al₂O₃ - MgO nach SCHIFFMANN & LIOU (1980);
- 4) Fe-Pump \rightarrow Ep + H₂O (SCHIFFMANN & LIOU, 1983b);
- 5) Ar \rightleftharpoons Ca (JOHANNES & PUHAN, 1971);
- 6) Phengitstabilität mit Si-Besetzung (MASONNE, 1981);
- 7) Alkalipyroxene + Quarz = Albit + Klinopyroxen + Quarz (POPP & GILBERT, 1972);
- 8) Stilp + Phg \rightarrow Bio + Chl + Q (NITSCH, 1970).

Jd₅Ac₉₅ (Abb. 19) sollte sehr ähnlich der Zusammensetzung Jd₄Ac₈₆ (Di-Hd-Wo)₁₀ (Tab. 7, RS 213/82, C1-10) (POPP & GILBERT, 1972; GASPARIK & LINDSLEY, 1980) sein. Damit entsprechen die Bildungsbedingungen der dunkelblauen Alkali amphibole mit der Zusammensetzung Riebeckit oder Magnesioriebeckit \approx 400°C und Drucken < 3 Kb.

Für die meisten Paragenesen der jungalpidischen Metamorphose ist der Magnetit die charakteristische Fe-Oxidphase, damit liegt der f_{O₂} bei geringeren Werten als der dem HM-Puffer entspricht. Die Bildung von Tit-

anit nach der Reaktion



erfordert bei niederen Temperaturen ein sehr niedriges X_{CO₂} (ERNST, 1972). Dies steht gut im Einklang mit dem möglichen Abbau der Alkalipyroxene zu Amphibolen, etwa nach der Reaktion

4 Akmit + 3 Haematit + 8 Quarz + 2 H⁺ = Riebeckit (OKAY, 1980) die sowohl ein größeres X_{H₂O} als auch eine Reduktion zu kleineren X_{Fe³⁺} voraussetzt.

6. Zusammenfassung der petrologischen Untersuchungen und geotektonischen Entwicklung

- ① Magmatische Relikte – In den Gabbros und in den Metabasiten gibt es einige wenige, erhaltene primär magmatische Relikte, Formrelikte sind häufiger. Die Zusammensetzung dieser Relikte, die bevorzugt in grobkörnigen Gesteinsvarietäten zu finden sind, ist mit rezenten Ophioliten gut korrelierbar (HEKINIAN, 1982).
- ② Ozeanische Metamorphose – Vor allem die Bildungsbedingungen der Amphibolphasen wie Barroisit, Pargasit und Magnesiohornblende lassen die ozeanische Metamorphose auf 750° – $<400^{\circ}$ C bei ≤ 1 Kb eingrenzen. Der Beeinflussungsgrad ist stark unterschiedlich, jedoch in Verbindung mit einer intensiven Oxidation und metasomatischer Veränderung zu sehen.
- ③ Aitalpidische Metamorphose – Aufgrund der beschriebenen Paragenesen werden die Bedingungen der Hochdruckmetamorphose mit 330 – 370° C und 6 – 8 Kb eingestuft. Die Druckabgrenzung nach oben ist unsicher, da die Paragenese Talk – Phengit, die Phengitkomponente im Hellglimmer und Einschlüsse von Albit und Quarz im Alkalipyroxen höhere Drucke möglich erscheinen lassen. K/Ar-Datierung an zornargebauten Crossit-Riebeckit-Mischkristallen ergab ein Alter von 65 ± 6 ma (W. FRANK, pers. Mitt.), das wohl nur als Mischalter interpretiert werden kann.
- ④ Jungalpidische Metamorphose – Der Zonarbau der Alkalipyroxene (Abb. 15) spricht für einen raschen Druckabfall und aus den Paragenesen lassen sich die Metamorphosebedingungen mit 390 – 430° C bei < 3 Kb abschätzen. K/Ar-Datierungen an Hellglimmern ergaben 19 – 22 ma (W. FRANK, pers. Mitt.). Mit einer Abnahme von f_{O_2} und möglicherweise auch von f_{CO_2} muß gerechnet werden. Die blaugrünen katothoritischen Amphibole in einem Metagabbro des Eisenberger Fensters lassen eine Zunahme der Metamorphose im N–S-Profil (Abb. 1), insbesondere im Vergleich mit der prograden Mineralzonierung des Sanbagawa Belt (MIYASHIRO, 1973), möglich erscheinen. Auch die Verwachsung Antigorit-Diopsid in einem Serpentin des südlichen Eisenberger Fensters unterstützt diese Vorstellung (TROMMSDORFF & EVANS, 1977). Diese Metamorphosebedingungen lassen Hebungsraten bis zum Sarmat, den ältesten, fossilbelegten und nicht metamorphen Sedimentauflagerungen auf der Rechnitzer Serie (PAHR, 1983), von ≤ 2 mm/Jahr errechnen.
- ⑤ Die häufige Bildung von Alkali amphibolen mit riebeckitischer oder magnesioriebeckitischer Zusammensetzung entspricht keiner Hochdruckmetamorphose, aus dem koexistierenden Alkalipyroxen mit geringer Jadeitkomponente lassen sich Drucke < 3 Kb ableiten. Alkali amphibole sind auf Gesteine mit $MgO/FeO + Fe_2O_3$ -Verhältnisse $< 0,3$ und einem FeO/Fe_2O_3 -Quotienten $< 2,0$ beschränkt.
- ⑥ Die häufigen Vorkommen von Ophikarbonatgesteinen im Rechnitzer Fenster und ihre Paragenese sprechen für eine sehr früh angelegte mechanische Vermengung der magmatischen Gesteine mit Sedimentmaterial im Zusammenhang mit tektonischen Vorgängen entlang einer Transformstörung. Die Karbonatisierung der Ultramafitite und ihrer Nebengesteine sowie die Bildung aus Olistostromen innerhalb der Sedimentserien sind weitere Möglichkeiten. Die relativ hohen Bildungstemperaturen der Cr-Andradite (Abb. 17) würden für eine nachweisbare ozeanische Metamorphose sprechen und können leichter mit einer tektonischen Deformation in Zusammenhang mit einer Transformstörung erklärt werden. Dies ist mit rezenten Ophiolitvorkommen aus dem Atlantischen Ozean in guter Übereinstimmung (HEKINIAN, 1982). Die weitverbreiteten Hinweise auf eine Metamorphose in den Ophiolitkörpern der Rechnitzer Serie sprechen für einen mittelozeanischen Rücken mit relativ geringen "spreading"-Raten (ITO & ANDERSON, 1983; LIU & ERNST, 1979).
- ⑦ Die Hochdruckmetamorphose setzt eine kretazische Versenkung der penninischen ozeanischen Kruste in einer Subduktionszone in Tiefen von mindestens 15 – 25 km (DRAPER & BONE, 1981; EARLE, 1980) voraus. In diesem Bereich erfolgte vermutlich eine Abscherung von der weiterhin subduzierten ozeanischen Kruste und eine relativ rasche Hebung unter teilweiser Erhaltung der Hochdruckparagenese. Die teilweise inverse Lagerung der Ophiolitkörper und die tektonische Zerstückelung einschließlich der Reduktion der primären Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder ist vor allem in diesem Zusammenhang und in Verbindung mit der nachfolgenden Regionalmetamorphose zu sehen.
Die Bedingungen der eoalpinen Hochdruckmetamorphose ergeben einen geringen geothermischen Gradienten, entsprechend den Verhältnissen in einer Subduktionszone. Die vorgelegten Ergebnisse zeigen eine gute Korrelation mit den hochdruckmetamorphen Bereichen in den Ost- und Westalpen (MILLER, 1977; ERNST, 1977) in Abhängigkeit zum Abtragungsniveau. Lage und Richtung der Subduktionszone muß mit dem Bauplan der Alpen und Karpaten in Übereinstimmung sein.
- ⑧ Die Bedingungen der jungalpidischen Metamorphose der Rechnitzer Serie entsprechen der Grünschieferfazies, eine Temperaturzunahme von Norden nach Süden erscheint gesichert. Im Vergleich mit den Bündnerschiefererien des Tauernfensters kann entsprechend den Ergebnissen von HÖCK (1983) eine Korrelation der Ophiolitkörper der Rechnitzer Serie vermutlich nur mit jenen der Glocknerfazies durchgeführt werden. Das Abtragungsniveau der Rechnitzer Serie entspricht annähernd dem des Nordostrandes des Tauernfensters, das im zentralen Bereich wesentlich höhere Metamorphosebedingungen aufweist.
- ⑨ Die Ophiolitkomplexe der Rechnitzer Serie sind gut korrelierbar mit den penninischen Ophioliten der West- und Ostalpen (DIETRICH, 1980; HÖCK, 1983). Wegen unterschiedlicher metamorpher Überprägung der penninischen Ophiolite kommt vor allem dem Vergleich der geochemischen Untersuchungen besondere Bedeutung zu.

7. Geochemische Untersuchungen

7.1. Ultramafitite

Der Mineralbestand dieser durch EVREN (1972) untersuchten Gesteine umfaßt Chrysotil und Lizardit sowie

geringe Mengen von Chlorit. In jenen ultramafischen Gesteinen, die als Kumulate interpretiert werden, nimmt der Chloritgehalt deutlich zu und Klinopyroxen kann reliktsch erhalten sein. Im Süden des Eisenberger Fensters findet man die Paragenese Antigorit + Diopsid zusammen mit reliktsch erhaltenem magmatischem Klinopyroxen. Formrelikte nach Orthopyroxen und Olivin sind wesentlich seltener. Am Rand der Ultramafitite sind metasomatisch gebildete Talkschiefer und geringmächtige Tremolitfelse häufig anzutreffen. Die in Tab. 10 zusammengestellten Ultramafititanalysen zeigen für die harzburgitischen Serpentinite (RS-35/78, Ro-69 und Ro-70 sowie EVREN, 1972) charakteristisch geringe CaO- und Al₂O₃-Werte bei einem höheren MgO. Die Proben RS-41/78 und RS-120/80 haben höhere Al-Gehalte und entsprechen nach COLEMAN (1977) eher Iherzolithischen Zusammensetzungen mit zum Teil höheren primären Spinell- oder Plagioklasanteil, die geringen Cr-, Ni- und Co-Werte würden diese Interpretation bestätigen. In der CIPW-Norm sind sie durch eine höhere An-Komponente ausgezeichnet, bei Berechnung eines Spinells erhält man 5–7 Mol.-% Diopsid. Dies entspricht annähernd dem erhaltenen Klinopyroxen (RS-120/80),

die Formrelikte belegen aber einen deutlich höheren primären Gehalt an Klinopyroxen. Damit ist eine Ca-Abnahme während der Serpentinisierung belegt. Die Formrelikte und die fortschreitende Verdrängung der Pyroxene spricht für eine Mobilität des Ca auch während der alpidischen Metamorphose. Die alpidische Magnetitbildung belegt eine höhere Oxidation gegenüber der ursprünglichen Mantelzusammensetzung. Der Talkschiefer (RS-218/82) zeigt eine, den benachbarten Serpentiniten äquivalente Geochemie, und ist daher im Gegensatz zu den Chloritschiefern als metasomatisch veränderter Ultramafitit anzusprechen.

7.2. Chloritschiefer

Innerhalb der Serpentinite findet man oft monomineralische Chloritschiefer in Form von Linsen und unregelmäßigen Körpern. Die Fe-armen, hellen Varietäten mit 4–6 Gew.-% FeO und Fe₂O₃ sowie Mg-Gehalte über 30 Gew.-% MgO werden als „Edelserpentin“ bezeichnet und ihre Entstehung wurde oft diskutiert (EVREN, 1972). Neben diesen monomineralischen Chloritschiefern (Tab. 10, EVREN, 1972) findet man massige

Tabelle 10: Chemische Analysen der Ophiolite der Rechnitzer Serie nach Gesteinsgruppen gegliedert, ergänzt durch einzelne Daten von EVREN (1972) und KOLLER et al. (1982). Normverrechnung nach BARTH, X_{MG10} entspricht MgO/MgO + FeO mit 0,9 Fe_{tot} als FeO, X_{MGMT} dem MgO/MgO + FeO der metamorphen Paragenesen (Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm).

ULTRAMAFITITE								
	RS-35/78	RS-41/78	RS-120/80	RO-69	RO-70	EVREN/1972	RS-218/82	
SiO ₂	41.76	34.34	42.97	37.02	38.34	37.52	54.66	
TiO ₂	.05	.23	.12	.10	.07	0.00	.04	
Al ₂ O ₃	1.15	16.03	3.22	1.50	1.58	1.16	2.74	
Fe ₂ O ₃	5.61	.79	5.67	12.34	9.94	8.98	5.71	
FeO	2.18	4.30	2.29	0.00	0.00	0.00	3.34	
Mn ₃ O ₄	.11	.15	.09	.11	.09	0.00	.02	
MgO	37.56	31.39	32.58	35.67	36.75	37.85	27.00	
CaO	.15	1.73	1.21	.10	.10	1.03	.40	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	.01	.01	0.00	.01	
P ₂ O ₅	.02	0.00	.01	.02	.01	0.00	.01	
H ₂ O	11.94	11.31	10.41	12.03	12.62	12.79	5.44	
CR ₂ O ₃	.36	.22	.33	.43	.44	.67	.36	
NiO	.25	.09	.24	.32	.30	.24	.28	
SUM %	101.14	100.58	99.14	99.65	100.25	100.24	100.01	
S	354.00	122.00	163.00	0.00	299.00	0.00	37.00	
SC	9.00	15.00	9.00	0.00	9.00	0.00	11.00	
V	34.00	67.00	50.00	0.00	39.00	0.00	55.00	
CR	2467.00	1484.00	2483.00	0.00	3331.00	0.00	2904.00	
CO	96.00	35.00	63.00	0.00	112.00	0.00	82.00	
NI	1838.00	590.00	1763.00	0.00	2846.00	0.00	2098.00	
CU	25.00	8.00	8.00	0.00	28.00	0.00	0.00	
ZN	43.00	60.00	48.00	0.00	37.00	0.00	51.00	
GA	5.00	8.00	5.00	0.00	10.00	0.00	0.00	
RB	3.00	3.00	3.00	0.00	9.00	0.00	0.00	
SP	4.00	4.00	11.00	0.00	15.00	0.00	0.00	
Y	1.00	2.00	1.00	0.00	4.00	0.00	0.00	
ZR	7.00	10.00	9.00	0.00	13.00	0.00	10.00	
NB	3.00	3.00	3.00	0.00	6.00	0.00	0.00	
QU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.10	
OR	0.00	0.00	0.00	.10	.10	0.00	.10	
AN	.60	8.70	6.20	.40	.50	3.30	2.00	
OL	56.00	55.50	39.10	71.70	67.30	78.20	0.00	
HY	41.40	20.60	52.40	24.70	29.30	15.90	87.50	
DI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.60	0.00	
MT	.90	.60	.90	1.40	1.10	1.10	1.00	
IL	.10	.30	.20	.20	.10	0.00	.10	
C	1.00	14.30	1.20	1.60	1.60	0.00	2.30	
XMG10	.91	.92	.89	.85	.87	.89	.86	
XMGMT	.97	.93	.96	0.00	0.00	0.00	.94	

Tabelle 10 (Fortsetzung).

NORMALE GABBR0

	RS-29/77	RS-36/78	RS-37/78	RS-82/79	RS-104/79	RS-141/80	RS-142/80	RS-143/80	RS-144/80	RS-144/80G	RS-144/80F	RS-145/80
SI02	53.03	44.97	45.25	49.04	53.49	44.50	47.97	45.05	50.29	51.87	47.40	47.89
TI02	.52	.87	.14	.63	.59	.20	.15	.19	.32	.32	.31	.30
AL203	16.23	18.56	21.72	18.62	16.58	18.05	17.13	17.63	16.16	16.77	19.05	18.72
FE203	3.12	4.99	1.49	1.56	3.37	1.80	1.61	1.31	2.95	2.75	4.09	1.83
FEO	3.83	2.85	1.95	6.45	3.53	2.89	2.90	2.97	3.01	2.91	2.51	2.18
MN304	.13	.14	.11	.11	.11	.11	.14	.20	.12	.11	.12	.09
MGO	6.65	6.86	7.58	9.96	6.50	10.80	10.24	11.07	9.65	8.91	8.49	8.44
CAD	8.77	11.63	13.39	3.16	8.46	13.04	13.38	14.18	10.07	9.69	12.06	11.45
NA20	5.04	2.39	2.17	3.93	5.12	2.31	2.61	2.03	2.98	3.30	2.18	3.09
K20	.78	.02	1.15	1.66	.52	.04	.02	.03	.33	.58	.63	.91
P205	0.00	.06	.02	.08	.02	.02	0.00	.02	.02	.01	.01	.03
H20	2.23	5.18	5.35	4.81	2.23	5.56	4.38	5.61	3.21	3.17	3.38	4.32
C02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.06
SUM %	100.33	98.52	100.32	100.01	100.52	98.52	100.53	100.29	99.11	100.39	100.23	99.31
S	22.00	111.00	32.00	35.00	53.00	1.00	25.00	0.00	1.00	2.00	1.00	0.00
SC	24.00	15.00	12.00	14.00	25.00	22.00	22.00	23.00	25.00	28.00	27.00	22.00
V	113.00	38.00	41.00	99.00	121.00	91.00	95.00	93.00	140.00	140.00	142.00	113.00
CR	42.00	1383.00	1548.00	273.00	50.00	1449.00	1176.00	1152.00	436.00	444.00	488.00	1756.00
CO	41.00	40.00	27.00	55.00	40.00	48.00	44.00	48.00	43.00	41.00	38.00	42.00
NI	83.00	417.00	253.00	253.00	93.00	421.00	430.00	386.00	205.00	192.00	183.00	313.00
CU	9.00	69.00	13.00	8.00	8.00	44.00	48.00	24.00	107.00	120.00	127.00	59.00
ZN	44.00	23.00	32.00	54.00	47.00	42.00	56.00	119.00	43.00	43.00	46.00	34.00
GA	16.00	8.00	12.00	15.00	15.00	10.00	12.00	12.00	15.00	16.00	19.00	11.00
RB	14.00	3.00	16.00	50.00	12.00	4.00	4.00	4.00	6.00	12.00	10.00	10.00
SR	296.00	4.00	134.00	175.00	460.00	26.00	40.00	26.00	98.00	97.00	166.00	143.00
Y	13.00	1.00	5.00	12.00	13.00	1.00	4.00	3.00	11.00	12.00	13.00	6.00
ZR	19.00	7.00	11.00	43.00	19.00	13.00	13.00	12.00	22.00	19.00	19.00	16.00
NB	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	0.00	2.00	2.00	2.00	3.00	3.00	0.00
BA	214.00	48.00	117.00	601.00	166.00	0.00	0.00	0.00	14.00	34.00	37.00	38.00
NE	3.60	0.00	7.20	0.00	1.50	5.10	2.50	5.10	0.00	0.00	0.00	4.40
OR	4.60	.10	7.00	10.00	3.10	.20	.10	.20	2.00	3.40	3.80	5.50
AB	39.10	22.90	8.00	35.90	43.30	13.00	19.60	10.30	27.30	29.80	19.90	21.10
AM	19.30	42.60	47.40	15.40	20.60	40.30	35.40	39.90	30.40	29.40	41.10	35.30
OL	12.60	14.50	13.20	19.10	13.10	19.00	16.30	18.10	10.70	8.90	17.60	14.90
HY	0.00	2.70	0.00	12.30	0.00	0.00	0.00	0.00	12.10	12.20	.50	0.00
DI	19.30	14.90	16.60	0.00	16.80	21.50	25.40	25.70	16.40	15.10	15.80	17.80
MT	.80	.90	.40	.90	.80	.50	.50	.50	.70	.60	.70	.50
IL	.70	1.30	.20	.90	.80	.30	.20	.30	.50	.40	.40	.40
AP	0.00	.10	0.00	.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.10
CC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.20
C	0.00	0.00	0.00	5.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
YMG10	.66	.64	.82	.71	.66	.85	.82	.83	.77	.76	.73	.81
XMGHT	.75	.80	.87	.73	.76	.87	.86	.86	.85	.84	.85	.87

Tabelle 10 (Fortsetzung).

RODINGITE		RS-26/77	RS-48/77	RS-49/78	RS-50/78	RS-52/78	RS-111/80H	RS-113/80	D15/2	RD-138	RD-13C	RD-13	RD-15
SI02	42.00	42.96	41.94	40.23	41.97	42.06	41.60	42.53	37.32	37.61	34.95	36.09	
TI02	.15	.49	.34	.48	.19	.15	.09	.21	.06	.06	.09	.09	
AL203	15.49	17.43	14.76	18.19	17.48	16.42	16.99	14.71	20.96	21.11	20.97	20.93	
FE203	1.13	1.76	1.12	2.23	1.01	1.98	1.66	1.35	.55	.60	3.02	2.59	
FEO	2.65	2.86	3.66	4.23	3.73	1.42	1.52	2.54	1.99	2.15	0.00	0.00	
MN304	.13	.14	.16	.19	.11	.28	.34	.14	.96	1.08	1.10	.21	
MGO	14.22	9.33	11.74	10.78	11.03	9.90	8.93	14.18	11.30	11.09	12.02	9.55	
CAD	17.99	20.51	19.09	18.22	18.31	23.35	23.50	18.48	20.58	21.39	21.45	24.88	
NA20	.18	.21	.08	.02	.25	.03	0.00	.15	.02	.02	0.00	0.00	
K20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.01	.01	
P205	0.00	.04	.02	.04	.01	.02	.01	.01	0.00	0.00	.02	.02	
H20	5.56	5.06	5.83	6.39	5.78	3.43	4.01	5.32	5.03	4.61	4.95	4.12	
SUM X	99.50	100.79	98.74	101.00	99.87	99.04	98.65	99.62	98.77	99.72	98.58	98.49	
S	60.00	17.00	45.00	150.00	72.00	28.00	99.00	17.00	17.00	59.00	18.00	19.00	
SC	19.00	32.00	36.00	36.00	24.00	18.00	11.00	22.00	0.00	0.00	11.00	15.00	
V	48.00	108.00	88.00	112.00	61.00	39.00	29.00	59.00	12.00	11.00	20.00	18.00	
CR	1655.00	285.00	686.00	355.00	910.00	1145.00	1154.00	706.00	110.00	80.00	178.00	163.00	
CI	43.00	39.00	49.00	62.00	41.00	28.00	31.00	44.00	51.00	40.00	41.00	33.00	
NI	407.00	145.00	319.00	278.00	330.00	359.00	315.00	360.00	610.00	542.00	619.00	450.00	
CU	72.00	43.00	17.00	138.00	18.00	45.00	48.00	48.00	8.00	8.00	11.00	11.00	
ZN	21.00	24.00	28.00	39.00	30.00	20.00	21.00	21.00	50.00	38.00	47.00	21.00	
GA	8.00	11.00	7.00	11.00	9.00	9.00	7.00	9.00	5.00	6.00	5.00	6.00	
RB	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	4.00	4.00	
SR	7.00	36.00	9.00	105.00	7.00	11.00	10.00	10.00	4.00	4.00	8.00	8.00	
Y	3.00	15.00	10.00	16.00	5.00	4.00	1.00	7.00	1.00	1.00	0.00	0.00	
ZR	8.00	25.00	12.00	20.00	10.00	10.00	7.00	10.00	8.00	7.00	9.00	9.00	
NB	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	1.00	1.00	
BA	48.00	81.00	70.00	85.00	26.00	44.00	37.00	52.00	18.00	13.00	18.00	12.00	
NE	1.00	1.20	.50	.10	1.40	.20	0.00	.80	.10	.10	0.00	0.00	
AN	42.90	48.40	42.30	51.90	48.70	46.30	48.60	40.80	59.10	59.10	59.30	59.30	
DL	29.80	18.00	23.40	29.50	22.80	24.60	22.80	28.20	27.90	27.50	29.80	23.10	
DI	11.70	16.60	19.00	0.00	15.40	0.00	0.00	15.70	0.00	0.00	0.00	0.00	
MT	.40	.50	.60	.80	.60	.40	.40	.50	.30	.30	.30	.30	
IL	.20	.70	.50	.10	.30	.20	.10	.30	.10	.10	.10	.10	
AP	0.00	.10	0.00	.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
WO	13.90	14.50	13.70	15.10	10.80	27.10	26.70	13.70	5.70	5.90	0.00	6.60	
CAD	0.00	0.00	0.00	1.80	0.00	1.20	1.40	0.00	6.50	7.00	10.30	10.50	
XMG10	.88	.69	.73	.65	.72	.76	.75	.80	.78	.76	.78	.81	
XMGMT	.90	.85	.85	.81	.84	.91	.90	.90	.87	.86	.88	.90	

Tabelle 10 (Fortsetzung).

	RS-28/77	RS-38/78	RS-39/78	RS-66/79	RS-79/79	RS-80/79	RS-81/79	RS-83/79	RS-86A/79G	RS-86A/79F	RS-87/79	RS-88/79
FERROGABBRO												
ST02	40.96	48.59	42.24	40.76	40.20	45.01	48.86	49.55	50.45	48.18	51.16	50.53
T102	6.98	3.36	5.80	6.41	6.32	5.66	2.27	2.24	3.56	4.12	1.19	2.30
AL203	11.17	15.60	11.54	11.92	10.97	12.89	15.16	12.36	13.85	11.94	17.02	13.00
FE203	7.38	7.42	6.48	9.00	8.41	7.40	8.18	7.00	4.52	5.60	2.46	6.08
FEO	10.72	5.11	10.60	8.83	12.71	8.95	4.65	6.52	7.98	9.32	4.92	7.72
MN304	.26	.15	.29	.27	.31	.25	.20	.15	.12	.12	.11	.14
MGO	6.54	4.67	6.39	4.54	7.22	5.18	5.04	4.96	4.33	5.01	8.29	4.92
CAD	11.18	6.33	9.45	12.79	6.85	5.98	3.99	7.55	8.09	7.97	5.35	7.36
NA20	1.77	4.98	2.30	2.82	2.29	3.92	6.12	4.74	4.82	4.54	5.26	4.82
K20	.14	.19	.09	.49	.02	.27	.13	.06	.11	.03	.23	.03
P205	.01	.05	.03	.01	.04	.05	.28	.27	.45	.60	.13	.29
H20	3.46	2.48	3.49	1.81	4.17	3.28	4.21	3.56	2.69	3.11	4.04	2.60
SUM %	100.57	98.93	98.70	99.65	99.51	98.84	99.09	98.96	100.97	100.54	100.16	99.79
S	119.00	62.00	98.00	88.00	76.00	36.00	57.00	111.00	59.00	55.00	38.00	73.00
SC	56.00	28.00	52.00	56.00	57.00	44.00	36.00	28.00	33.00	47.00	23.00	32.00
V	868.00	386.00	750.00	806.00	751.00	573.00	339.00	182.00	353.00	597.00	162.00	244.00
CR	8.00	38.00	5.00	5.00	4.00	44.00	84.00	232.00	15.00	28.00	866.00	49.00
CD	78.00	47.00	68.00	84.00	122.00	85.00	53.00	44.00	60.00	74.00	44.00	53.00
NI	176.00	76.00	108.00	58.00	58.00	56.00	104.00	115.00	28.00	32.00	152.00	37.00
CU	30.00	25.00	50.00	8.00	8.00	8.00	758.00	29.00	8.00	8.00	8.00	8.00
ZN	154.00	105.00	131.00	116.00	109.00	106.00	126.00	69.00	24.00	22.00	41.00	46.00
GA	18.00	19.00	16.00	16.00	17.00	18.00	17.00	16.00	21.00	20.00	16.00	16.00
RB	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	9.00	3.00	3.00	3.00	3.00	7.00	3.00
SR	198.00	165.00	159.00	178.00	229.00	192.00	81.00	380.00	534.00	498.00	463.00	451.00
Y	29.00	25.00	30.00	24.00	33.00	39.00	60.00	29.00	82.00	74.00	32.00	60.00
ZR	73.00	46.00	65.00	49.00	68.00	86.00	182.00	93.00	161.00	66.00	78.00	127.00
NB	6.00	2.00	4.00	4.00	5.00	7.00	7.00	4.00	12.00	8.00	4.00	5.00
BA	494.00	232.00	435.00	140.00	427.00	365.00	254.00	158.00	306.00	357.00	195.00	210.00
OU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	0.00	0.00	10.60	0.00	0.00	2.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OR	.90	1.20	.60	3.10	.10	1.70	.80	.40	.70	.20	1.40	.20
AB	17.30	46.80	22.70	9.40	22.70	38.10	53.50	45.20	44.70	42.80	47.70	45.10
AN	24.00	20.60	22.90	19.80	21.70	18.20	14.20	13.00	16.30	12.70	22.40	14.30
OL	11.00	14.50	9.60	6.70	16.50	10.60	19.80	10.50	5.40	9.70	20.40	9.10
HY	5.10	.90	10.60	0.00	14.00	9.90	0.00	5.50	7.70	5.70	2.50	8.20
DI	28.90	9.60	22.60	38.60	12.50	10.90	3.70	19.90	17.60	19.80	2.90	17.40
MT	2.20	1.40	2.10	2.10	2.60	1.40	1.50	1.60	1.40	1.80	.80	1.60
IL	10.60	4.90	8.90	9.60	9.70	8.50	3.30	3.30	5.10	6.80	1.70	3.30
AP	0.00	.10	.10	0.00	.10	.10	.60	.60	1.00	1.30	.30	.60
XHG10	.42	.44	.43	.34	.41	.39	.45	.43	.41	.41	.69	.42
XMGMT	.52	.61	.51	.47	.50	.50	.65	.57	.49	.49	.75	.53

Tabelle 10 (Fortsetzung).

	FERROGABBRO							
	RS-90/79	RS-103/79	RS-109/79	RS-176/81	RS-177/81	RS-179/81	RS-180/81	REDLSCHLAG
ST02	50.21	41.66	44.23	45.13	52.55	42.59	44.41	44.45
TI02	2.38	4.17	3.05	4.52	1.20	7.45	1.39	5.09
AL203	13.24	11.66	12.57	11.06	13.59	14.15	15.07	11.66
FE203	4.39	9.52	7.08	8.24	3.20	11.49	3.69	9.06
FED	8.51	9.94	10.04	9.27	6.58	6.34	6.97	8.65
MN304	.21	.20	.21	.24	.19	.23	.18	.18
MGO	6.05	7.07	5.98	5.76	5.64	4.20	6.68	5.15
CAD	6.98	8.97	10.42	9.19	6.61	4.32	7.15	8.68
MA20	4.41	3.20	2.52	1.95	5.75	4.39	4.28	2.68
K20	.08	.87	.02	.01	.11	0.00	.04	.02
P205	.31	.01	.04	.07	.07	.28	.06	.36
H20	3.13	3.02	3.03	3.69	5.83	3.45	9.34	2.88
SUM Z	99.90	100.29	99.19	99.13	101.32	98.89	99.26	98.86
S	55.00	2694.00	37.00	47.00	11.00	26.00	31.00	39.00
SC	34.00	45.00	41.00	48.00	35.00	42.00	38.00	43.00
V	319.00	841.00	499.00	467.00	300.00	596.00	273.00	498.00
CR	60.00	32.00	27.00	5.00	30.00	3.00	36.00	28.00
CD	56.00	80.00	62.00	75.00	56.00	60.00	68.00	81.00
NI	73.00	305.00	86.00	41.00	50.00	66.00	80.00	22.00
CU	8.00	215.00	19.00	1.00	11.00	39.00	3.00	8.00
ZN	73.00	99.00	90.00	78.00	71.00	179.00	89.00	24.00
GA	16.00	17.00	19.00	21.00	17.00	24.00	19.00	19.00
RB	3.00	48.00	3.00	4.00	8.00	4.00	4.00	3.00
SR	74.00	369.00	366.00	586.00	385.00	315.00	293.00	831.00
Y	69.00	14.00	25.00	35.00	36.00	45.00	29.00	89.00
ZR	201.00	20.00	83.00	62.00	129.00	146.00	53.00	150.00
NB	7.00	3.00	2.00	3.00	4.00	14.00	2.00	19.00
RA	262.00	435.00	262.00	169.00	90.00	199.00	80.00	332.00
OU	0.00	0.00	0.00	2.20	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	9.80	0.00	0.00	.20	0.00	3.90	0.00
DR	.50	5.50	.10	.10	.70	0.00	.30	.10
AR	41.30	14.20	24.40	19.30	53.00	43.10	35.90	26.30
AN	16.80	15.80	24.70	23.60	11.30	20.70	24.00	21.60
OL	7.30	21.20	15.00	0.00	14.00	12.00	20.70	.60
HY	14.80	0.00	4.50	24.70	0.00	9.40	0.00	22.30
DI	13.80	25.10	24.60	21.00	17.70	.60	11.70	18.40
MT	1.50	2.30	2.10	2.10	1.10	2.10	1.30	2.10
IL	3.50	6.20	4.60	6.90	1.70	11.40	2.10	7.80
AP	.70	0.00	.10	.20	.20	.60	.10	.80
XMG10	.49	.43	.42	.40	.54	.33	.56	.38
XMGMT	.55	.55	.51	.52	.60	.53	.63	.51

Tabelle 10 (Fortsetzung).

BLAUSCHIEFER										
	WAP-212	RS-17/77	RS-21/77	RS-210/82D	RS-210/82H	RS-211/82	RS-214/82	RS-263/77	RS-224/82	
SI02	56.83	59.25	54.91	54.28	60.76	56.48	58.44	57.19	48.25	
TI02	1.80	1.27	2.12	2.56	.85	1.64	1.24	1.68	2.48	
AL203	12.31	12.48	10.02	8.02	14.87	11.17	13.02	11.64	11.69	
FE203	7.75	6.97	8.18	9.77	5.02	10.96	6.79	7.64	19.92	
FEO	5.84	5.32	7.99	9.42	3.52	5.84	5.82	6.62	1.01	
MN304	.18	.13	.17	.23	.08	.19	.18	.16	.08	
MGO	2.69	2.06	3.34	3.68	1.39	2.45	1.98	2.20	3.41	
CAO	3.03	2.19	3.68	4.39	1.45	3.39	2.96	2.82	3.21	
NA20	7.80	8.47	7.18	6.54	9.67	7.34	8.37	8.19	5.79	
K20	.01	.03	.07	.03	.07	.05	.03	.02	.32	
P205	.85	.56	1.16	1.00	.29	.51	.40	.78	1.21	
H20	1.48	.90	1.54	1.51	.97	.86	.95	1.00	1.66	
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.06	0.00	0.00	0.00	
SUM Z	100.57	99.63	100.36	101.43	98.94	100.94	100.18	99.94	99.03	
S	41.00	55.00	89.00	53.00	3.00	11.00	0.00	48.00	47.00	
SC	25.00	19.00	32.00	35.00	11.00	28.00	20.00	24.00	29.00	
V	218.00	158.00	265.00	146.00	50.00	120.00	55.00	254.00	143.00	
CR	0.00	2.00	11.00	15.00	15.00	7.00	0.00	0.00	0.00	
CO	11.00	14.00	26.00	47.00	19.00	10.00	18.00	14.00	10.00	
NI	65.00	78.00	84.00	92.00	94.00	186.00	100.00	67.00	205.00	
CU	8.00	8.00	31.00	1.00	17.00	10.00	5.00	8.00	63.00	
ZN	224.00	159.00	171.00	310.00	121.00	198.00	249.00	194.00	242.00	
GA	24.00	30.00	23.00	23.00	35.00	40.00	40.00	27.00	39.00	
RB	3.00	3.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.00	12.00	
SR	37.00	38.00	41.00	23.00	37.00	42.00	62.00	35.00	26.00	
Y	293.00	241.00	230.00	257.00	220.00	377.00	262.00	242.00	315.00	
ZR	1254.00	877.00	598.00	645.00	1169.00	1405.00	861.00	675.00	924.00	
NB	12.00	13.00	11.00	11.00	14.00	21.00	15.00	11.00	18.00	
BA	203.00	155.00	236.00	150.00	43.00	87.00	54.00	188.00	122.00	
NE	0.00	0.00	0.00	0.00	.10	0.00	0.00	0.00	0.00	
OR	.10	.20	.40	.20	.40	.30	.20	.10	2.00	
AB	68.00	68.50	55.70	44.90	80.20	61.70	71.20	64.30	55.70	
AN	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	5.30	
OL	6.20	3.60	7.90	6.40	9.30	6.80	8.80	8.70	18.70	
HY	10.80	13.50	14.70	20.20	0.00	12.50	4.10	8.90	7.10	
DI	7.70	5.80	8.80	12.60	4.20	10.70	9.70	7.20	2.60	
AC	2.40	6.50	8.40	12.50	4.80	4.30	3.40	8.20	0.00	
MT	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.10	
IL	2.50	1.80	3.00	3.70	1.20	2.30	1.70	2.40	3.70	
AP	1.80	1.20	2.50	2.20	.60	1.10	.80	1.70	2.70	
CC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.20	0.00	0.00	0.00	
XMG10	.29	.26	.30	.28	.25	.23	.24	.24	.26	
XMGMT	.44	.40	.42	.41	.41	.42	.37	.37	.86	

Tabelle 10 (Fortsetzung).

GRUENSCHIEFER

	RS-13/77	RS-14/77	RS-18/77	RS-33/78	RS-44/78	RS-45/78	RS-47/78	RS-58/78	RS-73/78GR	RS-73/78FE	RS-74/78	RS-77/79
SI02	44.26	49.31	35.30	47.40	50.59	49.01	49.65	49.34	51.77	48.16	42.48	50.66
TI02	1.53	1.87	4.70	1.59	1.42	.70	2.45	2.83	1.12	1.21	1.55	1.75
AL203	16.39	15.66	13.70	15.06	15.62	21.34	14.99	16.38	15.88	16.56	13.25	17.58
FE203	6.23	3.81	10.38	5.22	2.87	2.61	8.15	9.69	3.80	3.04	3.80	3.96
FEO	3.91	6.79	13.43	4.49	6.05	3.26	4.84	3.16	5.82	5.64	6.21	5.46
MN304	.17	.17	.35	.16	.16	.10	.22	.15	.13	.15	.26	.17
MGO	3.64	7.55	6.04	4.81	7.61	5.15	5.03	1.45	7.77	8.30	4.45	6.00
CAO	10.12	7.21	7.32	11.32	11.91	10.89	4.58	11.60	10.10	13.97	13.17	7.31
NA20	5.55	2.86	1.91	4.13	2.78	3.70	6.24	4.01	3.49	1.68	3.87	5.08
K20	0.00	.02	.37	.41	0.00	.06	.14	.01	.02	0.00	.74	.02
P205	.25	.26	0.00	.16	.13	.07	.27	.78	.11	.10	.16	.16
H20	3.04	3.94	5.19	3.11	2.07	2.03	3.21	1.19	1.91	1.28	2.64	3.13
CO2	3.55	0.00	0.00	1.83	0.00	0.00	0.00	0.00	.28	.71	7.65	0.00
SUM x	98.64	99.45	98.69	99.69	101.21	98.92	99.77	100.59	100.62	100.79	100.23	101.28
S	17.00	32.00	68.00	28.00	201.00	30.00	38.00	17.00	43.00	68.00	126.00	242.00
SC	23.00	21.00	53.00	32.00	31.00	12.00	23.00	26.00	26.00	28.00	27.00	26.00
V	238.00	287.00	388.00	254.00	204.00	98.00	141.00	300.00	160.00	180.00	230.00	270.00
CR	192.00	220.00	15.00	217.00	354.00	196.00	277.00	18.00	202.00	286.00	162.00	222.00
CD	30.00	54.00	77.00	49.00	51.00	42.00	41.00	27.00	54.00	56.00	44.00	51.00
NI	86.00	107.00	270.00	100.00	88.00	81.00	136.00	60.00	94.00	113.00	115.00	105.00
CU	8.00	56.00	8.00	63.00	87.00	23.00	8.00	8.00	19.00	12.00	51.00	52.00
ZN	109.00	101.00	348.00	87.00	50.00	42.00	54.00	53.00	35.00	38.00	96.00	98.00
GA	15.00	13.00	12.00	13.00	15.00	12.00	13.00	41.00	13.00	16.00	14.00	16.00
RB	3.00	3.00	5.00	3.00	3.00	3.00	3.00	4.00	3.00	3.00	20.00	3.00
SR	475.00	53.00	243.00	131.00	166.00	181.00	200.00	648.00	131.00	196.00	150.00	119.00
Y	44.00	42.00	256.00	39.00	35.00	18.00	22.00	223.00	27.00	30.00	42.00	42.00
ZP	111.00	143.00	743.00	108.00	103.00	60.00	65.00	1201.00	73.00	91.00	114.00	117.00
NB	2.00	3.00	0.00	2.00	3.00	3.00	3.00	33.00	2.00	3.00	4.00	3.00
BA	162.00	214.00	376.00	188.00	144.00	85.00	103.00	233.00	125.00	136.00	258.00	203.00
QU	0.00	1.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.30	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	6.00	0.00	4.70	1.30	0.00	.30	3.70	0.00	0.00	0.00	0.00	.20
OR	0.00	.10	2.50	2.50	0.00	.40	.90	.10	.10	0.00	4.40	.10
AB	41.20	27.00	11.60	36.10	25.20	33.40	51.80	37.40	31.40	15.20	35.00	45.50
AN	20.40	31.40	31.40	22.00	30.40	42.20	12.90	27.70	27.70	37.90	16.70	25.30
OL	14.00	0.00	31.80	11.20	3.40	12.20	18.20	0.00	3.50	3.20	7.10	16.80
HY	0.00	31.80	0.00	0.00	15.10	0.00	0.00	5.90	17.80	17.80	13.90	0.00
DI	5.20	3.60	7.81	18.30	22.70	9.90	7.00	21.40	16.10	21.30	0.00	8.20
MT	1.10	1.20	2.70	1.10	1.00	.70	1.50	1.40	.90	1.00	1.10	1.10
IL	2.20	2.70	7.43	2.30	2.00	1.00	3.50	4.10	1.60	1.70	2.20	2.50
AP	.50	.60	0.00	.30	.30	.10	.60	1.70	.20	.20	.30	.30
CC	9.20	0.00	0.00	4.80	0.00	0.00	0.00	0.00	.70	1.80	19.20	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XMG10	.43	.59	.34	.50	.63	.64	.45	.19	.66	.66	.47	.56
XMGMT	.61	.66	.44	.65	.69	.73	.64	.44	.70	.72	.55	.66

Tabelle 10 (Fortsetzung)

	RS-96/79	RS-97/79	RS-116/80	RS-137/80	RS-138/80	RS-153/80	RS-164/80	RS-165/80	RS-166/80	RS-167/80H	RS-167/80D	RS-167/81
ST02	49.66	45.47	42.06	50.18	48.70	57.26	46.73	48.70	49.48	36.24	47.20	48.56
TI02	1.40	4.78	1.07	.82	.72	1.31	.86	.58	.61	.09	1.93	1.87
AL203	14.70	12.08	14.30	19.61	16.62	15.12	16.12	15.69	16.17	19.18	14.35	14.70
FE203	3.92	7.31	4.82	6.02	4.09	6.19	2.47	2.30	2.35	1.93	3.47	3.14
FED	5.10	8.06	6.95	2.45	2.22	2.18	5.36	4.14	3.74	6.35	6.77	6.71
MN304	.17	.20	.18	.14	.09	.15	.13	.13	.12	.11	.17	.15
M60	7.49	5.80	14.36	3.52	3.16	2.42	10.50	10.59	10.06	.59	6.96	7.89
CAD	8.78	10.06	9.41	8.70	13.48	9.26	11.18	11.12	11.69	25.13	10.15	7.86
NA20	3.66	2.62	2.41	4.71	5.10	3.02	1.17	1.06	2.76	1.14	3.75	3.45
K20	.44	.06	.34	.84	.03	.13	.74	1.90	2.24	.12	.10	.34
P205	.14	.10	.01	.08	.06	.14	.06	.05	.04	.03	.14	.21
H20	3.11	2.97	3.49	2.25	2.57	1.78	3.27	2.63	2.33	.24	4.70	3.63
C02	0.00	0.00	0.00	0.00	3.37	0.00	0.00	0.00	0.00	7.90	0.00	0.00
SUM %	98.57	99.51	99.40	99.32	100.21	98.96	98.59	98.89	99.59	99.05	99.69	98.51
S	36.00	55.00	178.00	0.00	19.00	1.00	60.00	2.00	8.00	19.00	70.00	18.00
SC	25.00	47.00	31.00	25.00	23.00	24.00	24.00	27.00	22.00	30.00	33.00	30.00
V	184.00	595.00	161.00	255.00	167.00	219.00	190.00	174.00	149.00	347.00	338.00	279.00
CR	301.00	47.00	979.00	705.00	515.00	229.00	470.00	981.00	980.00	24.00	315.00	260.00
CO	47.00	73.00	84.00	52.00	30.00	37.00	48.00	46.00	44.00	10.00	59.00	55.00
NI	129.00	46.00	1230.00	147.00	96.00	90.00	187.00	208.00	236.00	15.00	126.00	107.00
CU	38.00	8.00	43.00	39.00	84.00	42.00	22.00	19.00	28.00	1.00	99.00	16.00
ZN	69.00	62.00	79.00	87.00	48.00	81.00	45.00	46.00	45.00	15.00	76.00	64.00
GA	13.00	17.00	7.00	19.00	18.00	18.00	18.00	16.00	17.00	34.00	18.00	17.00
RB	8.00	3.00	3.00	14.00	4.00	4.00	11.00	36.00	44.00	8.00	4.00	5.00
SP	107.00	263.00	107.00	141.00	292.00	458.00	143.00	126.00	125.00	893.00	258.00	196.00
Y	33.00	43.00	11.00	18.00	25.00	41.00	21.00	16.00	18.00	4.00	35.00	38.00
ZR	94.00	155.00	31.00	49.00	41.00	102.00	49.00	38.00	66.00	11.00	116.00	136.00
NB	4.00	8.00	3.00	2.00	2.00	6.00	3.00	3.00	4.00	1.00	4.00	7.00
RA	38.00	361.00	169.00	55.00	28.00	70.00	86.00	115.00	138.00	39.00	79.00	94.00
OU	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	0.00	8.00	3.80	3.30	0.00	0.00	0.00	0.00	4.70	2.10	0.00
DR	2.70	.40	2.00	5.10	.20	.80	4.60	11.50	13.50	.70	.60	2.10
AB	34.20	25.30	8.60	37.10	40.50	28.60	10.90	9.80	7.00	2.40	31.90	32.50
AN	23.30	22.60	27.70	30.60	22.50	28.80	38.10	33.30	34.80	47.40	23.20	24.80
OL	10.80	2.40	34.80	10.80	4.90	0.00	9.20	9.90	6.10	.90	14.80	9.60
HY	8.70	15.80	0.00	0.00	0.00	8.70	19.50	15.40	17.80	0.00	0.00	14.90
DI	16.90	24.30	15.80	10.40	18.30	15.00	15.40	18.40	19.30	22.40	23.00	11.80
MT	1.00	1.80	1.30	.90	.70	.90	.90	.70	.70	1.00	1.20	1.20
IL	2.00	7.20	1.50	1.20	1.00	1.90	1.20	.80	.90	.10	2.80	2.70
AP	.30	.20	0.00	.20	.10	.30	.10	.10	.10	.10	.30	.50
CC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.20	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	8.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XMG10	.63	.44	.71	.47	.51	.38	.73	.77	.77	.12	.58	.62
XMGMT	.72	.56	.78	.71	.71	.65	.77	.82	.82	.14	.64	.67

Tabelle 10 (Fortsetzung).

GRUENSCHIEFER

	RS-168/81	RS-170/81	RS-171/81	RS-172/81	RS-187/81	RS-221/82	RS-222/82	RS-227/82	RS-231/83
S102	49.18	43.17	53.56	42.21	48.52	49.37	40.67	43.37	49.39
T102	2.61	6.16	1.20	6.36	1.62	1.23	.70	2.38	1.23
AL203	13.54	12.52	13.79	12.23	16.87	12.92	16.29	15.13	16.36
FE203	5.37	7.59	3.46	9.52	1.54	.78	3.14	5.82	2.25
FED	6.50	9.23	6.11	8.89	7.94	7.23	4.30	6.04	5.90
MN304	.16	.27	.14	.25	.15	.17	.13	.20	.15
MGO	5.88	5.94	6.58	5.64	7.23	8.73	10.41	8.54	8.04
CAO	11.00	6.32	7.39	6.21	4.54	6.87	9.87	12.75	10.59
NA20	1.11	3.87	4.85	3.57	4.94	2.21	2.30	1.67	3.31
K20	.06	.10	.06	.11	.02	.01	1.04	.04	.06
P205	.34	.09	.04	.08	.14	.13	.06	.21	.11
H20	3.05	3.46	2.31	4.38	4.54	7.19	5.96	3.44	2.65
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	1.47	2.80	4.96	0.00	0.00
SUM %	98.80	98.72	99.49	99.45	99.52	99.64	99.83	99.59	100.04
S	205.00	45.00	11.00	48.00	43.00	117.00	19.00	90.00	1224.00
SC	34.00	46.00	29.00	49.00	29.00	28.00	22.00	35.00	25.00
V	387.00	870.00	224.00	914.00	289.00	262.00	180.00	366.00	192.00
CR	58.00	1.00	315.00	3.00	337.00	260.00	503.00	333.00	332.00
CO	55.00	74.00	58.00	71.00	57.00	47.00	59.00	64.00	53.00
NI	49.00	51.00	115.00	55.00	135.00	98.00	246.00	154.00	114.00
CU	8.00	22.00	1.00	19.00	84.00	53.00	299.00	12.00	58.00
ZN	73.00	147.00	57.00	153.00	97.00	80.00	79.00	120.00	65.00
GA	20.00	20.00	16.00	22.00	18.00	15.00	14.00	19.00	18.00
RB	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	29.00	4.00	8.00
SR	378.00	89.00	133.00	88.00	80.00	128.00	243.00	281.00	184.00
Y	57.00	27.00	27.00	23.00	40.00	29.00	18.00	56.00	29.00
ZP	208.00	77.00	75.00	89.00	112.00	96.00	35.00	190.00	102.00
NB	12.00	5.00	3.00	5.00	3.00	4.00	2.00	9.00	6.00
BA	129.00	233.00	33.00	225.00	65.00	56.00	80.00	126.00	56.00
QU	9.40	0.00	0.00	0.00	0.00	7.80	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	.30	0.00	0.00
OR	.40	.60	.40	.70	.10	.10	6.50	.20	.40
AB	10.80	37.70	44.40	35.20	46.50	21.70	21.30	15.80	30.20
AN	34.40	17.90	16.00	18.70	22.70	27.70	32.80	35.50	30.10
OL	0.00	17.40	4.80	16.50	17.30	0.00	29.60	18.30	12.70
HY	21.20	2.40	14.50	5.10	8.60	36.20	0.00	1.00	5.70
DI	17.80	12.40	16.90	11.60	0.00	0.00	.10	23.80	18.10
MT	1.40	2.00	1.10	2.20	1.10	1.00	.90	1.40	.90
IL	3.90	9.30	1.70	9.70	2.40	1.90	1.00	3.50	1.70
AP	.80	.20	.10	.20	.30	.30	.10	.50	.20
CC	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.50	7.40	0.00	0.00
C	0.00	0.00	0.00	0.00	.90	0.00	0.00	0.00	0.00
XMG10	.50	.42	.58	.39	.60	.68	.74	.60	.66
XMGMT	.61	.53	.65	.52	.61	.68	.81	.71	.70

Tabelle 10 (Fortsetzung).

	RS-2/77	RS-4/77	RS-6/77	RS-10/77	RS-92/79	RS-93/79	RS-100/79	RS-136/80	RS-188/81	RS-225/82	RS-225-HCL	WAP-210
OPHIKARBONATGESTEINE												
SI02	18.50	15.76	10.29	8.06	5.37	17.39	5.04	8.89	13.63	15.86	44.21	21.88
TI02	.65	0.00	0.00	.04	0.00	.03	.08	.03	.02	.04	.09	.02
AL203	9.57	1.57	.97	2.03	.74	1.86	2.71	1.22	1.41	1.96	4.01	2.14
FE203	2.03	4.84	4.05	5.63	7.78	4.52	8.35	4.16	2.89	7.69	23.65	6.16
FEO	1.87	3.81	1.17	2.21	.91	2.10	2.02	1.01	2.27	.63	1.89	6.38
MN304	.17	.07	.10	.08	.11	.06	.09	.06	.06	.11	.24	.09
MGO	1.68	1.45	.92	1.43	2.19	14.34	4.84	1.36	1.31	3.17	9.31	2.20
CAO	36.40	39.34	46.02	44.80	45.90	29.94	42.38	46.43	42.05	41.68	8.99	32.49
NA2O	.76	1.44	.92	.55	0.00	0.00	0.00	1.07	.94	1.55	4.91	2.23
K2O	.70	.23	.84	.01	0.00	0.00	0.00	0.00	.16	.05	.16	.35
P205	.14	.04	.05	.05	.08	.06	.06	.04	.02	.26	.02	.09
H2O	1.97	.74	.67	.43	1.90	3.12	2.27	.40	.14	0.00	1.78	1.45
CO2	24.79	30.50	34.98	35.62	34.25	25.66	31.43	35.24	34.30	26.52	0.00	24.51
CR203	.01	.34	.24	.22	.30	.38	.42	.22	.24	.37	1.18	.47
NIO	0.00	.07	.10	.06	.05	.13	.11	.05	.07	.08	.24	.11
SUM %	99.24	100.20	101.32	101.22	99.58	99.59	99.80	100.18	99.51	99.97	100.68	100.57
S	18.00	33.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	39.00	35.00	25.00	48.00	459.00
SC	19.00	28.00	22.00	24.00	27.00	12.00	26.00	49.00	45.00	49.00	40.00	27.00
V	53.00	33.00	21.00	25.00	29.00	17.00	28.00	58.00	70.00	91.00	352.00	48.00
CR	12.00	2808.00	2049.00	2010.00	2339.00	2770.00	3851.00	1593.00	2057.00	2706.00	9336.00	3985.00
CO	40.00	46.00	75.00	54.00	52.00	60.00	108.00	40.00	71.00	84.00	295.00	69.00
NI	57.00	587.00	791.00	540.00	460.00	928.00	853.00	357.00	511.00	632.00	2185.00	867.00
CU	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	1.00	37.00	1.00	1.00	8.00
ZN	48.00	57.00	31.00	56.00	29.00	79.00	155.00	60.00	61.00	91.00	260.00	89.00
GA	11.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	4.00	4.00	4.00	4.00	5.00
RB	28.00	5.00	6.00	3.00	3.00	3.00	3.00	4.00	7.00	4.00	4.00	6.00
SR	747.00	167.00	212.00	158.00	193.00	125.00	319.00	96.00	269.00	150.00	12.00	126.00
Y	27.00	3.00	1.00	8.00	3.00	1.00	17.00	3.00	2.00	12.00	1.00	1.00
ZR	109.00	8.00	6.00	9.00	7.00	7.00	28.00	11.00	11.00	11.00	11.00	14.00
NB	12.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	2.00	0.00	3.00	0.00	3.00
BA	185.00	129.00	111.00	66.00	74.00	52.00	70.00	32.00	62.00	62.00	136.00	162.00
CC	60.80	73.30	81.70	83.50	83.30	61.80	76.70	82.70	81.20	63.80	0.00	60.40
XMG10	.46	.26	.27	.28	.35	.82	.50	.36	.34	.45	.44	.27
XMGMT	.56	.40	.56	.53	.81	.92	.80	.69	.50	.89	.89	.38

Tabelle 10 (Fortsetzung).

OPHIKARBONATGESTEINE		KALKGLIMMERSCHIEFER UND PHYLLITE									
	WAP-211	RS-99/79	RS-163/80	RS-174/81	RS-220/82	RS-226/82	RS-229/82	RS-230/82	RS-223/82		
SI02	14.48	8.28	1.87	7.43	7.86	14.99	12.46	11.28	58.73		
TI02	0.00	.11	.12	.09	.03	.19	.13	.15	.75		
AL203	1.31	2.51	1.63	2.46	2.05	4.60	3.52	3.09	18.61		
FE203	2.80	.02	0.00	0.00	.28	1.09	.97	.41	3.35		
FEO	3.26	1.08	.89	1.56	.91	.89	.74	.70	3.87		
MN304	.14	.02	.03	.03	.03	.06	.04	.03	.14		
MGO	1.62	1.46	1.95	1.89	1.19	1.64	1.32	1.22	2.75		
CAD	41.30	45.80	52.32	46.70	48.00	44.11	44.10	45.31	1.31		
NA2O	1.18	.16	0.00	0.00	0.00	.16	.35	.52	0.00		
K2O	.23	.45	.04	.41	.41	1.08	.74	.73	6.69		
P205	.07	.06	.07	.05	.05	.06	.06	.06	.12		
H2O	.82	.50	.12	3.78	3.62	1.13	1.27	.73	4.08		
CD2	32.30	38.25	40.58	35.86	35.96	30.18	33.05	35.00	0.00		
CR203	.31										
NIO	.09										
SUM x	99.91	98.70	99.62	100.26	100.39	100.18	98.75	99.23	100.40		
S	424.00	858.00	115.00	1463.00	406.00	377.00	325.00	1855.00	20.00		
SC	25.00	14.00	48.00	42.00	45.00	39.00	36.00	40.00	18.00		
V	27.00	19.00	25.00	31.00	25.00	39.00	50.00	34.00	212.00		
CR	2671.00	4.00	4.00	4.00	0.00	21.00	30.00	11.00	172.00		
CD	82.00	0.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	58.00		
NI	674.00	7.00	18.00	17.00	14.00	26.00	27.00	19.00	138.00		
CU	86.00	8.00	1.00	1.00	1.00	17.00	1.00	1.00	37.00		
ZN	65.00	15.00	30.00	26.00	23.00	42.00	36.00	25.00	161.00		
GA	5.00	5.00	4.00	4.00	4.00	8.00	5.00	4.00	30.00		
RB	3.00	29.00	6.00	26.00	24.00	40.00	45.00	33.00	273.00		
SR	210.00	567.00	851.00	727.00	627.00	462.00	710.00	804.00	19.00		
Y	1.00	10.00	11.00	8.00	11.00	24.00	13.00	10.00	32.00		
ZP	7.00	23.00	19.00	18.00	15.00	40.00	37.00	27.00	153.00		
ZR	3.00	3.00	5.00	5.00	5.00	12.00	8.00	5.00	19.00		
NB	3.00	85.00	34.00	69.00	52.00	104.00	114.00	93.00	823.00		
BA	88.00	90.10	93.20	85.80	86.00	71.80	80.90	83.30	0.00		
CC	77.10	.72	.81	.70	.66	.63	.61	.69	.44		
XMG10	.35	.70	.79	.68	.69	.76	.75	.75	.56		
XMGMT	.46										

Tabelle 10 (Fortsetzung).

NICHT OPHIOLITISCHE GRUENSCHIEFER			
	RS-159/80	RS-160/80	RS-161/80
SiO ₂	38.85	41.22	36.08
TiO ₂	4.61	4.00	4.08
Al ₂ O ₃	13.11	14.50	11.04
Fe ₂ O ₃	14.95	1.55	12.84
FeO	0.00	9.10	0.00
Mn ₃ O ₄	.23	.22	.32
MgO	7.39	4.98	6.35
CaO	8.10	9.65	13.83
Na ₂ O	1.74	3.97	1.35
K ₂ O	.02	0.00	.01
P ₂ O ₅	1.40	.91	1.20
H ₂ O	4.42	4.01	4.03
CO ₂	4.89	5.32	9.29
SUM %	99.71	99.43	100.42
S	318.00	204.00	384.00
SC	28.00	22.00	31.00
V	440.00	372.00	386.00
CR	3.00	1.00	2.00
CO	68.00	61.00	62.00
NI	69.00	28.00	59.00
CU	96.00	149.00	99.00
ZN	179.00	139.00	149.00
GA	19.00	20.00	15.00
RB	0.00	4.00	0.00
SR	523.00	805.00	805.00
Y	38.00	44.00	34.00
ZR	393.00	431.00	339.00
NB	123.00	184.00	114.00
BA	328.00	147.00	301.00
OU	11.30	0.00	12.10
OR	.10	0.00	.10
AB	16.80	38.20	12.70
AN	.10	23.30	2.10
OL	0.00	10.00	0.00
HY	33.40	10.40	28.00
DI	2.40	.20	2.00
MT	1.70	1.30	1.40
IL	6.90	6.00	6.00
AP	3.20	2.00	2.60
CC	13.30	8.50	24.70
C	12.00	0.00	9.30
X _{Mg10}	.52	.48	.52
X _{MgT}	0.00	.49	0.00

Chloritschiefer sehr ähnlicher Zusammensetzung (Tab. 10, Ro-12, RS-111/80D) als Blackwallbildung um die Rodingitgänge (KOLLER & RICHTER, 1980). Fe-reiche Chloritschiefer mit 20–30 Gew.-% FeO und Fe₂O₃ (Tab. 10) führen meist idiomorphe Magnetitoktaeder und seltener Pyrit. Xenomorpher Titanit ist ein häufiger Nebengemengteil. Diese Chloritschiefer findet man als isolierte Gänge und Linsen innerhalb der Serpentinite sowie am Rand zu den Ferrogabbros oder zu den Blauschiefern. Die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen (Tab. 10) zeigen, daß die Fe-armen Chloritschiefer äquivalente Gehalte an immobilen Spurenelementen wie die normalen, hellen Gabbros aufweisen, die Magnetit-reichen Chloritschiefer (RS-25/77, RS-42/78) wie die Ferrogabbros. Die an die Blauschiefer grenzenden Magnetit-Chloritschiefer (RS-215–217/82) besitzen ähnlich hohe Gehalte an P, Zr, Y und den SEE, wie die Blauschiefer selbst.

Es ist damit leicht ableitbar, daß die Chloritschiefer metasomatisch veränderte Gabbrovarietäten am Rand und innerhalb der Ultramafite darstellen. Allein aus

dem Gehalt weitgehend immobiler Elemente kann auf den ursprünglichen Gesteinschemismus geschlossen werden. Si, Na und Ca wurden abtransportiert, Mg und H₂O zugeführt.

7.3. Gabbrosequenz und deren Differentiate

Bevorzugt im Rechnitzer Fenster (Abb. 1) sind um die Serpentinite gabbroide Körper aufgeschlossen. Vereinzelt findet man am westlichen Rand dieses Fensters die Gabbros isoliert als tektonische Scherlinge. Im Fenster von Rechnitz sind sie seltener, dafür findet man auch noch kleinere Körper von sauren Differentiaten. Generell kann man die Gabbrosequenzen der Rechnitzer Serie in drei Gruppen untergliedern: Normale Gabbro, Ferrogabbro und späte Differentiate (Fe-Diorite, Plagiogranite).

Die normalen Gabbros mit dem rekonstruierbaren Mineralbestand reliktsch erhaltener Klinopyroxen, sowie Formrelikte bildender Plagioklas und Olivin, sind TiO₂- und Fe-arm (Tab. 10) und besitzen im Durchschnitt 0,4 Gew.-% TiO₂ und 5,7 Gew.-% FeO und Fe₂O₃. SiO₂- und Al₂O₃-Gehalte verhalten sich verkehrt proportional, wobei die SiO₂ ärmeren Gabbros olivinreichere Varietäten darstellen. Für diese läßt sich eine Kristallfraktionierung durch höhere Gehalte an Mg, Cr und Ni bei geringeren Y, Zr, Ba, V und Ga ableiten, eine Korrelation mit troktoolithischen Gabbrovarietäten ist wahrscheinlich (COLEMAN, 1977; HEKINIAN, 1982). Aufgrund der metamorphen Überprägung und der metasomatischen Veränderungen, insbesondere während der ozeanischen Metamorphose, ist ein primäres "layering" nur selten zu beobachten. Lagenweise Grob- (RS-144/80G) und Feinkornbereiche (RS-144/80F) weisen aber deutliche Unterschiede in der Zusammensetzung auf und dürften damit einem primären "layering" entsprechen. Die normalen Gabbrovarietäten sind sehr häufig mit den Ultramafititen vergesellschaftet, wobei dann der metamorphe Mineralbestand aus wechselnden Mengen von Aktinolith, Chlorit, Albit und Pumpellyit besteht. Letzterer wird durch Klinozoisit oder in den Rodingiten durch Hydrogrossular verdrängt. Der Rand der hellen, magnesiumreichen Gabbros zu den Serpentiniten sowie die Gänge innerhalb der Ultramafite sind durch eine Rodingitisation gekennzeichnet. Diese Ca-Zunahme (Abb. 20) ist verbunden mit einer Abnahme von Si und einer vollständigen Abfuhr der Alkalien (Tab. 10), verbleibende Na-Gehalte in den Rodingiten sind meist an die magmatischen Klinopyroxene gebunden. Die weitgehend immobilen Elemente werden nur relativ zur Massenbilanz angereichert. Höhere K₂O- und Na₂O-Gehalte in den Gabbros (Abb. 20, Tab. 10), üblicherweise abseits der Serpentinite, machen sich in der Norm durch höhere Or-, Ab- und Ne-Komponenten bemerkbar, sollten aber eine metasomatische Zufuhr bedeuten, da keineswegs alkaligabbroide Zusammensetzungen vorliegen (HEKINIAN, 1982). Bei einer Darstellung im AFM-Dreieck (Abb. 21) fallen die Rodingite durch den Verlust der Alkalien ins Feld der ultramafischen Kumulate, die normalen Gabbros zeigen teilweise eine Na-Zufuhr bei geringen oder fehlenden K-Gehalten (Abb. 20 und 21, Tab. 10), dies verursacht eine Abweichung vom Fraktionierungstrend, der ähnlich dem der Skaergaardintrusion sein sollte. Das X_{Mg} (X_{Mg10} in Tab. 10) der normalen Gabbros variiert von 0,85–0,64, mit einem Mittelwert von 0,76, bezogen auf 0,9 Fe_{tot} als

Tabelle 11: SEE-Gehalte ausgewählter Ophiolitproben der Rechnitzer Serie, Angaben in ppm (zerstörungsfreie INAA, * für radiochemische Analysen, Analytiker F. KLUGER, Wien).

	RO-12C	RO-15F	RO-13G	RS-37/78*	Glash*	RS-49/78*	RS-39/78*
La	0,083	0,20	0,18	0,34	0,435	0,38	0,62
Ce	0,26		1,9	1,5	1,76	1,95	4,6
Nd	0,23		-	-	2,0	1,8	6,2
Sm	0,073	0,10	0,14	0,63	0,777	0,9	2,8
Eu	0,26	0,17	0,97	0,42	0,43	0,44	1,11
Tb	0,017	0,018	0,033	0,17	0,24	0,32	0,84
Yb		0,084	0,13	0,61	0,72	0,82	2,07
Lu	0,083	0,016	0,021	0,09	0,108	0,12	0,31
Ta	0,03	0,04	0,02	0,1	0,05	0,13	0,6
Hf	0,09	0,047	0,018	0,13	0,35	0,56	2,4

	RS-176/81*	RS-214/82	RS-44/78	RS-172/81	RS-77/79	RS-96/79	RS-227/82
La	1,21	18	0,91	2,2	2,5	2,76	5,95
Ce	5,5	90	4,3	7,4	-	9,9	18
Nd	5,6	55	-	-	-	-	-
Sm	2,22	21	2,72	2,39	2,77	3,10	4,33
Eu	1,35	5,65	1,05	1,21	1,11	1,07	1,55
Tb	0,72	5,98	0,72	0,8	0,92	0,75	1,19
Yb	2,12	23,4	2,51	3,45	3,6	3,35	3,85
Lu	0,31	3,48	0,38	0,56	0,55	0,51	0,57
Ta	0,5	0,96	0,15	0,75	1,2	0,2	0,45
Hf	2,1	29	2,4	2,0	2,9	3,1	4,1

FeO. Das metamorphe X_{MGMT} (Tab. 10) ist wegen der höheren Oxidationsrate stets höher (Tab. 10), dies gilt auch für die Rodingite. Der Ca-Überschuß in den Rodingiten, mit Ca-Werten von 18–25 Gew.-% CaO (Tab. 10, Abb. 20), verursacht in der Normkalkulation hohe Wo-Komponente und teilweise nicht verrechenbares CaO.

Von diesen Gabbrovarietäten unterscheiden sich die Fe- und Ti-reichen Ferrogabbros sehr stark. Vom primären Mineralbestand der dunklen Gabbros sind Augit und Formrelikte von Ilmenit und Titanomagnetit erhalten geblieben. Aus der Norm lassen sich neben den Feldspatkomponenten noch Hy und Ol errechnen, die mit dem vorhandenen Chloritanteil gut korrelieren. Dies legt den Schluß auf Gabbronorit- und Noritvarietäten nahe, wobei dann die hohen Ti- und Fe-Gehalte nach HEKINIAN (1982) durchaus als normal anzusehen sind. Der metamorphe Mineralbestand dieser Gesteine ist sehr komplex (Tab. 9).

Generell sind durchschnittliche Gehalte von 4 Gew.-% TiO_2 festzustellen, wobei die Werte von 1,2 Gew.-% TiO_2 für die Übergangstypen zu den normalen Gabbros (RS-87/79, RS-177/81 und RS-180/81; Tab. 1) bis zu 7,45 Gew.-% TiO_2 (RS-179/81) variieren. Fe_2O_3 - und FeO-Gehalte erreichen zusammen über 20 Gew.-% bei

einer positiven Korrelation zu Ti und einer negativen zu Mg, entsprechend den geringen X_{MG10} um 0,45 oder dem X_{MGMT} von 0,5–0,6 (Tab. 10). Der Anteil an primärem Ilmenit und Titanomagnetit erreicht in den Ferrogabbrovarietäten 20 Vol.-%, entsprechend der Häufigkeit der Formrelikte. Dem gegenüber stehen Titanitextremwerte von 20 Vol.-% und Fe-Oxidanteile (Haematit und Magnetit) von 5–10 Vol.-% in den metamorphen Paragenesen. Die Ca- und Mg-Werte der Fe- und Ti-reichen Gabbros sind geringer als in den normalen Gabbros (Abb. 20 und 21), die Na-Gehalte weisen eine deutliche Anreicherung bis zu 6,12 Gew.-% Na_2O (RS-81/79) auf. Auch dies verursacht eine Abweichung vom Skaergaardentwicklungstrend (Abb. 21) zu höheren Alkaligehalten, die aber dann nur durch die Zunahme von Na (Abb. 20) verursacht ist. Außerdem resultieren daraus in der CIPW-Norm die Ne-Gehalte und der hohe Ab-Überschuß gegenüber An. Die Zunahme des Na steht üblicherweise in einem direkten Zusammenhang mit der hohen Oxidationsrate, die durch einen mittleren $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ -Quotienten um 0,45 und Extremwerten bis 0,64 (RS-81/79, RS-179/81, Tab. 10) charakterisiert ist. P_2O_5 - und K_2O -Gehalte sind gering, jedoch im Durchschnitt höher als in den normalen Gabbrovarietäten. In den Spurenelementkonzentrationen ist

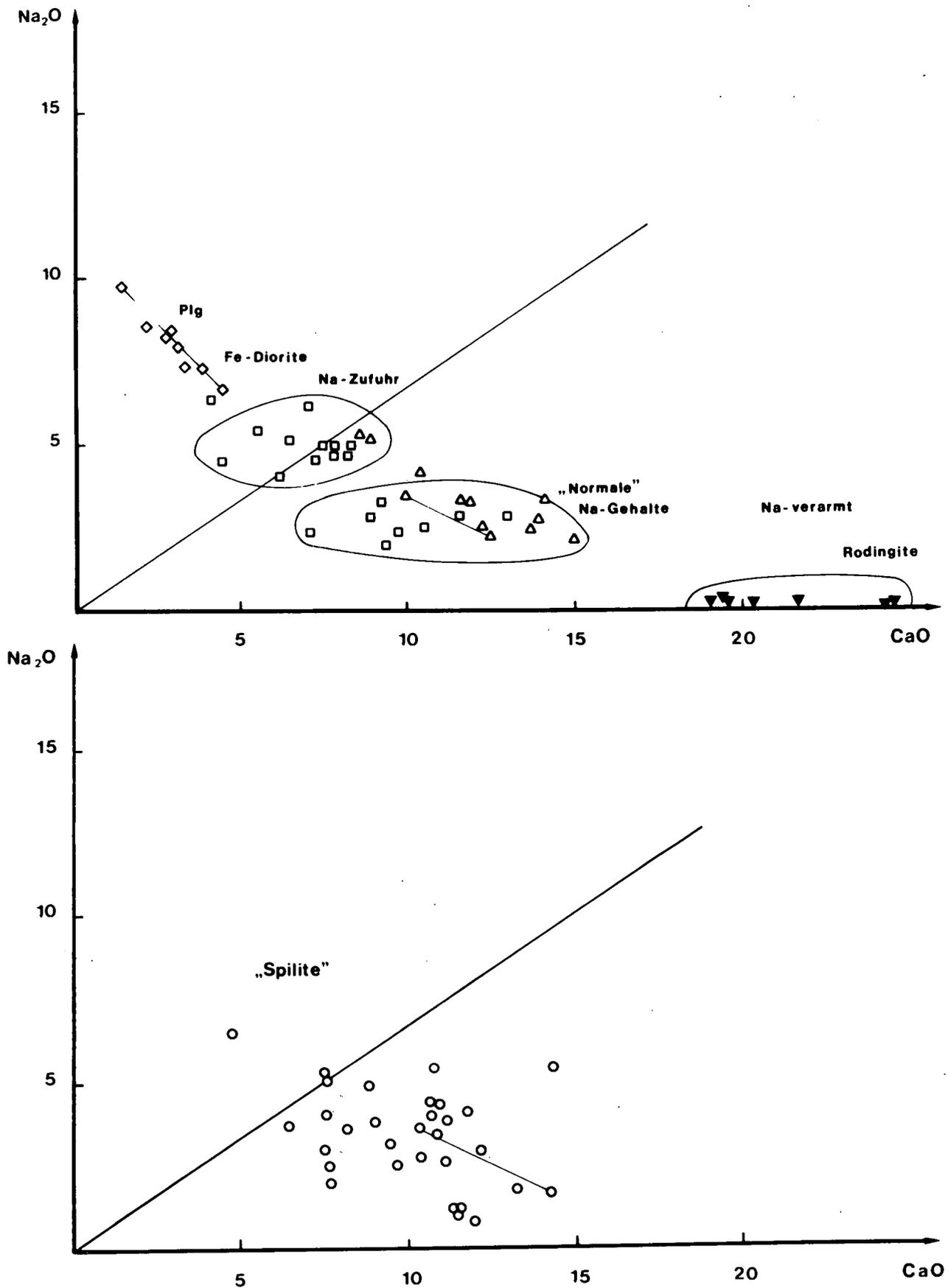


Abb. 20: $\text{CaO-Na}_2\text{O}$ -Variationsdiagramm nach MULLEN (1983) mit Trennungslinie für splitisierte Basalte.
 Oben: Gabbroentwicklung mit Na-verarmten Rodingiten, Gabbros mit normalen und durch Zufuhr veränderten Na-Gehalten sowie Differentiate (Fe-Diorite und Plagiogranite).
 Unten: Grünschieferentwicklung.
 \blacktriangledown = Rodingite; \triangle = Normale Gabbros; \square = Ferrogabbros; \diamond = Plagiogranite (PLG) und Fe-Diorite; \circ = Grünschiefer; zusammengehörnde Proben bei Lagenbau, alternierende Unterschiede in der Korngröße etc. sind mit Linien verbunden.

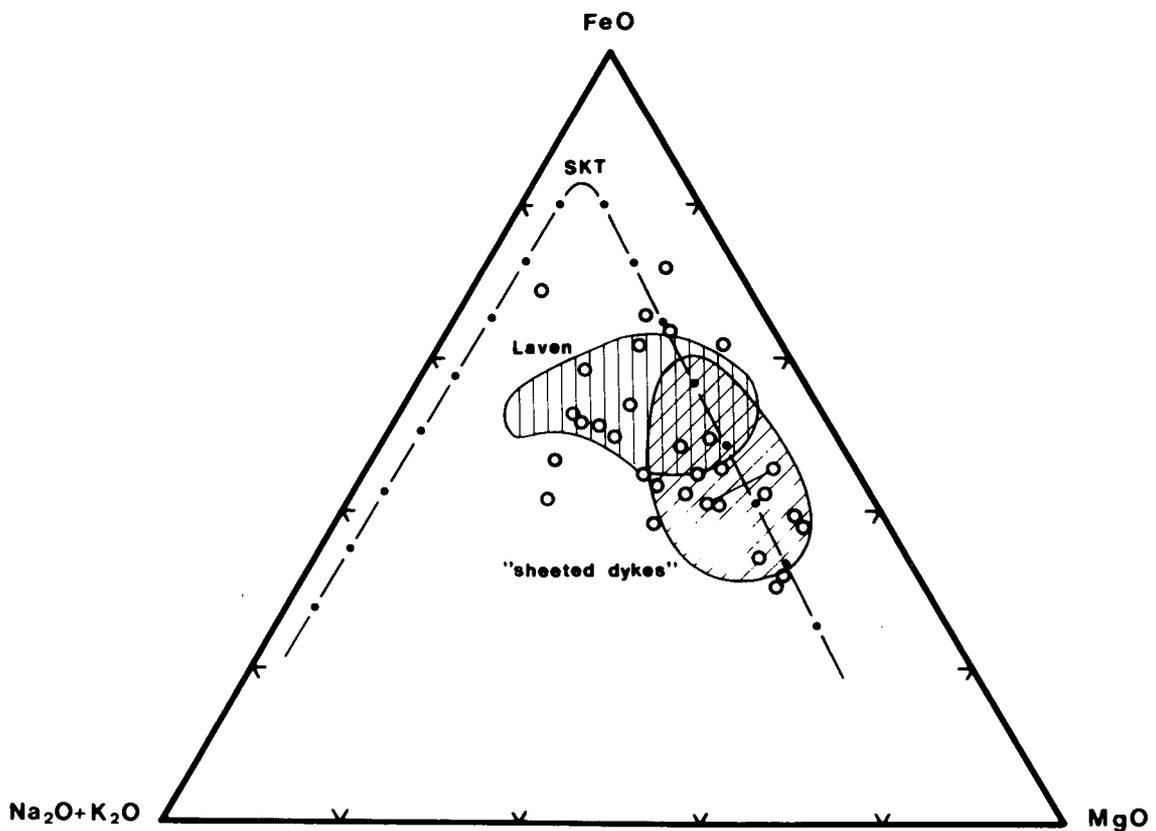
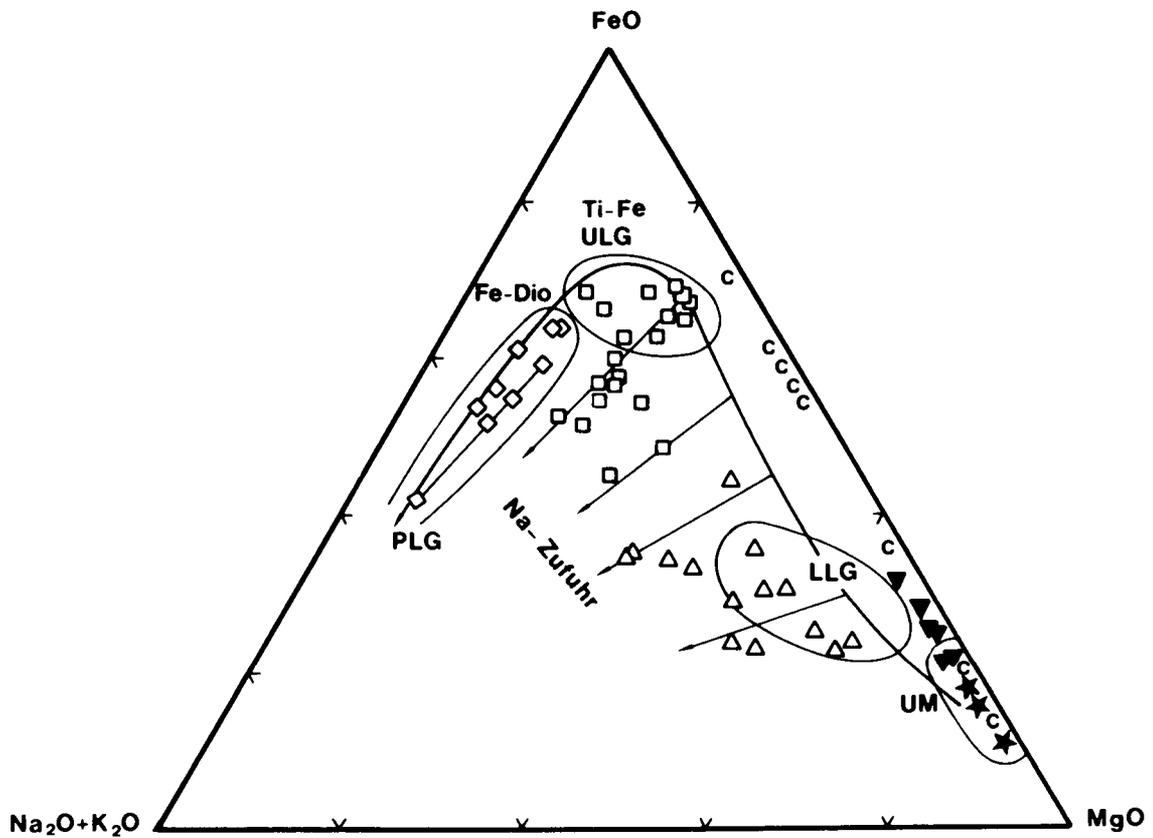


Abb. 21: Darstellung der untersuchten Gesteine der Rechnitzer Ophiolite im AFM-Dreieck, mit 0,9 Fe_{tot} als FeO.
 Oben: Fraktionierungstrend der plutonischen Sequenz von den Ultramafititen (UM) über "lower level"-Gabbros (LLG), Ti- und Fe-reiche "upper level"-Gabbros zu Fe-Dioriten (Fe-Dio) und Plagiograniten (PLG); mit Pfeilen ist die Tendenz der Na-Zufuhr angegeben.
 Unten: Grünschiefer mit Skaergaardentwicklungstrend nach MUELLER & SAXENA (1977) sowie den Feldern von "sheeted dykes" (schräg schraffiert) und Laven (senkrecht schraffiert) von mittelozeanischen Rücken nach HUGHES (1982); grob- und feinkörnige Lagen wurden miteinander verbunden.
 * = Ultramafitite; C = Chloritschiefer; ▼ = Rodingite; △ = Normale Gabbros; □ = Ferrogabbros; ◇ = Blauschiefer (Fe-Diorite und Plagiogranite); ○ = Grünschiefer.

eine Zunahme an Sc, V, Co, Sr, Zr, Y und SEE sowie Ba gegenüber den normalen Gabbros festzustellen, die Gehalte an Cr und Ni sind deutlich geringer (Tab. 10 und 11).

Die Abwechslung von grob- und feinkörnigen Varietäten (RS-86A/79G-grob und RS-86A/79F-fein, Tab. 10) läßt sich mit unterschiedlichen Gehalten an relativ immobilen Elementen wie Al, V, Zr und Nb korrelieren und kann als Hinweis auf unterschiedliche Mineralfraktionierung und primäre Unterschiede aufgefaßt werden.

Zur intrusiven Abfolge werden auch noch die als Blauschiefer bezeichneten Albit- und Alkali amphibol-reichen Gesteine (KOLLER & PAHR, 1980) gerechnet. Diese findet man im Rechnitzer Fenster (Abb. 1) als geringmächtige Linsen, als albitreiche Gänge und Mobilisate in den Gabbros im nördlichen Rechnitzer Fenster und sie werden aufgrund ihrer signifikanten geochemischen Charakteristik zu den Plagiograniten (COLEMAN, 1977; COLEMAN & DONATO, 1979) gestellt.

Neben den höheren Si-Gehalten, zwischen 54 und 61 Gew.-% SiO_2 , sind beträchtliche Na_2O - und P_2O_5 -Werte typisch (Tab. 10). Zwischen Na und Si ist eine positive Korrelation feststellbar, mit P hingegen haben beide eine negative. Gegenüber Plagiograniten weisen diese Gesteine niedrigere Al- sowie höhere Fe-(FeO und Fe_2O_3 zusammen)-Gehalte auf (COLEMAN & DONATO, 1979). Mit zunehmendem Na sinken Ca (Abb. 20) und Mg (Tab. 10), im AFM-Dreieck liegen die Blauschiefer auf einem tholeiitischen Entwicklungstrend (Abb. 21). Neben den hohen P_2O_5 - und Na_2O -Anteilen sind noch extrem hohe Zr-, Y- und SEE-Werte charakteristisch (Tab. 10 und 11). Die Variationsbreite umfaßt 600–1400 ppm Zr und 220–380 ppm Y, auch die Gehalte an Zn, Ga und Nb zeigen gegenüber den Gabbros erhöhte Werte.

Die albitreichen Gänge in den Blauschiefern und deren hellen Bereichen (RS-210/8H-hell, albitreich) stellen jene Fraktionierungsprodukte der Magmenkammern mit dem höchsten Differentiationsgrad (Abb. 21) dar.

Das Albit- und Haematit-reiche Gestein (RS-224/82) mit akzessorischen Gehalten an Talk, Phengit und Chlorit weist bei einer eher dioritischen Zusammensetzung (Tab. 10) Spurenelemente auf, die den Blauschiefern entsprechen. Auch innerhalb der Grünschiefer im südlichen Rechnitzer Fenster wurden geringmächtige mögliche Äquivalente (RS-58/78) beobachtet.

7.4. Grünschiefer

In diese Gruppe wurden alle Grüngesteine, die keine erkennbare gabbroide Textur aufweisen oder aus stratigraphischen Gründen den Intrusivkomplexen zuzuordnen sind, zusammengefaßt. Mit aufgenommen wurden auch alle Albit- und Epidot-reichen, grobkörnigen Einschaltungen (RS-153/80, RS-167/80H in Tab. 10) sowie jene Varietäten (RS-18/77, RS-58/78), die eine ähnliche Spurenelementverteilung wie die Blauschiefer besitzen, sich aber in Aussehen und Mineralbestand sehr den Grünschiefern nähern. Ein Teil der untersuchten Gesteine ist massig und feinkörnig ausgebildet. Porphyrische Texturen sind sehr selten, sie sind auf plagioklasphyrische Varietäten ehemaliger Basalte beschränkt. Gebänderte Grünschiefer mit einer lagenweisen Anreicherung der dunklen Gemengteile sind im Rechnitzer Fenster häufig und erreichen dort größere Mächtigkeit. Lokal können auch Breccien mit grobkörnigen Berei-

chen, die bis über 10 cm im Querschnitt erreichen und in einer feinkörnigen, chloritreichen Matrix eingebettet sind, auftreten. Zu der Metapelitentwicklung hin findet man auch eine zunehmende Verzahnung mit vermutlich sedimentären Einschaltungen von karbonatreichen Lagen, oft auch in rhythmischer Abfolge. Pillowlaven sind bisher nicht nachweisbar, eine Tatsache, die vermutlich auf die metamorphe Überprägung und auf die intensive alpidische Deformation sowie auf die relativ begrenzten Aufschlußverhältnisse zurückzuführen ist. Daneben lassen sich noch einzelne massive Laven, Breccien und mögliche Hyaloklastite, aber auch mögliche Tuffe und Tuffite ableiten. Grundsätzlich zeigen die Grünschiefer der Rechnitzer Serie gut vergleichbare Erscheinungsbilder und Texturen zu den Grüngesteinen der mesozoischen Schieferhülle des Tauernfensters (HÖCK, 1983).

Die Grünschiefer mit SiO_2 -Gehalten meist unter 50 Gew.-% zeigen ähnlich wie die gabbroiden Gesteine eine Na-Anreicherung, liegen aber im bivarianten Ca-Na-Diagramm von MULLEN (1983) überwiegend im Feld nicht spilitisierter Basalte. Aus der CIPW-Norm errechnen sich häufige Ne normative Basalte, in denen die An/Ab-Quotienten aber nicht unveränderten Basalten entsprechen. Auch im AFM-Dreieck (Abb. 21) fallen nur ein geringer Teil der Grünschiefer ins Feld der ozeanischen Tholeiite, viele zeigen eine Alkalizunahme, die aber nur in den steigenden Na_2O -Gehalten begründet ist, da die K_2O -Werte üblicherweise sehr gering sind.

Abgesehen von den Alkalien sind auch für Ca, Mg, Si und Fe beträchtliche Änderungen der primären Basaltchemismen zu beobachten, jedoch lassen sich die in der Grünschieferinheit der Ophiolite auftretenden Gesteine in folgende Gruppen gliedern:

1. Normale ophiolitische Grünschiefer mit 1,20–2,61 Gew.-% TiO_2 . Diese besitzen relativ variable MgO-Gehalte von 2–9 Gew.-%, wobei jene Grünschiefer mit den hohen Mg-Werten weitgehend unveränderte Na-Gehalte aufweisen. Diese Gruppe stellt den überwiegenden Anteil der untersuchten Grünschiefer (Tab. 10).
2. Cr-reiche Grünschiefer (981–470 ppm Cr) mit teilweise sehr hohen Mg-Gehalten von 10–14,5 Gew.-% MgO. Gleichzeitig besitzen diese Metabasite geringe TiO_2 -Gehalte (0,58–1,07 Gew.-%), Zr-Werte < 66 ppm sowie Y-Werte < 25 ppm. Bei Na-Zunahme fallen ebenso die MgO-Gehalte, dies entspricht analog zur ersten Gruppe einer postmagmatischen Veränderung. In die zweite Gruppe lassen sich die Proben RS-116/80, RS-137/80, RS-138/80, RS-165/80, RS-166/80 und RS-222/82 einordnen (Tab. 10).
3. Ti- und Fe-reiche Metabasalte mit TiO_2 -Gehalten von 4,78–6,32 Gew.-%, diese zeichnen sich durch fehlendes Cr (47–1 ppm) und hohe V- und Sc-Werte (Tab. 10) aus. Es sind dies die Grünschiefer RS-97/79, RS-170/81 und RS-172/81 (Tab. 10).
4. Saure Einschaltungen (RS-58/78) in den Grünschiefern sowie jene Grüngesteine aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Blauschiefer (RS-18/77) mit sehr hohen Gehalten an inkompatiblen Elementen.
5. Albit- und Epidot-reiche Mobilisate innerhalb der Grünschiefer als Metasomatische Bildungen mit sehr geringen Gehalten an immobilen Elementen (RS-167/80H, Tab. 10).

Mit den Ti-Gehalten sind die Zr-Werte in einer positiven Korrelation verknüpft, alle ophiolitische Grünschiefer besitzen niedrigere Nb-Konzentrationen unter 12 ppm.

7.5. Ophikarbonatgesteine

Die Ophikarbonatgesteine haben eine abwechslungsreiche Mineralogie (KOLLER & PAHR, 1980) und zeichnen sich vor allem durch ihre hohen Cr- und Ni-Gehalte aus. Der durchschnittliche Silikatanteil variiert mit 10–40 Gew.-% relativ stark, die Karbonatkomponente besteht aus Calcit. Die Zusammensetzung des HCl-unlöslichen Silikatanteils (RS-225-HCl, Tab. 10) zeigt sehr geringe Ti- und Al-Gehalte gegenüber hohen Konzentrationen von Fe, Na, Cr, Co und Ni.

Diese, auf das Rechnitzer Fenster beschränkten Gesteinsvorkommen, werden als tektonische Breccien von Ultramafititen in den karbonatreichen Sedimenten, etwa entlang einer Transformstörung, erklärt. Diese Interpretation entspricht auch den Ergebnissen der Geochemie, da die Ophikarbonatgesteine für fast alle untersuchten Elemente (Tab. 10) eine verbindende Position zwischen den Ultramafititen und den Kalkglimmerschiefern einnehmen.

7.6. Kalkglimmerschiefer und Phyllite

Die in Tabelle 10 zusammengestellten Daten umfassen Silikatmarmore (RS-99/79 und RS-163/80), Kalkglimmerschiefer (RS-174/81, RS-220/82 und RS-226/82), schwarze Kalkglimmerschiefer mit bis 2 cm großen Albitblasten (RS-229/82 und RS-230/82) und einen Phyllite (RS-223/82) als Vergleichsgrundlage für die Ophikarbonatgesteine und für Grünschiefer mit sedimentärer Wechsellagerung. In den karbonatreichen Peliten variiert der Calcitanteil von 93–72 Vol.-%, daneben ist noch Quarz, Phengit, Chlorit, Albit und Epidot vertreten. Ein graphitisches Pigment ist häufig, lokal kann Paragonit und Pyrit auftreten. Der Phyllit (RS-223/82) besteht aus Phengit, Chlorit, Quarz und Titanit sowie akzessorischem Turmalin. Die Auswahl dieser Gesteine ist nicht vollständig und beschränkt sich auf jene aus der Nachbarschaft gut aufgeschlossener Grünschiefer.

7.7. Nichtophiolitische Grünschiefer

KOLLER & PAHR (1985) beschreiben aus dem Rechnitzer Fenster (Abb. 1) in die Sedimentabfolge eingelagerte, stark spilitisierte Grünschiefer mit alkalibasaltischer Affinität. Neben hohen Ti-Gehalten sind gegenüber den ophiolitischen Grünschiefern höhere Zr-Werte und die besonders hohen Nb-Gehalte von 114–184 ppm charakteristisch (Tab. 10).

8. Diskussion

der geochemischen Untersuchungen

8.1. Plutonite

Die Plutonite lassen sich in folgende vier Gruppen – Ultramafitite, normale Gabbro, Ferrogabbro und saure Differentiate – gliedern. Da die Ultramafitite vollständig serpentinisiert sind und die Zuordnung zu den tektonischen Lherzoliten des oberen Erdmantels oder zu Harzburgiten und zu den ultramafischen Kumulaten unsicher ist, läßt sich diese Frage nicht eindeutig klären. Die vorliegenden Daten der Serpentinite sprechen so-

wohl für die Existenz von Harzburgiten (EVREN, 1972) als auch von Lherzoliten. An der Grenze der Serpentinite zu den Gabbros findet man vereinzelt Gesteine, die nach $\text{SiO}_2/\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ - und $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-MgO}$ -Verhältnissen (COLEMAN, 1977) trotz der hohen Al-Gehalte zu den ultramafischen Kumulaten (RS-41/78, Tab. 1) zu zählen sind.

Die Metagabbros zeigen metasomatische Veränderungen unterschiedlicher Art, eine Ca-Zunahme und eine häufig vollständige Verarmung an Alkalien in den rodingitisierten normalen Gabbros, dem gegenüber steht eine häufige Na-Zunahme in allen, nicht im Grenzbereich zu den Serpentiniten vorkommenden Gabbrovarietäten. Im Zusammenhang mit der Na-Metasomatose ist häufig eine intensive Oxidation zu beobachten. Diese Veränderung der Gabbros ist der ozeanischen Metamorphose und den damit in Verbindung stehenden Lösungen zuzuordnen. Die Ca-Gehalte nehmen von den normalen Gabbros über die Ferrogabbros bis zu den sauren Na-reichen Differentiaten ab (Abb. 20). Gehalte von 2–3 Gew.-% Na_2O erscheinen in Relation zu dem, aus den Texturen ableitbaren primären Plagioklasanteil normal und sind aus Gabbros der ozeanischen Kruste bekannt (THOMPSON, 1973; HEKINIAN, 1982). Die höheren Na-Gehalte um 5 Gew.-% Na_2O sind nicht im Einklang mit dem primären Mineralbestand und müssen durch die zirkulierenden Meerwasserlösungen zugeführt worden sein. Im AFM-Dreieck (Abb. 21) ist ein Entwicklungstrend, analog dem der Skaergaardintrusion, für die gabbroiden Gesteine darstellbar und reicht von den Ultramafititen über die normalen Gabbros und Fe-Ti-reichen Gabbros zu den als Blauschiefer bezeichneten sauren Differentiaten. Abweichungen von diesem Trend sind durch die Veränderung der primären Na-Gehalte verursacht und Abb. 21 zeigt die Verarmung an Na für die Rodingite und Chloritschiefer als Gabbroäquivalente durch die Metasomatosevorgänge sowie die Na-Zunahme für viele der untersuchten Metagabbros.

Bei Verwendung des Korrelationsdiagrammes $X_{\text{Mg}10}$ ($\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ mit 0,9 Fe_{tot} als FeO, Tab. 10) gegen TiO_2 zeigt sich ein klarer Differentiationstrend (Abb. 22) mit einem relativ flachen Kurvenverlauf bis zu einem $X_{\text{Mg}10}$ von 0,60 und einem sehr starken Anstieg zu hohen Ti-Werten für Gabbros mit einem $X_{\text{Mg}10} > 0,54$. Der Differentiationstrend endet bei einem $X_{\text{Mg}10}$ von 0,33 und bei 7,45 Gew.-% TiO_2 . Von diesem Trend weichen die Chloritschiefer mit einem höheren $X_{\text{Mg}10}$, bedingt durch Mg-Zufuhr aus dem Ultramafitit und ebenso die Blauschiefer, die ein deutlich niedrigeres $X_{\text{Mg}10}$ von 0,30–0,20 und einem negativen Ti-Trend mit fallendem $X_{\text{Mg}10}$ aufweisen, ab. Nach BECCALUVA et al. (1983) entspricht dieser Ti-Fraktionierungstrend einem "high-Ti"-Ophiolit, wie er aus vielen Vorkommen im Alpen- und im Appenninenbereich bekannt ist. Die nächsten äquivalenten Vorkommen sind aus der Glocknerdecke des mittleren Tauernfensters (HÖCK, 1983), sowie aus dem nördlichen Appennin und aus Korsika (BECCALUVA et al., 1983) bekannt.

Untersuchungen der SEE-Gehalte an einigen ausgewählten Metagabbros (Tab. 11) zeigen gute Übereinstimmungen mit dem Modell einer Kristallfraktionierung in einer Magmenkammer. Die rodingitisierten Gabbrogänge innerhalb der Ultramafitite (Ro-15F, Ro-13G, Tab. 10 und 11) besitzen die niedrigsten SEE-Gehalte und eine sehr ausgeprägte Eu-Anomalie. Die extrem hohen Eu-Werte wurden vermutlich durch die Ca-Meta-

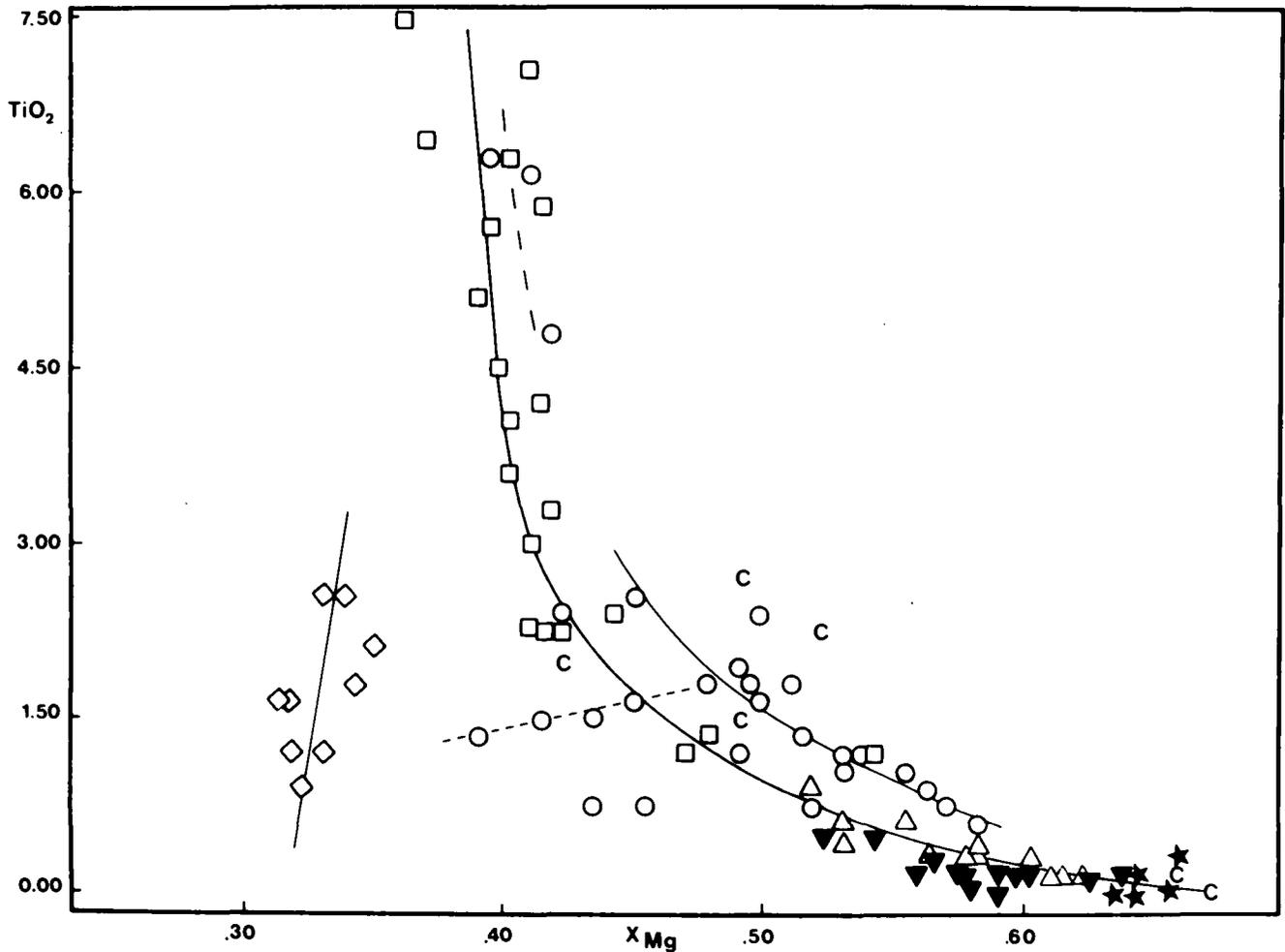


Abb. 22: Variationsdiagramm TiO_2 gegen X_{Mg} ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{FeO})$ mit $0,9 \text{ Fe}_{\text{tot}}$ als FeO) mit Trendentwicklung von den Ultramafiten zu den Ferrogabbros, für die Grünschiefer und Plagiogranite (voll ausgezogene Kurven), Trendentwicklung für Ferrobasalte und mögliche Hyaloklastite strichliert. Legende wie in Abb. 21.

somatose während der Rodingitisierung verstärkt, da sie in den begleitenden Chloritfelsen der Blackwallbildung (Ro-12C), die sich aber in den immobilen Elementen von den Rodingiten kaum unterscheiden, fehlen. Eine Zuordnung dieser Gänge zu mafischen Kumulatgabbros ist in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von PALLISTER & KNIGHT (1981) einschließlich einer ausgeprägten, positiven Eu-Anomalie. Nach COLEMAN (1977) stellen diese Rodingitgänge die primitivsten Gabbrovarietäten dar, die aus einem kaum oder nur geringfügig durch Kristallfraktionierung verarmten Magma gebildet wurden und entsprechen damit "lower level"-Gabbros (LLG). Die normalen Gabbros (RS-37/78 und Glash) sowie der teilweise rodingitisierte Gabbro (RS-49/78), sie entsprechen alle Klinopyroxen-Plagioklas-Gabbros, zeigen gegenüber den Rodingitgängen höhere SEE-Gehalte (Tab. 11, Abb. 23), eine zunehmende Abweichung der leichten SEE und eine geringere positive Eu-Anomalie. Nach PALLISTER & KNIGHT (1981) entsprechen diese Gabbros der oberen Grenze "lower level"-Gabbros und einer Residualschmelze nach Kristallisationen von $\approx 50\%$ der Magmenkammer (COLEMAN, 1977). Die Fe- und Ti-reichen Gabbros (RS-39/78 und RS-176/81) haben höhere SEE-Gehalte als die "lower level"-Gabbros, die chondritnormierten Verteilungsmuster (Abb. 23) zeigen eine starke Anreicherung der leichten SEE und eine sehr schwache positive Eu-Ano-

malie sowie eine flache Verteilung der schweren SEE. Dies entspricht einer weit fortgeschrittenen Kristallfraktionierung (COLEMAN, 1977), entsprechend dem $\text{Ti-X}_{\text{Mg}10}$ -Entwicklungstrend (Abb. 22). Diese Gabbronite und die Fe-Ti-Gabbros können damit als "upper level"-Gabbros (ULG) bezeichnet werden (PALLISTER & KNIGHT, 1981).

Die Blauschiefer besitzen sehr hohe Anreicherungen an inkompatiblen Elementen einschließlich sehr hoher SEE-Gehalte (Tab. 11). In Abb. 23 zeigt ein sehr homogener Blauschiefer (RS-214/82) mit porphyrischer Textur ein flaches Verteilungsmuster bei 100-fachen, chondritnormierten Werten unter Ausbildung einer negativen Eu-Anomalie. Analoge Verteilungsmuster haben OHNENSTETTER & OHNENSTETTER (1980) für Ferrodiorite, Plagiogranite und Albitite aus den Ophioliten von Korsika sowie COLEMAN & DONATO (1979) für einen Granophyr aus dem Tihana-Ophiolit von Saudi-Arabien beschrieben.

Für die Entwicklung der "lower level"-Gabbros ist eine Chromit-Olivin-Fraktionierung, basierend auf den hohen Cr- und Ni-Gehalten und dem hohen $X_{\text{Mg}10}$ (Tab. 10) der mafischen Kumulatgabbros, charakteristisch. Die "upper-level"-Gabbros stellen nach PEARCE & NORRY (1979) eher Produkte einer Magnetit-Orthopyroxen-Fraktionierung dar, soweit dies aus den Y/Zr-, Nb/Zr- und Ti/Zr-Verhältnissen ableitbar ist. Die Plagiog-

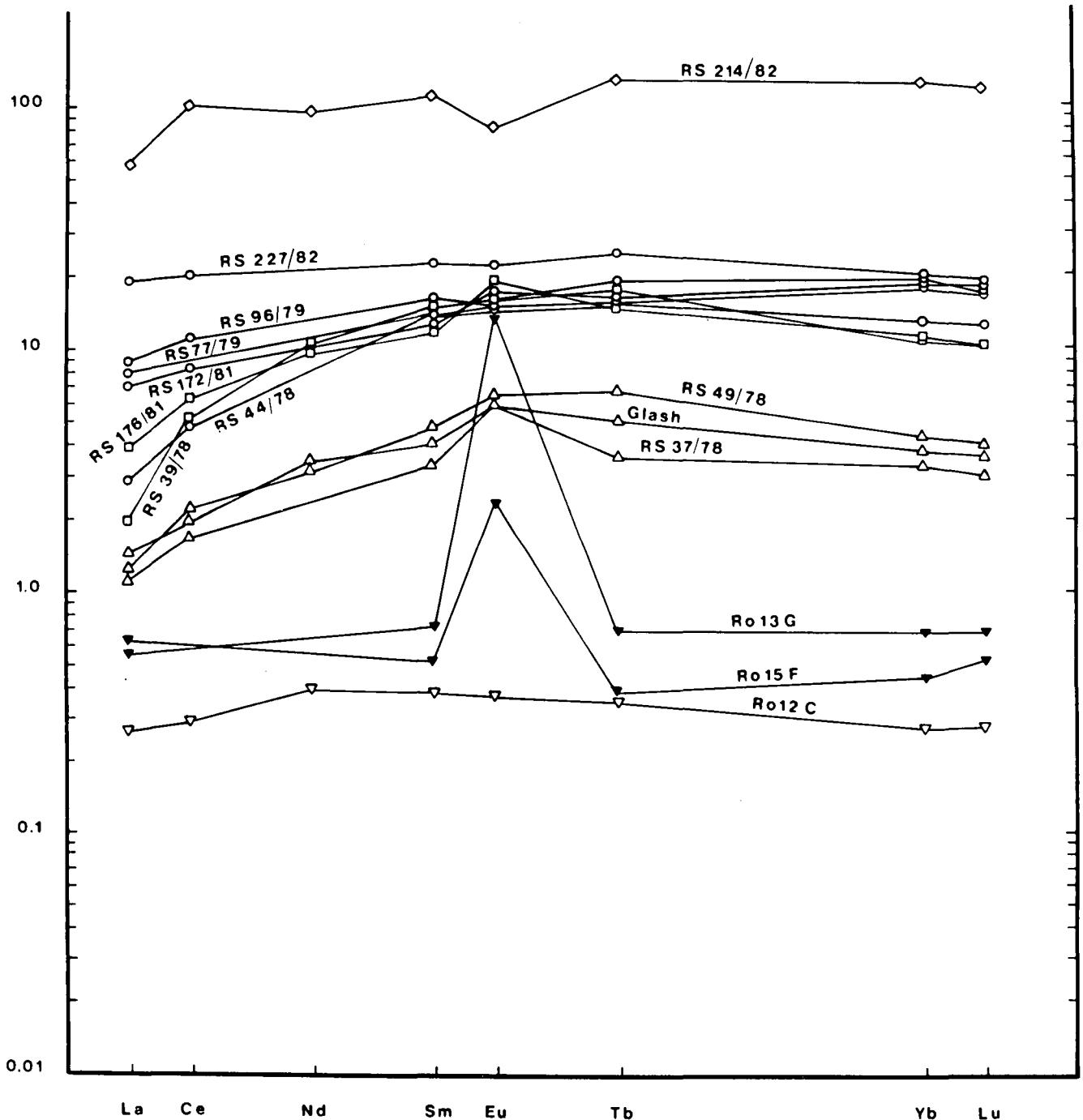


Abb. 23: SEE-Verteilungsmuster der Rechnitzer Ophiolite normiert gegen Chondrite.

▼ = Rodingite; ▽ = Blackwall der Rodingite (Chloritschiefer); △ = Normale Gabbros; □ = Ferrogabbros; ◇ = Blauschiefer (Plagiogranit); ○ = Grünschiefer.

klasfraktionierung, gekennzeichnet durch eine positive Eu-Anomalie, nimmt mit fortschreitender Kristallisation in der Magmenkammer und mit sinkendem X_{MG10} (Tab. 10) ab. Für die Blauschiefer, die plagiogranitische Zusammensetzung aufweisen und eine negative Eu-Anomalie besitzen, ist eine an Anorthitkomponente verarmte, albitreiche Schmelze anzunehmen. Während die LLG und ULG sehr ähnliche Zr/Nb-Verhältnisse wie die Grünschiefer, im Schnitt um 20–40, zeigen die Plagiogranite ein durchschnittliches Zr/Nb-Verhältnis von 67 ± 17 . Das gegenüber den Gabbros und Grünschiefern wesentlich höhere Zr/Nb-Verhältnis läßt sich nach

PEARCE & NORRY (1979) nicht allein aus Plagioklas-, Orthopyroxen-Olivin-Fraktionierung erklären, sondern muß auch einer Magnetit-Fraktionierung, bei gleichzeitiger Zirkonanreicherung, entsprechen. Die Plagiogranite lassen sich nicht auf den X_{MG10}/Ti -Fraktionierungstrend (Abb. 22) der Gabbros projizieren, ähnliche nichtstetige Entwicklungen findet man auch für zahlreiche andere Korrelationen. Dies spricht für die Modellvorstellung von OHNENSTETTER & OHNENSTETTER (1980) mit der Bildung zweier nicht mischbarer Schmelzen, eine mit ferrogabbroider, die andere mit plagiogranitischer Zusammensetzung.

8.2. Metavulkanite

Im AFM-Dreieck (Abb. 21) fallen alle untersuchten Grünschiefer der Ophiolite weitgehend in jene Bereiche, die für Ozeanbodenbasalte in Form von Laven oder "sheeted dykes"-Komplexe bekannt sind (HUGHES, 1982), davon ausgenommen sind die Fe- und Ti-reichen Grünschiefer, diese entsprechen eher ferrogabbroiden Chemismen. Besonders die Na-reichen Varietäten zeigen keine gute Korrelation mit dem Skaergaard-entwicklungstrend. Bei Reduktion der Grünschieferdaten auf jene, mit $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 4$ Gew.-% und $\text{MgO} > 5$ Gew.-% erhält man eine gute Übereinstimmung mit einem Fe-Anreicherungstrend. Hinsichtlich der Korrelation $\text{TiO}_2/\text{X}_{\text{MG}10}$ (Abb. 22) liegt der größere Teil der Grünschiefer, die normalen und die Cr-reichen, auf einem Fraktionierungstrend, der gegenüber den LL-Gabbros etwas höhere TiO_2 -Gehalte aufweist (Abb. 22). Davon abweichend liegen die Ti- und Fe-reichen Grünschiefer im Feld der Ferrogabbros. Ein Teil der normalen Grünschiefer zeigt eine starke Verringerung des $\text{X}_{\text{MG}10}$ bei geringfügiger Ti-Abnahme, diese werden in Übereinstimmung mit der Na-Zunahme als veränderte Hyaloklastite gedeutet (Tab. 10). Dieser Stoffaustausch

ist im Zusammenhang mit einer Palagonitisierung im Bereich des Ozeanbodens zu sehen.

Von vier ausgewählten normalen Grünschiefern und einem Ferrobasalt (RS-172/81) wurden die SEE-Gehalte (Tab. 11) bestimmt und in Abb. 23 dargestellt. Die Verteilungsmuster sind sehr flach bei 10–20 fachen chondritnormierten Werte, meist ist eine Abreicherung der leichten SEE, besonders von La und Ce zu beobachten. Sowohl positive als auch negative Eu-Anomalien treten auf, sind aber stets schwach ausgebildet. Generell ist eine gute Übereinstimmung für die normalen Grünschiefer mit Morb-Basalten gegeben (SAUNDERS, 1984), wobei die Probe RS-227/82 (Abb. 23, Tab. 11) den höchsten Fraktionierungsgrad aufweist (COLEMAN, 1977). Auch hinsichtlich der Ti-, Zr-, Y- und Nb-Gehalte stellt die Probe RS-227/82 einen der am höchsten fraktionierten Metabasalte aus der Gruppe der normalen ophiolitischen Grünschiefer dar. Der Ferrobasalt (RS-172/81) unterscheidet sich von den UL-Gabbros durch höhere schwere SEE- und hohe La_N - und Ce_N -Gehalte.

Die untersuchten Grünschiefer entsprechen nach ihren SEE-Gehalten normalen Basalten von mittelozeani-

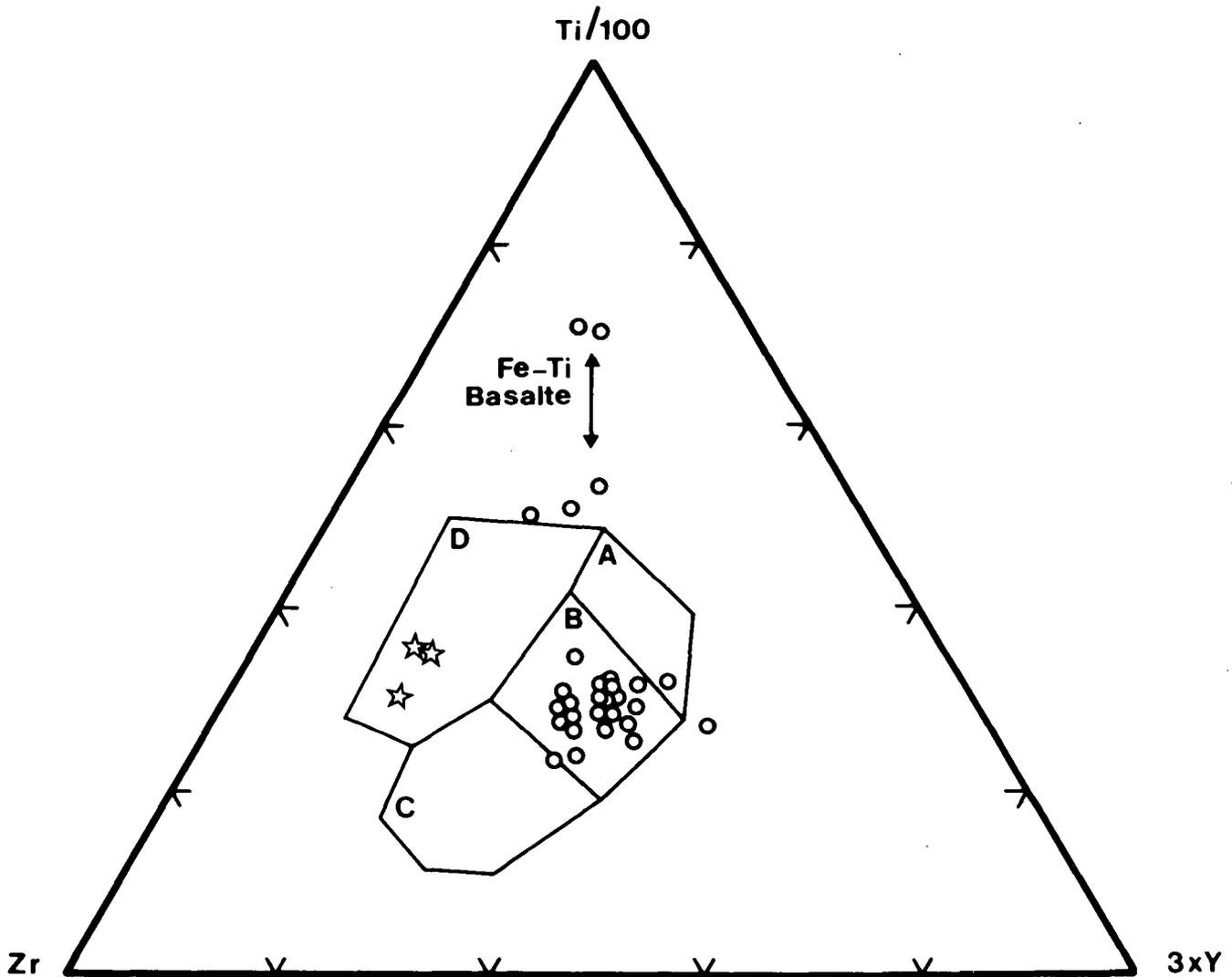


Abb. 24: Darstellung der Grünschiefer der Rechnitzer Serie im Dreieck $\text{Ti}/100 - \text{Zr} - 3\text{Y}$ nach PEARCE & CANN (1973) mit "within plate"-Basalten in Feld D, Ozeanbodenbasalten in Feld B, Inselbogentholeiten in den Feldern A und B sowie Kalkalibasalten in den Feldern C und B. Die Fe-Ti-reichen Basalte liegen außerhalb dieser Felder.

○ = Grünschiefer der Ophiolite; Sterne = nichtophiolitische Grünschiefer (siehe Abb. 2, Profil f).

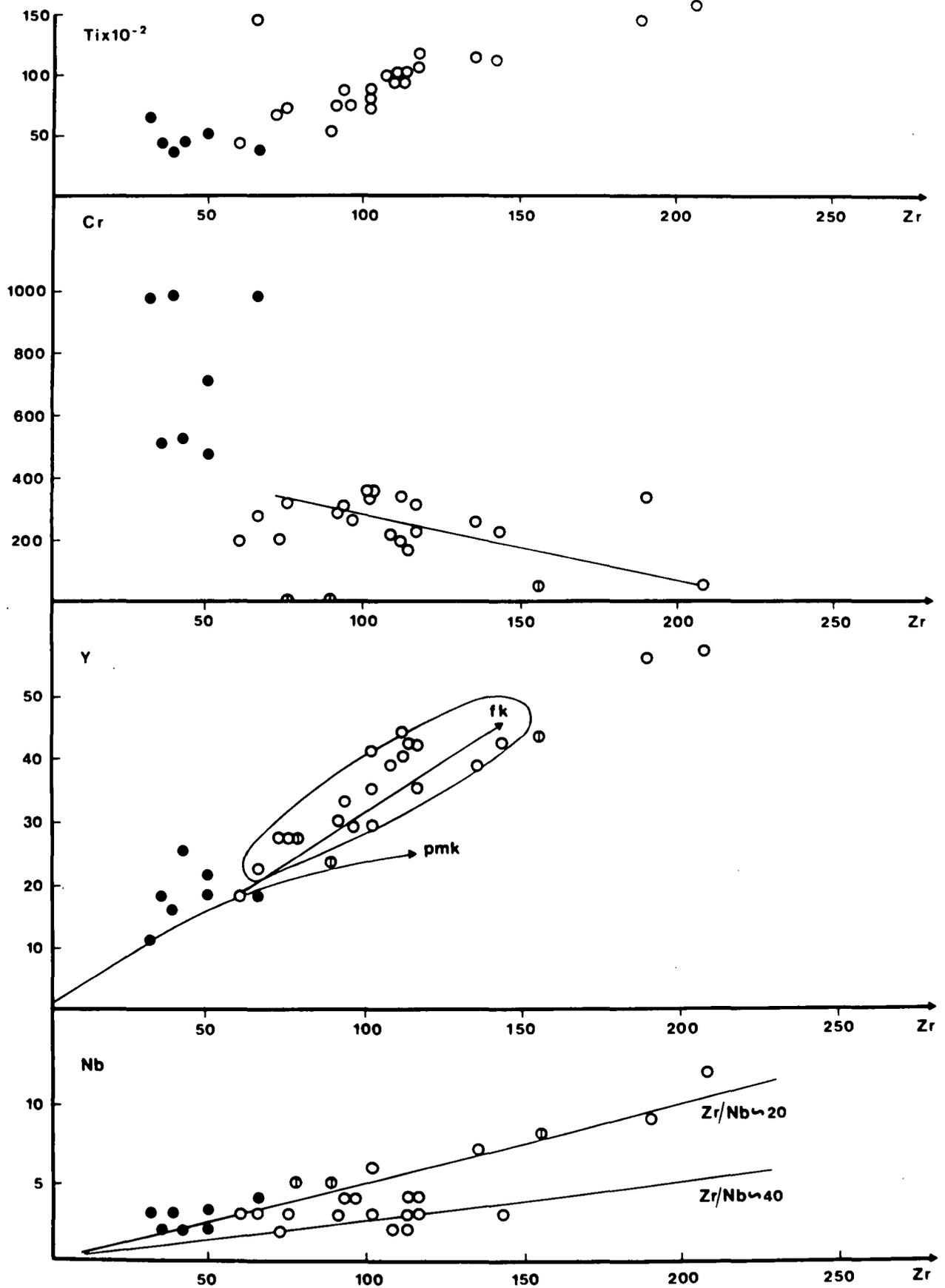


Abb. 25: Variationsdiagramm für Ti, Cr, Y und Nb jeweils gegen Zr mit positiver Korrelation für Ti, Y und Nb mit Zr sowie mit negativer Korrelation für Cr gegen Zr. Partiale Schmelzkurve (pmk) und Trend der fraktionierten Kristallisation (fk) nach PEARCE & NORRY (1979).
 ○ = Normale Grünschiefer; ● = Mg- und Cr-reiche Grünschiefer (Pikrite); ⊙ = Fe-Ti-reiche Grünschiefer.

schen Rücken (N-Typ Morb) und zeigen keinerlei Tendenzen zu einem an leichten SEE angereicherten E-Typ Morb (SAUNDERS, 1984).

Im Dreieck Ti/100-Zr-3Y nach PEARCE & CANN (1973) fallen sowohl die normalen als auch die Cr-reichen Grünschiefer, nicht aber die Fe-Ti-reichen oder die nichtophiolitischen, sehr eng in das Feld (Abb. 24) von an divergierenden Plattengrenzen gebildeten Ozeanbodenbasalten. Die spilitisierten Grünschiefer innerhalb der Kalkglimmerschiefer stellen eine platteninternen alkalibasaltischen Vulkanismus dar (Abb. 24; KOLLER & PAHR, 1985).

In der Darstellung Ti versus Zr (Abb. 25) besitzen die normalen sowie die Cr-reichen Grünschiefer eine positive Korrelation, die einer normalen Entwicklung eines Ophiolitkomplexes durchaus entspricht. Die Cr- und

Mg-reichen Grünschiefer stellen jene Metabasite dar, die die geringsten Ti- und Zr-Werte besitzen. Das Cr versus Zr-Diagramm (Abb. 25) diskriminiert sowohl die Cr-reichen (Gruppe 2) als auch die Ti-reichen (Gruppe 3) von den normalen Grünschiefern (Gruppe 1), die eine negative Korrelation aufweisen. Diese Korrelation der normalen Grünschiefer ist im Zusammenhang mit einer fraktionierten Kristallisation zu sehen, die starke Streuung der Cr-Werte wird auf die Mobilität von Cr während der metamorphen Überprägungen zurückgeführt. Die Zr/Nb-Verhältnisse liegen für die Grünschiefer (Gruppe 1-3) zwischen 20-40 (Abb. 25), für die nichtophiolitischen hingegen bei 3 (Tab. 10), letztere besitzen aber Nb-Gehalte von 114-184 ppm. Die Zr/Y-Quotienten der normalen Grünschiefer zeigen Werte von 2,5-3,5 und entsprechen damit nach BECCALUVA et al.

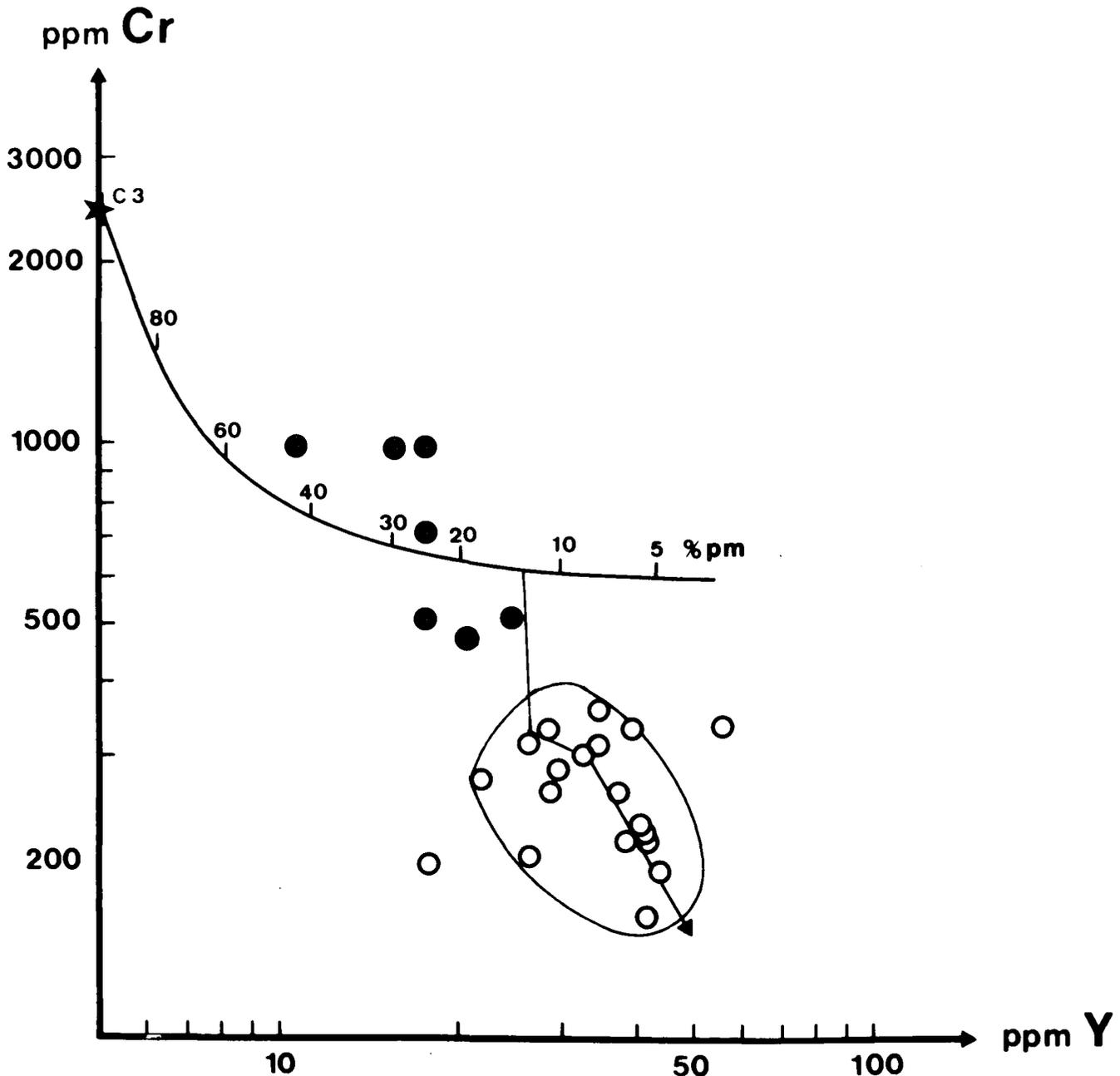


Abb. 26: Variationsdiagramm Cr gegen Y für die ophiolitischen Grünschiefer der Rechnitzer Serie, partielle Schmelzkurve für einen C3-Chondriten nach PEARCE (1980). Das umrandete Feld stellt den Bereich der meisten Grünschiefer dar, der eingezeichnete Vektor stellt den Trend der Kristallfraktionierung dar. Legende wie in Abb. 25.

(1984) relativ gut einem N-Typ Morb in Verbindung mit einem "high-Ti"-Ophiolit.

PEARCE & NORRY (1979) verwenden eine C3-chondritische Zusammensetzung als Näherung für einen primären Mantel für Fraktionierungsmodelle, die sie in Abhängigkeit zur fraktionierten Kristallisation, Aufschmelzungsrate und eventueller heterogenen Mantelzusammensetzung stellen. Aus der Darstellung Y versus Zr (Abb. 25) ist für die normalen Grünschiefer (Gruppe 1) der Rechnitzer Serie eine Plagioklas-betonte Kristallisationsfraktionierung entlang einer partiellen Schmelzkurve abzuleiten, wobei hinsichtlich der Hauptelemente eher eine Plagioklas-Klinopyroxen-Fraktionierung mit geringerer Olivinbeteiligung zu erwarten ist. Die relativ einheitlichen Zr/Nb-Quotienten (Abb. 25), bei niederen Nb-Werten (Tab. 10) und den damit verbundenen Fehlergrenzen, lassen die Herkunft der meisten Metabasalte (Gruppe 1) aus einem Magmentyp möglich erscheinen.

Um den Aufschmelzungsgrad des oberen Erdmantels abzuschätzen, hat PEARCE (1980) die Schmelzkurve des C3-Chondriten in Cr versus Y- und in Zr/Y versus Zr-Diagrammen ausgearbeitet und dargestellt. Bei Verwendung der primitivsten, nicht kumulativen Basaltzusammensetzungen aus der Gruppe der normalen Grünschiefer (RS-171/81, RS-231/83; Tab. 10) lassen sich Aufschmelzungsraten um 15 % ableiten (Abb. 26). Dies

steht in guter Übereinstimmung mit den Prasiniten der Glocknerdecke im Tauernfenster (PEARCE, 1980; HÖCK, 1983), für die ebenfalls Schmelzraten von 15–20 % abgeleitet wurden. In der Darstellung Zr/Y versus Zr (Abb. 27) nach PEARCE (1980) fallen alle normalen Grünschiefer (Gruppe 1) der Rechnitzer Serie ins Feld der Morb-Basalte und sie können auf einer fraktionierten Kristallisationskurve mit Aufschmelzungsraten um 15 % für einen Plagioklas-Lherzolith dargestellt werden. Ein Teil der normalen Grünschiefer kommt bei Zr-Werten um 60–70 ppm und Zr/Y Quotienten von 2,5–3,5 relativ nahe der Zusammensetzung primitiver Ozeanbodentholeiite, dies könnte nach PEARCE (1980) auf geringe Produktionsraten am mittelozeanischen Rücken hingewiesen. Eine Vorstellung, die mit dem verbreiteten Vorkommen der ozeanischen Metamorphose in den Metabasiten gut übereinstimmen würde.

Die Cr-reichen Grünschiefer (Gruppe 2) sind durch auffallend niedrigere Ti-, Y-, Zr- und Nb-Gehalte charakterisiert und liegen im Diagramm Y versus Zr (Abb. 25) nahe der Schmelzkurve. Ihre hohen Cr-Gehalte sowie die unterschiedlichen Zr/Y-Quotienten (Abb. 27) lassen sich nicht durch fraktionierte Kristallisation ableiten. Die Cr-Gehalte dieser Grünschiefer, sie verursachen im Cr-Y-Diagramm (Abb. 26) eine häufige Projektion oberhalb der Schmelzkurve, lassen sich ebenso wie die hohen Mg-Gehalte mit einer Olivin- und Chromspinellakkum-

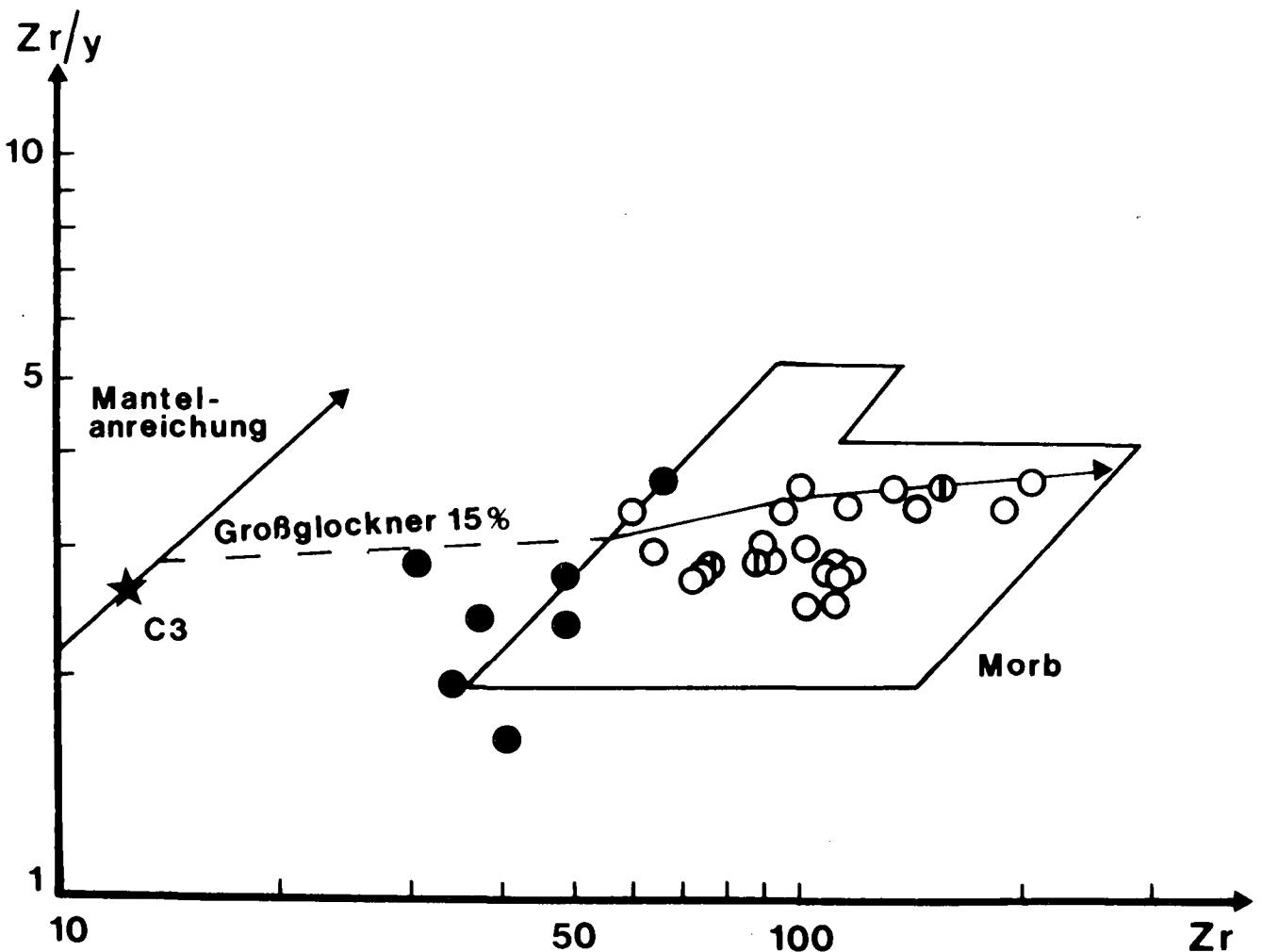


Abb. 27: Darstellung Zr/Y versus Zr nach PEARCE & NORRY (1979) mit Feld der Morb-Basalte, genetische Entwicklung ausgehend von einem C3-Chondriten für die Metabasalte der Glocknerdecke mit einer Aufschmelzungsrate von 15 % (PEARCE, 1980). Legende wie in Abb. 25.

mulierung in pikritischen Basalten erklären. Sie stellen primäre Teilschmelzen des oberen Erdmantels dar, die keine nennenswerte Fraktionierung erfahren haben. Die Variation des Zr/Y-Verhältnisses entspricht eher Unterschieden in der Mantelzusammensetzung als verschiedenen Schmelzraten. Pikrite ähnlicher Zusammensetzung sind aus der atlantischen Riftzone im Bereich 36°N (Famous-Gebiet) bereits beschrieben worden (BOUGAULT & HEKINIAN, 1974). Die Zuordnung der pikritischen Basalte zu den Rechnitzer Ophioliten und ihre genetische Bedeutung erfordert zusätzliche Untersuchungen.

Die Fe-Ti-reichen Metabasalte (Gruppe 3) lassen sich nach BECCALUVA et al. (1983) als hypabyssische Ferrobasalte der Ti-reichen Ophiolite einstufen und sind für derartige Komplexe charakteristisch, sie können aber nicht durch direkte Fraktionierung aus „Morb“-Basalten abgeleitet werden.

Die in Gruppe 4 zusammengefaßten Gesteine sind durch hohe Zr- und Y-Gehalte ausgezeichnet, sie lassen geochemische Ähnlichkeiten zu den Blauschiefern erkennen. Die Zuordnung ist mangels guter Aufschlüsse unzureichend, jedoch sind SiO₂-reiche Gläser, reich an inkompatiblen Elementen, aus dem ozeanischen Environment durchaus bekannt (KAY et al., 1970).

Die Albit- und Epidot-reichen Mobilisate stellen hydrothermale Bildungen, die zur ozeanischen Metamorphose gestellt werden, dar und sind durch sehr niedere Gehalte an immobilen Spurenelementen gekennzeichnet.

Die nichtophiolitischen Grünschiefer (Tab. 10) sind stark spilitisiert und sind bisher auf Vorkommen innerhalb der Metasedimentserien des Rechnitzer Fensters beschränkt (KOLLER & PAHR, 1985). Sie besitzen neben hohen Ti- und P-Gehalten abnorm hohe Nb-Werte zwischen 114–184 ppm (Tab.10) und entsprechen Alkalibasalten (PEARCE & CANN, 1973) aus einer „within plate“-Assoziation. Von KOLLER & PAHR (1985) werden diese Metabasite als Ozeaninselbasalte gedeutet und können daher bei wesentlich geringeren Aufschmelzungsgrad für diese postophiolitische Basalte nur aus größerer Manteltiefe als die Tholeiite abgeleitet werden.

9. Zusammenfassung der Ergebnisse der Geochemie

- ① Die Ophiolite der Rechnitzer Serie entsprechen einem „high Ti“-Ophiolit im Sinne von BECCALUVA et al. (1983), wie er für mittelozeanische Rücken oder gut entwickelte „Back arc basins“ charakteristisch ist. Derartige Ophiolite sind im Alpen-Apenninen-Orogen weit verbreitet.
- ② Die plutonische Sequenz zeigt eine gut entwickelte Abfolge von den Ultramafiten ausgehend über „Lower level“-Gabbros und Fe-Ti-reiche „Upper level“-Gabbros bis zu sauren Differentiaten mit plagiogranitischer Zusammensetzung.
- ③ Die ophiolitischen Grünschiefer der Rechnitzer Serie gliedern sich in die normalen Metabasalte, in pikritische Basalte und in die Ti-Fe-reichen. Die normalen Grünschiefer entsprechen tholeiitischen Basalten mit „N-Typ“-Morb-Zusammensetzung, nach PEARCE (1980) lassen sich Aufschmelzungsraten um 15 % sowie eine Plagioklas-Klinopyroxen-Fraktionierung

mit geringerem Olivinanteil ableiten. Die Pikrite stellen weitgehend unfraktionierte Primärschmelzen aus dem oberen Erdmantel dar, für die eine Olivin- und Chromspinellakkumulierung vermutet wird. Die Ferrobasalte werden als hypabyssische Entwicklungen interpretiert, ein genetischer Zusammenhang zu den Ferrogabbros ist möglich.

- ④ Der genetische Zusammenhang von Ultramafiten, Metagabbros und tholeiitischen Basalten mit „N-Typ“-Morb-Zusammensetzung sowie den hypabyssischen Fe-Ti-Basalten ist trotz Deformation und metamorpher Überprägung anzunehmen. Die zumindest teilweise inversen Lagerungsverhältnisse müssen im alpidischen Deckenbau begründet sein, da die untersuchten Metabasite einer durchaus üblichen Ophiolitassoziation entsprechen. Informationen über die Ausbildung als „Back arc basin“ fehlen.
- ⑤ Die nichtophiolitischen, stark spilitisierten Grünschiefer (KOLLER & PAHR, 1985) entsprechen einer „within plate“-Assoziation und werden wegen ihrer Geochemie als Ozeaninselbasalte gedeutet, die postophiolitischen Intrusionen oder Extrusionen in die penninischen Sedimente oder den penninischen Sedimentationsraum darstellen. Äquivalente Alkalibasaltchemismen beschreiben BRUNACCI et al. (1983) aus dem Sennagebiet südlich des Mt. Amiata in der Toskana.
- ⑥ Die geochemischen Untersuchungen stützen die Interpretation der Ophikarbonatgesteine als tektonische Breccien der Ultramafite in den karbonatreichen Sedimenten. Die Bildung im Zusammenhang mit einer Transformstörung würde durchaus rezenten Beispielen entsprechen (HEKINIAN, 1982).
- ⑦ Im Vergleich mit den Ophioliten des Tauernfensters ergeben sich gute Korrelationen mit jenen aus der Glocknerdecke (HÖCK, 1983), jedoch fehlen die an inkompatiblen Elementen angereicherten „Transitional“-Basalte der Fuscherfazies (HÖCK & MILLER, 1980; HÖCK, 1983). Pikritische Basalte sind dafür aus den mesozoischen Decken des Tauernfensters derzeit nicht bekannt.

10. Methodik

Die Zusammensetzung der Mineralphasen wurden mit einer Elektronenstrahlmikrosonde des Typs ARL-SEM-Q bei 15 KV Anregungsspannung gemessen. Die notwendigen Korrekturen wurden nach BENCE & ALBEE (1968) durchgeführt, gemessen wurde gegen Mineralstandards. Alle analytischen Angaben zu den Mineralphasen, sofern nicht anders angegeben, beziehen sich auf Mikrosondenanalysen.

Aus den Mikrosondenanalysen der Amphibole wurde ein theoretischer Fe³⁺-Gehalt aus einer iterativ durchgeführten Ladungsbilanz auf der Basis von 23 O errechnet. Ein erster Näherungswert wurde aus einer Kombinationsformel – alle Elemente außer Ca, Na und K, die aus einer Sauerstoffbilanz auf 23 O bezogen wurden, auf 15 Kationen – abgeleitet. Fe³⁺ Berechnung, Formelaufteilung und Darstellung in den Nomenklaturfeldern nach LEAKE (1978) wurde mit dem Fortran 5 (Fortran 77)-Programm Amphib durchgeführt. Die chemische Zusammensetzung der Gesteine wurde mittels RFA (Philips PW 1400) unter Verwendung einer

Rh-Röhre bestimmt. Für die Hauptelemente wurden $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_4$ -Schmelzpillen bei 50 kV und 30 mA gemessen. Das FeO wurde nach WILSON (1955) titriert, das H_2O wurde als Glühverlust nach Abzug eines eventuell vorhandenen ebenfalls gravimetrisch bestimmten CO_2 ermittelt. Für die Bestimmung der Spurenelemente nach der Methode von NISBET et al. (1979) wurden Pulverpräparate bei 60 kV und 45 mA gemessen. Die SEE-Elemente wurden mittels instrumenteller Neutronenaktivierung bestimmt (KIESL et al., 1980), einzelne wurden radiochemisch aufgearbeitet.

Dank

Der Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützte die Arbeiten durch Bereitstellung der Elektronenstrahlmikrosonde (Projekt 1939) sowie die Österreichische Nationalbank durch die Erweiterung des Mikrosondenrechners (Projekt 1890). Herrn Dr. A. PAHR, Geologische Bundesanstalt Wien, sei für viele Hinweise und gute Zusammenarbeit, Herrn Prof. Dr. V. HÖCK, Institut für Geowissenschaften, Universität Salzburg, sei für die kritische Durchsicht des Manuskriptes, für die Bestimmung der SEE mittels Neutronenaktivierung sei Herrn Prof. Dr. W. KIESL und Herrn F. KLUGER, Institut für Analytische Chemie, Universität Wien, gedankt. Weiters bin ich Prof. Dr. W. RICHTER, Prof. Dr. H. G. SCHARBERT, Prof. Dr. J. ZEMANN und Prof. Dr. W. FRANK für ihr Interesse und ihre Unterstützung für diese Arbeit zu Dank verpflichtet. Allen Angehörigen des Institutes für Petrologie sowie Herrn H. NOWOTNY sei ebenfalls gedankt.

Literatur

- BARRIGA, F. & FYFE, W. S.: Development of rodingite in basaltic rocks in serpentinites, East Liguria, Italy. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **84**, 146–151, Berlin 1983.
- BECCALUVA, L., DI GIROLAMO, P., MACCIOTTA, G. & MORRA, V.: Magma affinities and fractionation trend in ophiolites. – *Ofioliti*, **8**, 307–324, Bologna 1983.
- BENCE, A. E. & ALBEE, A. L.: Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. – *J. Geol.*, **76**, 382–403, Chicago 1968.
- BLACK, P. H.: Mineralogy of New Caledonian Metamorphic Rocks. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **45**, 281–288, Berlin 1974.
- BLISS, N. W. & MAC LEAN, W. H.: The paragenesis of zoned chromite from Central Manitoba. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 973–990, Oxford 1975.
- BOUGAULT, H. & HEKINIAN, R.: Rift valley in the atlantic ocean near 36° 50' N: Petrology and geochemistry of basaltic rocks. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 249–261, Amsterdam 1974.
- BRUNACCI, S., DONATO, C., FARAONE, D., MANGANELLI, V. & STOPPA, F.: Vulcanismo alcalino cretaceo post-ofiolitico nell'alloctono liguride della Toscana meridionale. I: L'Area del T. Senna (Siena – Grosseto). – *Ofioliti*, **8**, 47–76, Bologna 1983.
- CAPEDRI, S., VENTURELLI, G. & TOSCANI, L.: Petrology of an ophiolitic cumulate sequence from Pindos, Greece. – *Geol. J.*, **17**, 233–242, Chichester 1983.
- COLEMAN, R. G.: Ophiolites. – 229 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1977.
- COLEMAN, R. G. & DONATO, M. M.: Oceanic plagiogranite revisited. – In: BARKER, F. (Ed.): Trondhjemites, Dacites and related rocks. – *Developments in Petrology*, **6**, 148–168, Amsterdam (Elsevier) 1979.
- DIETRICH, V. J.: The distribution of ophiolites in the Alps. – *Ofioliti*, **1**, 7–52, Bologna 1980.
- DRAPER, G. & BONE, R.: Denudation rates, thermal evolution and preservations of blueschist terrains. – *J. Geol.*, **89**, 601–613, Chicago 1981.
- EARLE, M. M.: A note on the relationship between inclined isothermal surfaces and subduction-zone metamorphism. – *Tectonophysics*, **68**, 313–324, Amsterdam 1980.
- ERICH, A.: Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland, Niederösterreich). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **53**, 53–115, Wien 1960.
- ERICH, A.: Zur weiteren Kennzeichnung der Grüngesteine in der Bernsteiner Zone der Rechnitzer Serie. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **11**, 93–120, Wien 1966.
- ERNST, W. G.: CO_2 -poor composition of the fluid attending Franciscan and Sanbagawa low-grade metamorphism. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, 497–504, Oxford 1972.
- ERNST, W. G.: Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. – *Min. Mag.*, **43**, 269–278, London 1979.
- EVREN, I.: Die Serpentinegesteine von Bernstein und Steinbach (Burgenland). – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **17**, 101–122, Wien 1972.
- FRY, N.: Lawsonite pseudomorphosed in Tauern greenschist. – *Min. Mag.*, **39**, 121–122, London 1973.
- GASPARIK, T. & LINDSLEY, D. M.: Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. – *Reviews in Min.*, **7**, 309–339, Washington 1980.
- GANGULY, J.: The energetics of natural garnet solid solution. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **55**, 81–90, Berlin 1976.
- HALL, R.: Pyroxenes of basic rocks and rodingites from an ophiolitic melange, South-Eastern Turkey. – *Min. Mag.*, **42**, M42–M48, London 1978.
- HEBERT, R.: Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: Some comparisons with ophiolite examples. – *Ofioliti*, **2/3**, 299–324, Bologna 1982.
- HEKINIAN, R.: Petrology of the ocean floor. – 393 S., Amsterdam–Oxford–New York (Elsevier) 1982.
- HERITSCH, H.: Der Natrium-Amphibol aus dem Glasbachgraben bei Schlaining, Burgenland. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **10**, 209–217, Wien 1965.
- HERITSCH, H.: Über die Verteilung von Chrom in Na-Amphibol und über Chromit des Glasbachgrabens bei Schlaining im Burgenland. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **3**, 25–29, Graz 1981.
- HEY, M. H.: A new review of the chlorites. – *Min. Mag.*, **30**, 277–292, London 1954.
- HÖCK, V.: Mesozoic Ophiolites and non-ophiolitic Metabasites in the central part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – *Ofioliti*, **8**, 103–126, Bologna 1983.
- HÖCK, V. & MILLER, Ch.: Chemistry of Mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern. – *Mitt. Österr. Ges.*, **71–72**, 81–88, Wien 1980.
- HOFFMANN, C.: Natural and synthetic ferroglaucofan. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **34**, 135–149, Berlin 1972.
- HUCKENHOLZ, H. G. & FEHR, K. T.: Stability relationships of grossular + quartz + wollastonit + anorthite. II. The effect of grandite – hydrograndite solid solution. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **145**, 1–33, Stuttgart 1982.
- HUGHES, C. J.: Igneous Petrology. – Development in Petrology, **7**, Amsterdam (Elsevier) 1982.
- ITO, E. & ANDERSON, A. T.: Submarine Metamorphism of Gabbros from the Mid-Cayman Rise: Petrographic and Mineralogical Constraints on Hydrothermal Processes at Slow-Spreading Ridges. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **82**, 371–388, Berlin 1983.
- JOHANNES, W. & PUHAN, D.: The calcit-aragonite transition, reinvestigated. – *Contrib. Miner. Petrol.*, **31**, 28–38, Berlin 1972.
- KAY, R. W., HUBBARD, N. J. & GAST, P. W.: Chemical characteristics of oceanic ridge volcanic rocks. – *J. Geophys. Res.*, **75**, 1585–1613, Washington 1970.
- KIESL, W., KLUGER, F. & LINDBAUER, R.: Die zerstörungsfreie Bestimmung der Seltenen Erdelemente nach der Neutronenaktivierung. – *Monatsh. Chemie*, **111**, 681–691, Wien 1980.
- KOLLER, F.: Die Bildung eines Alkali-amphibols in Metagabbros der Bernstein-Rechnitzer-Schieferinsel, Penninikum. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **25**, 107–116, Wien 1978.
- KOLLER, F.: Die Zusammensetzung der Amphibole im Penninikum des Alpenostrandes. – *Fortschr. Min.*, **57**, Bh. 1, 70–71, Stuttgart 1979.
- KOLLER, F.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an Metagabbros des Penninikums am Alpenostrand. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1980**, 58–62, Wien 1980.
- KOLLER, F. & PAHR, A.: The Penninic Ophiolites on the Eastern End of the Alps. – *Ofioliti*, **5**, 65–72, Bologna 1980.
- KOLLER, F. & RICHTER, W.: Rodingites in Ultramafic Rocks of the Eastern Alps. – *Ofioliti*, **5**, 73–78, Bologna 1980.
- KOLLER, F. & WIESENEDER, H.: Gesteinsserie und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostal-

- pins der Oststeiermark. – Fortschr. Min., **59**, Bh. 2, 167–178, Stuttgart 1981.
- KOLLER, F., DIETRICH, H., KIESL, W. & RICHTER, W.: Ein Beitrag zur Geochemie von Metarodingiten und deren Blackwallbildungen aus den Ostalpen. – Fortschr. Miner., **60**, Bh. 1, 119–120, Stuttgart 1982.
- LEAKE, B. E.: Nomenclature of amphiboles. – Canad. Min., **16**, 501–520, Toronto 1978.
- LINDSLEY, D. H.: Pyroxene thermometry. – Amer. Min., **68**, 477–493, Washington 1983.
- LIU, J. G.: Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. – Am. Min., **56**, 507–531, Washington 1971.
- LIU, J. G. & ERNST, W. G.: Oceanic Ridges Metamorphism of the Taiwan Ophiolite. – Contrib. Miner. Petrol., **68**, 335–348, Berlin 1979.
- MASSONNE, H.-J.: Phengite: Eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens im System $\text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. – Unveröff. Diss., Naturw. Fak., Ruhr Univ., Bochum 1981.
- MILLER, Ch.: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **24**, 221–277, Wien 1977.
- MIYASHIRO, A.: Metamorphism and Metamorphic Belts. – London (George Allen & Unwin Ltd.) 1973.
- MUELLER, R. F. & SAXENA, S. K.: Chemical Petrology. – New York (Springer) 1977.
- MÜLLER, E. D.: $\text{MnO}/\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. – Earth Planet. Sci. Lett., **62**, 53–62, Amsterdam 1983.
- NEWTON, R. C. & SMITH, J. V.: Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth. – J. Geol., **75**, 268–286, Chicago 1967.
- NISBET, E. G., DIETRICH, V. J. & ESENWEIN, A.: Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. – Fortschr. Miner., **57**, 264–279, Stuttgart 1979.
- NITSCH, K. H.: Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. – Fortschr. Miner., **47**, Bh. 1, 48–49, Stuttgart 1970.
- NITSCH, K. H.: Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyit-hältigen Paragenesen. – Contrib. Miner. Petrol., **30**, 240–260, Berlin 1971.
- NITSCH, K. H.: Neue Erkenntnis zur Stabilität von Lawsonit. – Fortschr. Miner., **51**, Bh. 1, 34–35, Stuttgart 1974.
- OBERHÄNSLI, R.: Chemische Untersuchungen an Glaukophan-führenden basischen Gesteinen aus den Bündnerschiefern Graubündens. – Schweiz. Miner. Petrol. Mitt., **58**, 139–156, Zürich 1978.
- OKAY, A. I.: Sodic amphiboles as oxygen fugacity indicators in metamorphism. – J. Geol., **88**, 225–232, Chicago 1980.
- OHNENSTETTER, M. & OHNENSTETTER, D.: Comparison between Corsican albitites and oceanic plagiogranites. – Arch. Sc. Genève, **33**, 201–220, Genève 1980.
- PALLISTER, J. S. & HOPSON, C. A.: Samail Ophiolite Plutonic Suite: Field Relations, Phase Variation, Cryptic Variation and Layering, and a Model of Spreading Ridge Magma Chamber. – J. Geophys. Res., **86**, 2593–2644, Washington 1981.
- PALLISTER, J. S. & KNIGHT, R. J.: Rare-Earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman. – J. Geophys. Res., **86**, 2673–2697, Washington 1981.
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1960**, 274–282, Wien 1960.
- PAHR, A.: Neue Erkenntnisse zur Geologie der Rechnitzer Schieferinsel und deren Konsequenzen für den Antimonit-bergbau. – Berg. Hüttenm. Mh., **120**, 492–495, Leoben 1975.
- PAHR, A.: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 23–33, Wien 1977.
- PAHR, A.: Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 320–326, Wien (Springer) 1980.
- PAHR, A.: Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart. – Wien (Geol. B.-A.) 1984.
- PEARCE, J. A.: Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. – In: PANAYIOTON, A. (Ed.) Ophiolites, 261–272, Cypern 1980.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R.: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – Earth Planet. Sci. Lett., **19**, 290–300, Amsterdam 1973.
- PEARCE, J. A. & NORRIS, M. J.: Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic-Rocks. – Contrib. Miner. Petrol., **69**, 33–47, Berlin 1979.
- POLDERVAART, A. & HESS, H. H.: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. – J. Geol., **59**, 472–489, Chicago 1951.
- POPP, R. K. & GILBERT, M. C.: Stability of acmite-jadeite pyroxenes at low pressure. – Amer. Min., **57**, 1210–1231, Washington 1972.
- RUMBLE, D.: Oxide minerals in metamorphic rocks. – Reviews in Min., **3**, R-1–R-24, Washington 1976.
- SAUNDERS, A. D.: The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. – In: HENDERSON, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry. – Developments in Geochemistry, **2**, 205–236, Amsterdam (Elsevier) 1984.
- SCHIFFMAN, P. & LIU, J. G.: Synthesis and Stability Relations of Mg-Al-Pumpellyite, $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_8\text{O}_{21}(\text{OH})_7$. – J. Petrol., **21**, 441–474, Oxford 1980.
- SCHIFFMAN, P.: Crystallization of coarse-grained prehnite and pumpellyite in hydrothermal experiments and petrologic implications. – N. Jb. Miner. Abh., **146**, 242–257, Stuttgart 1983a.
- SCHIFFMAN, P.: Synthesis of Fe-pumpellyite and stability relations with epidote. – J. metamorphic Geol., **1**, 91–101, Oxford 1983b.
- SCHMID, W.: Überblick über geologische Arbeiten in Österreich. – Z. Deutsch. geol. Ges., **102**, 311–316, Hannover 1950.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. Geol. B.-A., **116**, 35–49, Wien 1973.
- SCHREYER, W. & BALLER, Th.: Talc-muscovite: synthesis of a new high-pressure phyllosilicat assemblage. – N. Jb. Miner. Mh. Jg. **1977**, 421–425, Stuttgart 1977.
- SIVELL, W. J. & WATERHOUSE, J. B.: Oceanic ridge metamorphism of the Patuki Volcanics, D'Urville Island, New Zealand. – Lithos **17**, 19–36, Oslo 1984.
- SPEAR, F. S.: $\text{NaSi} \rightleftharpoons \text{CaAl}$ Exchange Equilibrium between Plagioclase and Amphibole. – Contrib. Miner. Petrol., **72**, 33–41, Berlin 1980.
- SPOONER, E. T. C. & FYFE, W. S.: Sub-Sea-Floor Metamorphism, Heat and Mass Transfer. – Contrib. Miner. Petrol., **42**, 287–304, Berlin 1973.
- THOMPSON, G.: Trace-element distributions in fractionated oceanic rocks: 2. Gabbros and related rocks. – Chem. Geol., **12**, 99–111, Amsterdam 1973.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band I. – Wien (Deuticke) 1977.
- TROMMSDORFF, V. & EVANS, B. W.: Antigorite-Ophicarbonates: Phase Relations in a Portion of the System $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$. – Contrib. Miner. Petrol., **60**, 39–56, Berlin 1977.
- WILSON, A. D.: A new method for the determination of ferrous iron in rocks and minerals. – Bull. Geol. Surv. Great Britain, **9**, 56–58, London 1955.
- WIESENER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **42**, 136–181, Wien 1932.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Oktober 1984.

Übersicht über Geologie und Mineralgehalt in einem Querprofil von Altkristallin zur Kalkalpenbasis (Triebener Tauernpaß – Flitzenschlucht, Paltental, Steiermark, Österreich)

Von **LOTHAR RATSCHBACHER & KURT KLIMA***)

Mit 14 Abbildungen, 3 Tabellen, 1 Tafel und 3 Profilen

Steiermark
Nordalpines Permomesozoikum
Grauwackenzone
Zentralalpines Permomesozoikum
Muriden-Altkristallin
Metamorphose
Tonmineralogie
Absolute Altersdatierung

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 99, 130

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	151
1. Einführung	152
2. Methodik	152
3. Geologische Grundlagen	155
3.1. Triebener Tauernpaß	155
3.1.1. Altkristallin	155
3.1.2. Zentralalpines Permomesozoikum	155
3.1.3. Veitscher Decke	156
3.1.4. Norische Decke	156
3.2. Flitzenschlucht	158
3.2.1. Zentralalpines Permomesozoikum	158
3.2.2. Grauwackenzone und Nordalpines Permomesozoikum	160
4. Petrologie	160
4.1. Reliktminerale (Auswahl)	160
4.2. Alpidische Phyllosilikatneubildungen	162
4.3. Alpidischer Restbestand (Auswahl)	166
5. Mineralgesellschaften und PT-Übersicht	166
6. Beziehungen Deformation – Metamorphose	167
7. Geochronologische Resultate	167
8. Folgerungen	168
Dank	169
Literatur	169

Zusammenfassung

Geologische Aufnahmearbeiten im Altkristallin, permomesozoischer Hülle, beiden Grauwackendecken und den basalen Kalkalpen S und N des Paltentales geben Anlaß, überblicksmäßig über Schichtumfang und progressive alpidische Metamorphose zu berichten.

Maximal 300 m mächtiges Altkristallin gliedert sich in (Liegend – Hangend): Augengneise – Amphibolite – Serpentinite (Ultrabasite) – Kalksilikatfelse mit basischen Metavulkaniten und Glimmerschiefern. Diese Abfolge entspricht der „Speikserie“ der Gleinalm (Muriden-Kristallin). Darauf transgrediert Alpinen Verrucano. S des Paltentales folgen ca. 650 m Veitscher Decke und ca. 1.500 m Norische Decke. In letzterer wird ein Ordovizium–Silur(?)–Profil beschrieben, mit einer vulkanoklastischen Entwicklung im Ordovizium (ca. 400 m), einem Blasen-eckporphyroidäquivalent (max. 50 m) und einer klastisch-karbonatischen Hangendentwicklung mit sauren und basischen Metavulkaniteinschaltungen. 500 m Zentralalpine Permotrias,

mit einem Schichtumfang von Alpinem Verrucano bis in das anisische Karbonatniveau („Fenster von Gaishorn“), 300 m Veitscher Decke, 1.000 m Norische Decke und eine max. 400 m mächtige Prebichl-Werfenschichtenentwicklung umfaßt das Querprofil N des Paltentales.

Ein variszisches Metamorphoseereignis kann nur im Altkristallin und der Norischen Decke nachgewiesen werden, es erreichte in der Norischen Decke ähnliche Intensität wie das alpidische.

Das alpidische „low grade“ Querprofil wird mit den Indexmineralien Chloritoid-Biotit-Granat in Mineralzonen gegliedert. An Phyllosilikatphasen werden nachgewiesen: Chlorit (Fe- bis Mg-reich), Muskovit (2 M, 1 Md), Illitkristallinität überwiegend (<4,0) Phengit, Paragonit, Talk, Margarit, mixed layer Paragonit/Muskovit(?), Biotit. Ihre Verbreitung in den einzelnen großtektonischen Einheiten wird diskutiert, weiters Chloritoid, Graphit, Granat, Albit näher beschrieben. Die alpidische Metamorphose lief im wesentlichen syndeformativ ab.

Geochronologische Daten belegen das altalpidische thermische Ereignis.

Summary

Mapping in „Altkristallin“, permomesozoic cover, both Greywackezone nappes and the basal Northern Calcareous Alps

*) Anschriften der Verfasser: Dr. **LOTHAR RATSCHBACHER**, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; Dr. **KURT KLIMA**, Institut für Technische Geologie, Petrographie und Mineralogie, Technische Universität Graz, Rechbauerstraße 12, A-8010 Graz.

south and north of the Palten Valley give reason to refer about stratigraphic sequence and progressive alpine metamorphism in this cross-section.

At best 300 m thick "Altkristallin" can be subdivided in (bottom-top): augengneisses – amphibolites – serpentinites (ultramafites) – calcsilicate rocks with basic metavulcanites and micaschists. This succession corresponds to the "Speiserie" of the Gleinalm (Muriden). Transgressive Alpine Verrucano, nearly 650 m thick rocks of the Veitsch Nappe and the Noric Nappe (ca. 1.500 m) complete the pile south of the Palten Valley. There an Ordovician–Silurian(?) profile is described in the Noric Nappe, including a vulcanoclastic sequence in the Ordovician (ca. 400 m), an equivalent to the Blasseneckporphyroid (ca. 50 m) and a clastic-carbonatic sequence with acid and basic metavulcanic intercalation in the Silurian (?). 500 m Centralalpine Permotriassic rocks, with the Permian to Anisian profile of the "Window of Gaishorn", 300 m thick Veitsch Nappe, 1.000 m thick Noric Nappe and an approximately 400 m thick sequence of Prebichi-Werfen Banks cover the cross-section north of the Palten Valley. A hercynian thermic event is only recognized within the "Altkristallin" and the Noric Nappe. In the Noric Nappe it shows nearly the same intensity as the alpine one. The alpine "low grade" cross-section is subdivided with the index minerals chloritoid – biotite – garnet into mineral-zones. Following phyllosilicates have been identified in the cross-section: chlorite, (Fe to Mg-rich), muscovite (2 M, 1 Md modifications, cristallinity index of illite, mainly <4,0), phengite, paragonite, talc, margarite, mixed layer paragonite/muscovite(?), biotite. Their occurrence in the different tectonic units is discussed, supplementary to a closer description of the alpine formed minerals chloritoid, graphite, garnet and albite. K/Ar dating prove the eoalpine thermic event.

1. Einführung

Neukartierungen in den Bereichen Triebener Tauernpaß (ÖK 130 Trieben) und Flitzengraben N Gaishorn, Paltental (ÖK 99 Rottenmann) geben Anlaß, eine Übersicht über Intensität und mineralogische Zusammensetzung des Metamorphosegeschehens in diesem Querprofil zu bringen, soweit Resultate aus Geländearbeit und übersichtsmäßiger Beprobung vorliegen. Ziele dieser Arbeit sind die Erarbeitung der geologischen Grundlagen, die Darstellung einer Auswahl präalpiner

und alpiner Minerale mit besonderer Berücksichtigung alpiner Phyllosilikatneubildungen und einer absoluten Datierung der Metamorphose.

Die geologischen Karten (Abb. 1,2) geben die Grundlage für beide Räume und zeigen die Lokalitäten, der in dieser Arbeit röntgenographisch untersuchten Phyllosilikatproben. Für die geologische Bearbeitung des Triebener Areales, für die röntgenographische Mineraluntersuchung und die geochronologische Datierung ist der Erstautor verantwortlich, für die geologische Beschreibung der Flitzenschlucht der Zweitautor.

2. Methodik

69 Proben (insbesondere die Tonfraktion <2 µm) wurden röntgenographisch näher untersucht, wobei die üblichen Methoden (siehe FREY, 1969, 1978) angewandt wurden. Die Geräteeinstellung (Modell Siemens) für semiquantitative Analysen und für die Illitkristallinitätsbestimmungen (KUBLER, 1967) wurde an eigenen, von KUBLER (1980) untersuchten Proben geeicht.

Der Chloritchemismus wurde aus den Diagrammen nach OINUMA et al. (1972) mittels Basisreflexen abgeschätzt. Die Methode von SASSI & SCOLARI (1974) diente zur näherungsweise Bestimmung der Muskovit/Phengit-Verteilung, statt Gesteinsplättchen wurden Pulverpräparate verwendet. Die Grenzlinie Muskovit/Phengit wurde mit CAPRIANI et al. (1968) bei $b_0 = 9,025 \text{ \AA}$ angenommen, was einem (FeO+MgO)-Gehalt von annähernd 3,3 % entspricht (GRAESSER & NIGGLI, 1966). Aufnahmewiederholungen ergaben bei einer bei allen Läufen beigefügten „Standardprobe“: mean b_0 (Å): 9,0016, SD: ca. 0,004 (vergleiche NAEF & STERN, 1982 und PADAN et al. [1982] und PADAN et al. [1982] zur Diskussion und für genauere methodische Angaben). Der Anteil an Illitmodifikationen (2 M, 1 Md) wurde semiquantitativ nach der Methode von MAXWELL & HOWER (1967) bestimmt.

Durch gerätebedingte Schwierigkeiten bei der Untersuchung von „random“ orientierten Pulverpräparaten

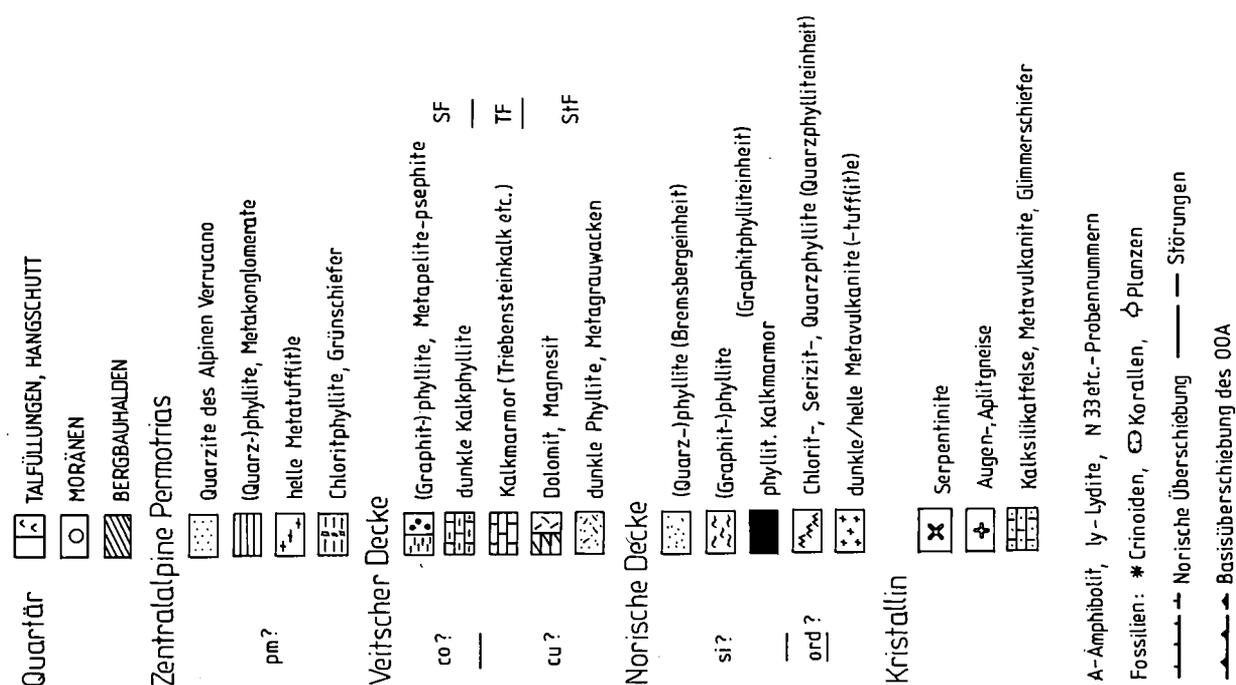
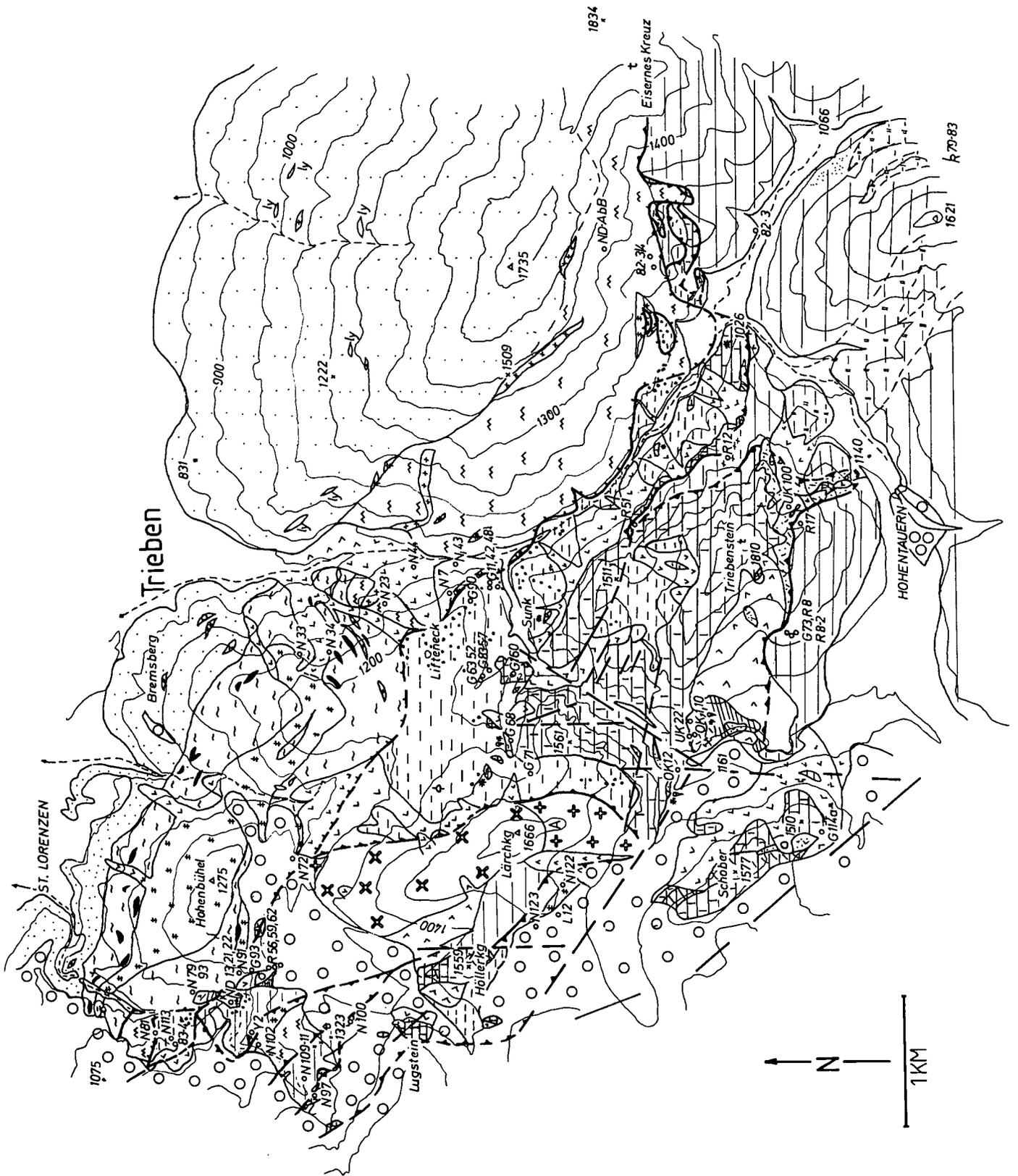


Abb. 1: Geologische Karte des Triebener Tauern-Paßareals mit den Lokalitäten der in dieser Arbeit röntgenographisch untersuchten Phyllosilikatproben.



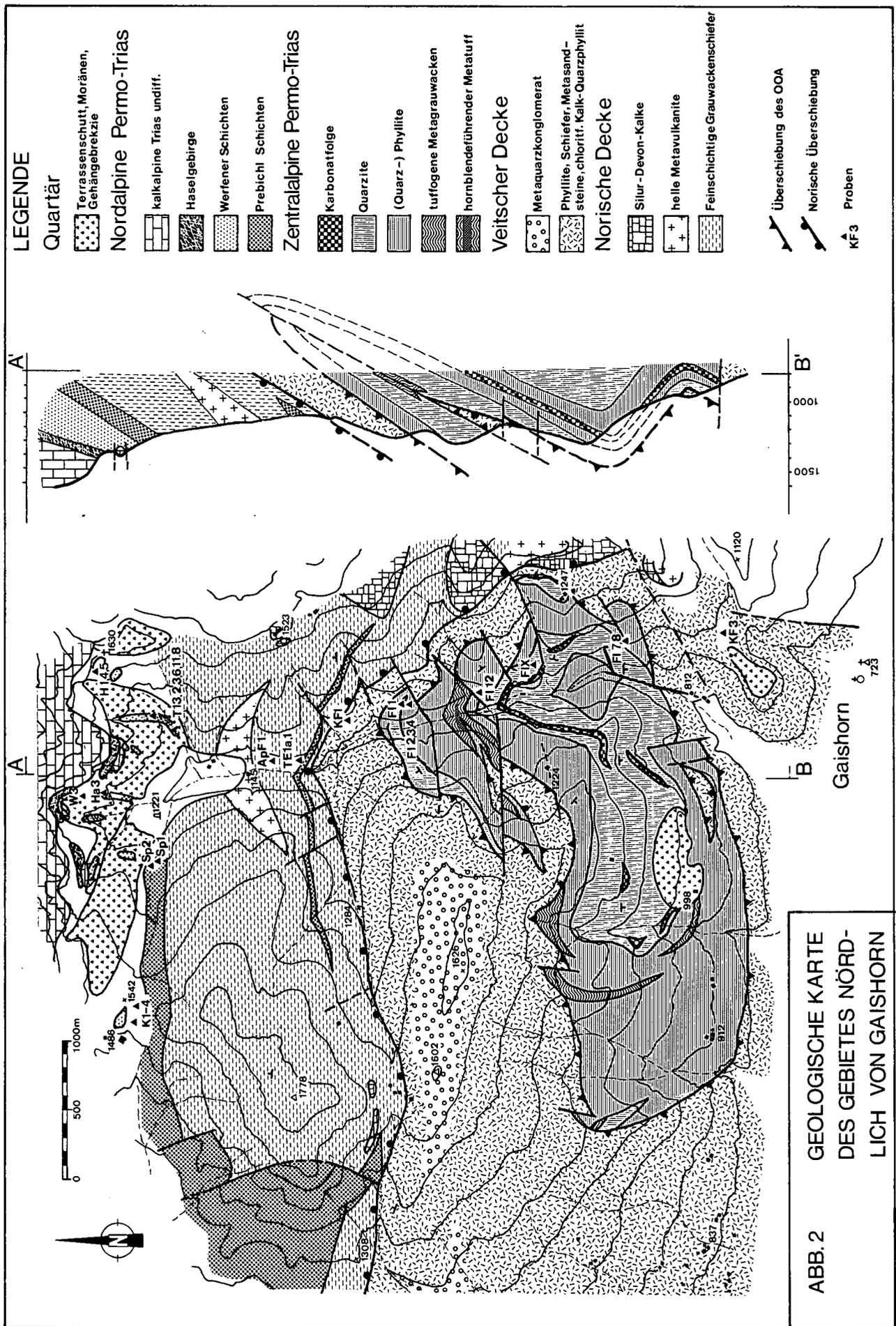


Abb. 2: Geologische Karte der Flitzenschlucht mit den Lokalitäten der in dieser Arbeit röntgenographisch untersuchten Phyllosilikatproben.

am Geologischen Institut der Universität Graz dürfte diese Nachweisgrenze für 2 M-illit obiger Autoren (25 bzw. 8 %) nicht erreicht werden. Organisches Material wurde nach den Angaben von LANDIS (1971) näher untersucht.

3. Geologische Grundlagen

3.1. Triebener Tauern Paß

3.1.1. Altkristallin

Das untersuchte (MOA) Altkristallin (Abb. 3) tritt in einem Großfaltenscheitel als Fenster unter Permomesozoikum und Grauwackendecken hervor (Abb. 1) und läßt sich mit der „Speikserie“ (vgl. z.B. BECKER, 1980) der Glein-, Stubalm vergleichen.

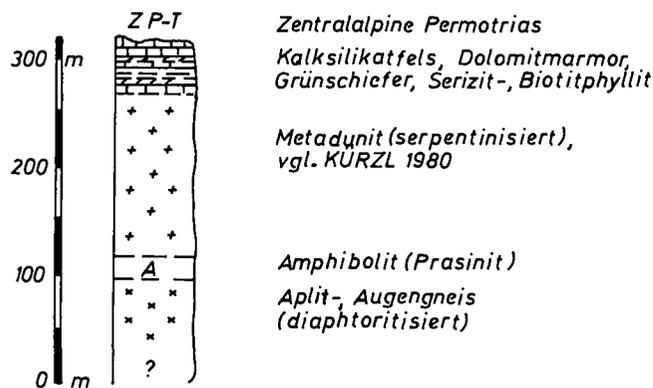


Abb. 3: Schematisches Säulenprofil durch das Altkristallin nordwestlich des Triebener Tauernpasses (Lärchkogel, Lorenzgraben). Mächtigkeitsangaben sind Näherungswerte.

KÜRZL (Vortragsmitteilung 1980) deutet aufgrund geochemischer Parameter den Serpentin-Komplex als metamorphen Dunitkörper bzw. als Kumuluspartie eines Ophiolithkörpers. Die bunte Gesteinsfolge im Hangenden läßt sich als Wechsellagerung von teilweise stark verunreinigten Kalken bzw. Dolomiten mit teils sedimentbeeinflussten basischen Vulkaniten deuten. Sie kann als die primäre Auflage des Ozeanbodens gelten (vgl. FRISCH et al., 1983).

Präalpinen Altbestand ist in kompetenten Gesteinen erhalten (Augengneise, massige Metavulkanite), in feinkörnigen Paragesteinen und Metavulkaniten (Tuffe, Tuffite) völlig ausgelöscht. Im APQ-Streckeisendiagramm plotten zwei mineraloptisch untersuchte Proben aus dem Aplit-Augengneishorizont ins Granitfeld. Magmatische Relikte können in diesem Gneiszug in Kalifeldspat und Allanit, dieser mit Übergangszonierung, vermutet werden.

3.1.2. Zentralalpine Permotrias

Nach lithostratigraphischen Vergleichen liegt nur Alpiner Verrucano (sensu TOLLMANN, 1964) vor. Die Vorkommen verteilen sich auf (vgl. Abb. 1):

- Abfolge über dem Altkristallin-Fenster des Lorenzgrabens und des Lärchkogels, mit großteils tektonisch überarbeitetem Transgressionskontakt („Bereich Lorenzgraben“).
- Abfolge in Faltenkernen an der Basis des Triebensteins bei Hohentauern („Bereich Triebenstein-Hohentauern“).

Bereich Lorenzgraben

Profil 1 gibt das Idealprofil des Verrucanos im Lorenzgrabern. Das Insert-Detailprofil charakterisiert den Basalkontakt auf Sh. 1010 m an der orographisch rechten Schluchtseite des Lorenzgrabens.

Örtlich ausgebildete Transgressionsbrekzien führen weißlich-braune Dolomitmarmor-Komponenten des unmittelbaren Untergrundes, untergeordnet bleiben weiße und violettrosa Quarzgerölle und Restquarz-, Plutonit-(tonalitisches Zusammensetzung) und Marmorgerölle, dazu kommen noch Intraklaste (Abb. 4a). Abb. 4a stellt weiters den klastischen Altbestand der Metapsammite bis Metapelite dar. Hellgraue, geringmächtige Metatuffe und Metatuffite mit Sedimentvormacht (umgelagerte saure Vulkanite) lassen sich lokal wenige m über dem Basalkontakt nachweisen. In Zusammenhang mit diesen Gesteinen treten linsenförmige Anreicherungen von Hämatit, untergeordnet Ilmenit-Magnetit, Rutil und Pyrit auf. Anschliffuntersuchungen lassen an Erzschlamm denken (Linsen-[Lagen-]dicke generell unter 1 mm). Unbedeutende Cu-Vererzung ist nachweisbar. Dolomitierung von Teilen der Verrucanobasis, Bildung von blaßgrünen Glimmern („Fuchsiit“?), (Phengit ist aufgrund von übersichtsmäßigen b_0 -Parameter-Bestimmungen unwahrscheinlich) und das Auftreten von Leuchtenbergit an der Basis des Profils wird mit Mg- bzw. Cr-Zufuhr aus dem basalen Ultrabasitkomplex erklärt. Die extreme Karbonatführung kann nur durch marines Ablagerungsumgebung erklärt werden. Die Transgression erfolgte dabei im Kleinbereich auf akzentuiertem Relief. So bilden verschiedene Niveaus der Altkristallinabfolge (Kalksilikatniveau) des Lorenzgrabens die Unterlagen. Eine direkte Auflagerung auf dem Ultrabasitniveau konnte nicht beobachtet werden (keine Gerölle), ortsfremde Marmor- und unverschieferte (präalpin) Plutonitgerölle belegen einen größeren Einzugsbereich.

Bereich Triebenstein – Hohentauern

Für den Verrucanobereich Triebenstein-Hohentauern läßt sich wegen der komplexen Tektonik und den schlechten Aufschlußverhältnissen vorläufig kein Idealprofil erstellen.

Die Metasedimente in diesem Bereich umfassen typischen Alpenen Verrucano (vgl. Abb. 4b).

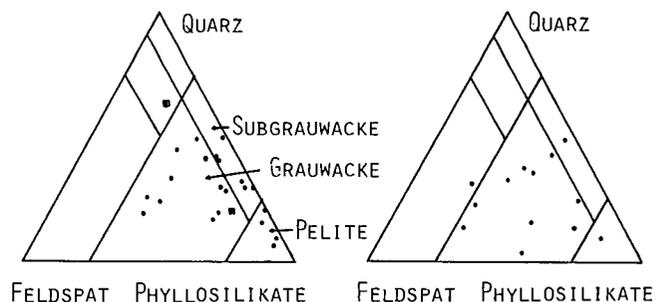
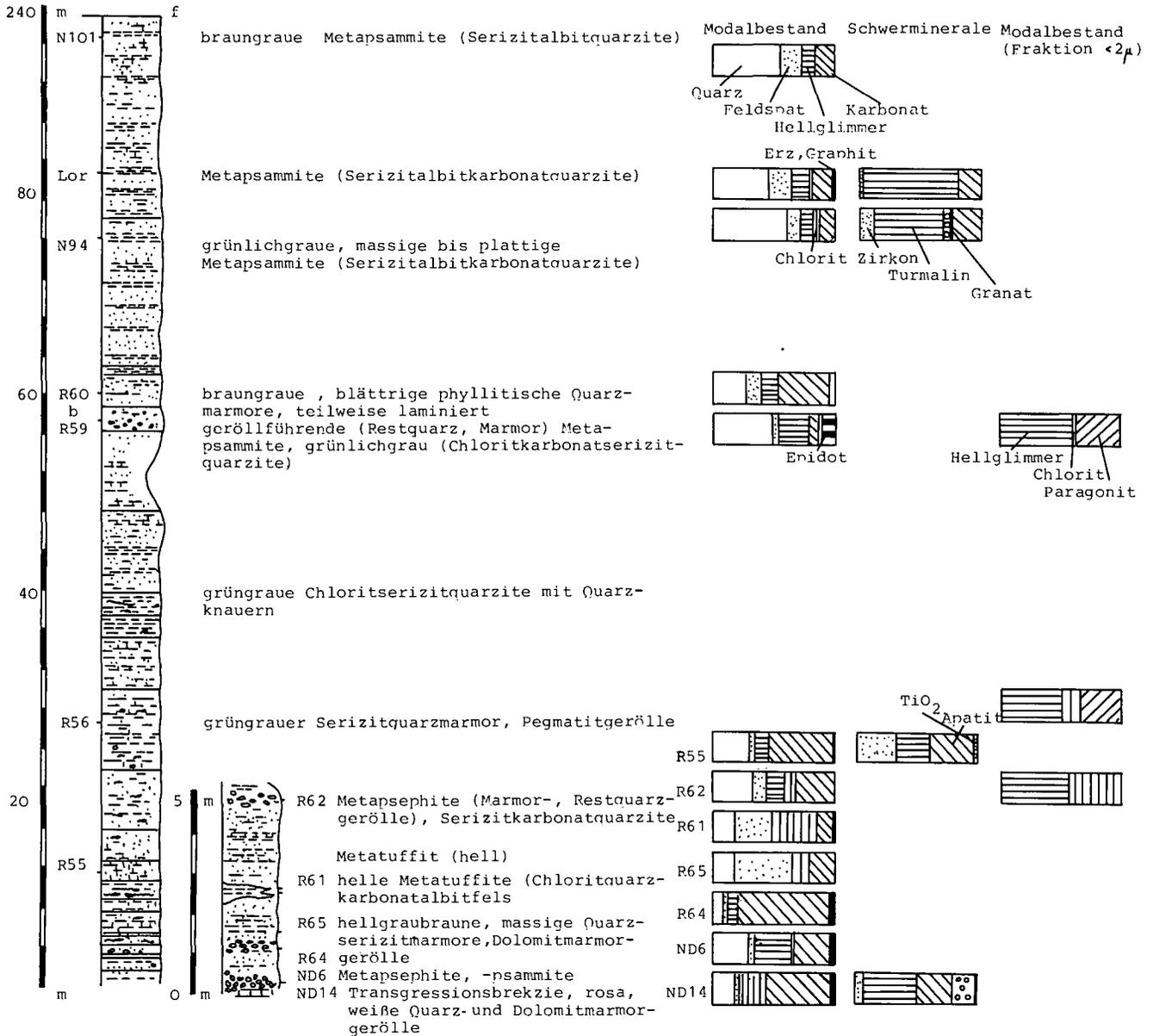


Abb. 4: Metasedimente des Alpenen Verrucano südlich des Paltenales, dargestellt in der Sandsteinklassifikation nach PETTJOHN (1949, leicht modifiziert). Die Beeinflussung und Umwandlung des Altbestandes durch Mineralreaktionen und stressinduzierte Vorgänge (z. B. Drucklösung, PLESSMANN, 1984) weist der Einordnung der dargestellten Probenpunkte nur Größenordnungscharakter zu. Links: Bereich Lorenzgraben; Quadrate markieren die Zusammensetzung von Intraklasten. Rechts: Bereich Triebenstein – Hohentauern.

PROFIL 1

Alpiner Verrucano - Lorenzgraben, Paltental



Auffallend ist der geringe Karbonatgehalt gegenüber dem Lorenzgrabenprofil, auch treten Metapsephitlagen nur selten auf. Diese führen Restquarzgerölle, nur in Annäherung an den Sekkauer Kristallinkomplex Gerölle aus diesem. Neben sauren Metavulkaniten gelang der Nachweis basischer Metavulkanite.

Darüber soll in einer eigenen Arbeit berichtet werden.

3.1.3. Veitscher Decke

Zur Abfolge S des Paltentales siehe RATSCHBACHER (1984b). Es erfolgt eine Untergliederung in drei Formationen, wobei die Liegende und die Hangende klastisch, die Mittlere karbonatisch dominiert sind. Bei den Klastika überwiegen monotone Graphit(-Chlorit-Quarz-)phyllite, bei den Karbonaten treten in Teilbereichen zu den Kalkmarmoren Dolomite und Magnesite.

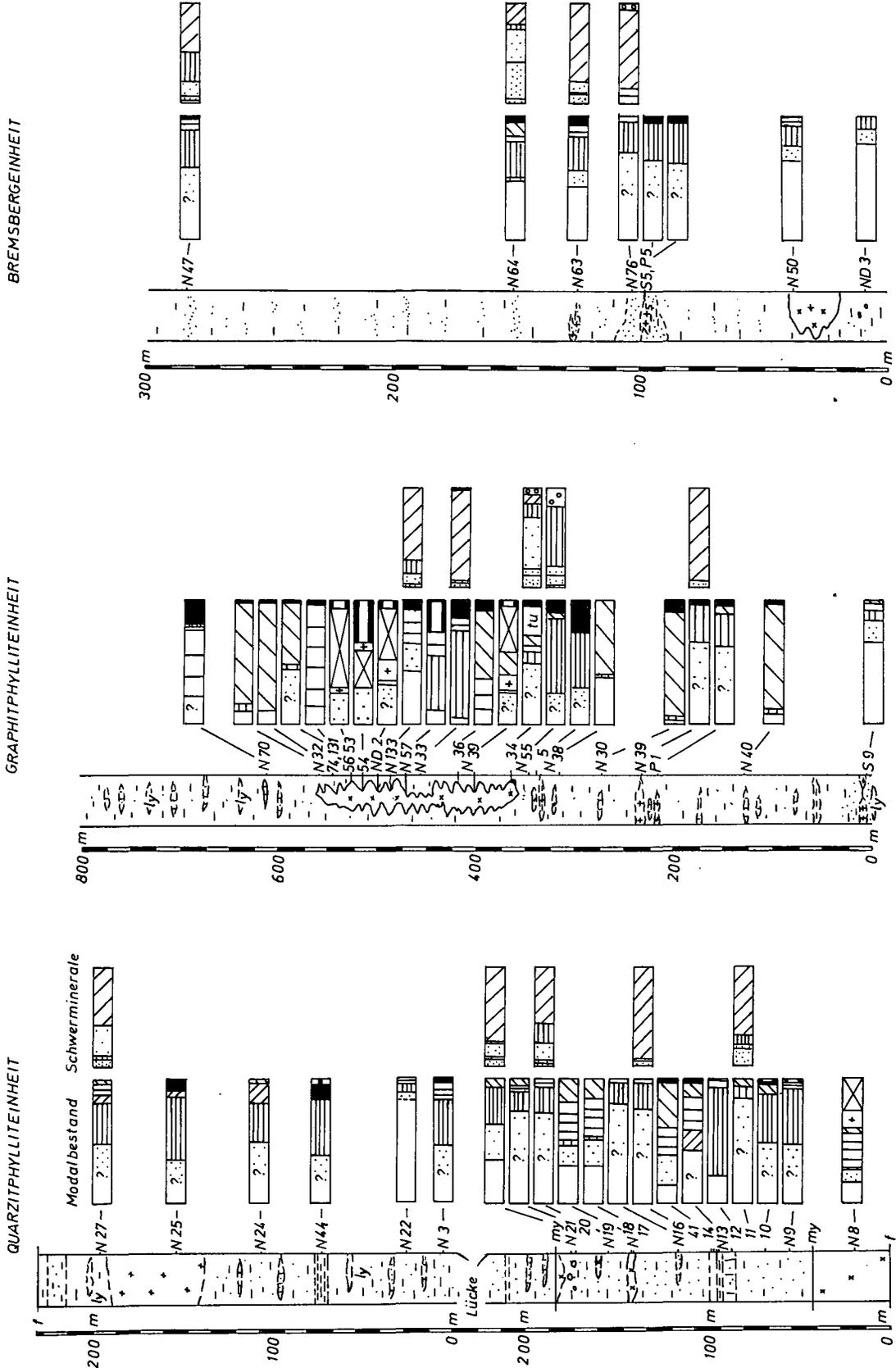
3.1.4. Norische Decke

Drei Kartiereinheiten (im Sinne von Gruppen) sind

ausscheidbar (Abb. 1). Die basale „Quarzeinheit“ umfaßt Metapelite bis -psammite und stark epiklastisch beeinflusste Metavulkanite. Das hangende Porphyroidniveau läßt sich als Äquivalent zum Blasseneckporphyroid auffassen und weist damit der Basisabfolge ordovizisches Alter zu. Es folgt, nur in Bereichen abgrenzbar, die „Graphitphylliteinheit“, in die basische Metavulkanite konkordant eingelagert sind. Kennzeichnende Gesteine sind \pm quarzitische Graphitphyllite („Schwarzschiefer“) mit geringmächtigen Kalkmarmor- und Lyditlagen. Mit fließendem, sedimentärem Übergang folgt im N (Hangend) die „Bremsbergeinheit“, durch Quarzite, Quarzphyllite und Chloritserizitphyllite charakterisiert. Saure Metavulkanite bzw. deren Tuffe und Tuffite finden sich als geringmächtige Einschaltungen in beiden letztgenannten Kartiereinheiten.

Das vorliegende Datenmaterial ist in einem schematischen Säulenprofil (Profil 2) dargestellt. Vergleicht man dieses mit Profilen in FLAJS & SCHÖNLAUB (1973), SCHÖNLAUB, (1977, 1979) und HEINISCH (1981), so ist aus dem Serienvergleich ein ordovizisch-silurisches Al-

PROFIL 2 Norische Decke S' des Paläozoikales



LEGENDE

- MODALBESTAND:** Quartz, Feldspat, Heliglimmer, Biotit, Chlorit, Karbonat, opake Min., Granat, Titanit, Epitot, Amphibol
- SCHWERMINERALE:** Zirkon idiomorph, Zirkon rosa gerundet, Zirkon gerundet, Zirkon farblos, Turmalin, Apatit, TiO₂-Min., Granat

ter für die dargestellte Abfolge sehr wahrscheinlich. Die hangenden Einheiten zeigen eine fast idente Ausbildung wie Profile in den südlichen Eisenerzer Alpen, die dort mittels Conodonten in das Llandovery und Wenlock datiert werden konnten. Die „Bremsbergeinheit“ zeigt weiters Ähnlichkeiten mit Profilen in der Veitsch (vgl. NIEVOLL, 1983).

Profil 2 wurde entlang den Forststraßen am E-Abfall zum Tauernbach (Wolfsgraben) aufgenommen. Die Mächtigkeitsangaben sind Maximalwerte, isoklinale Falungen und damit Schichtwiederholungen sind möglich.

Als Edukt für die unter dem Porphyroidniveau aufgeschlossenen Gesteine lassen sich überwiegend feinkörnige, quarzreiche Sedimente folgern. Karbonat ist lokal angereichert, doch fehlen reine Marmore. Charakteristisch sind linsige Quarziteinschaltungen. Tuffogene Beeinflussung ist örtlich belegbar.

Geröllführende Lagen mit großen Feldspatkristallen, Granitoiden und Restquarz als Komponenten (\varnothing bis 1,5 cm) sind selten. Diese Geröllführung bestärkt die Annahme eines kontinentalen Basements für die Norische Decke (vgl. DAURER & SCHÖNLAUB, 1978; FRISCH et al., 1983).

Beim Blasseneckporphyroidäquivalent handelt es sich um rekristallisierte Porphyroide (vgl. HEINISCH, 1981). Im K(ristall) – G(las) – L(Bims, Fremdgestein)-Diagramm liegen die Proben ausnahmslos im Feld der Glastuffe (Abb. 5). Da zu erwarten ist, daß ein Teil der Kristalle zur Grundmasse umkristallisiert ist, liegen die primären Edukte näher bei den kristallreicheren Porphyroiden.

Fast alle Kalkmarmorvorkommen, wobei es sich um maximal m-, meist cm- bis dm-mächtige, dunkelgraue, graphitische Plattenkalke und Kalkschiefer handelt, wurden auf Conodontenführung getestet, bisher negativ (33 Proben). Hauptgründe dürften die Rekristallisation und die starken stress-bedingten Lösungsvorgänge sein.

Die basischen Metavulkanite zeigen, soweit noch auf primäre Strukturen rückschließbar ist, nur untergeordnet echte vulkanische Ergüsse. Von 13 typisierbaren Schliften lassen sich zwei als Metalaven, sechs als Metatuffe und fünf als Metatuffite mit einiger Wahrscheinlichkeit ansprechen. Eine genauere Unterteilung in Ablagerungseinheiten gelingt nicht, mindestens drei sind

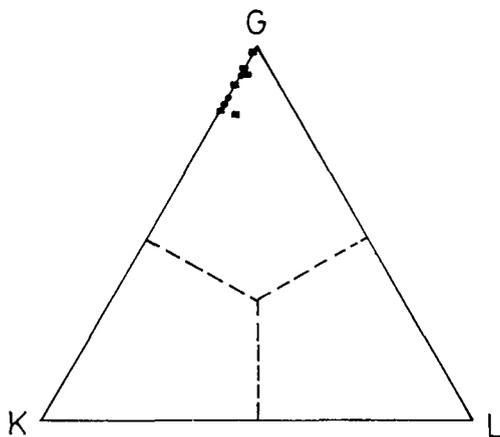


Abb. 5: K(ristall) – G(las) – L(Bims, Fremdgestein)-Diagramm der sauren Metavulkanite in der Norischen Decke südlich des Paläntales (Ordovizium–Silur?).
● = Blasseneckporphyroidäquivalent; ■ = höhere Niveaus.

örtlich durch Phylliteinlagerungen nachweisbar. Überwiegend liegen Metaaschentuffe vor.

Abb. 5 gibt die Einordnung einiger saurer Vulkanite über dem Blasseneckporphyroidniveau in das K-G-L-Diagramm. Die mächtigste Einschaltung (Probenbereich N39, N6, P1) erreicht maximal 10 m, die übrigen bleiben unter einem m, meist im dm-Bereich. Bei einigen Proben ist die Unterscheidung zu rein klastischen Gesteinen auch im Schliiff sehr schwierig. Als Unterscheidungskriterien gelten:

- Vulkanische Feldspäte und Quarze (meist stark zersetzt), Lapilli sind sehr selten.
- Inhomogenität der Korngrößenverteilung. Große Einsprenglinge in feinkörniger Grundmasse.

Taf. 1, Fig. 1, 2 geben eine Übersicht über das Erscheinungsbild und über die Größenordnung der metamorph-tektonischen Umwandlungen an den hellen Metavulkaniten der Norischen Decke.

Als Edukte für die Gesteine der „Bremsbergeinheit“ lassen sich überwiegend Metasiliteine wahrscheinlich machen (Korngrößenabschätzung an SM und klastischen Feldspäten). Quarzite (Metapsammite) sind linsenförmig eingeschaltet. Sehr selten sind geröllführende Lagen (\varnothing der Gerölle max. 1 cm), untergeordnet treten „Lydite“ auf. Deutliche Lamination läßt sich großteils auf Schieferung zurückführen, im Schliiff lassen sich aber oft primäre Anlagen nachweisen (Typus der „feinschichtigen Grauwackenschiefer“ nach HAMMER, 1925).

3.2. Flitzenschlucht

3.2.1 Zentralalpines Permomesozoikum

Im Flitzengraben ist in Form einer etwa E–W-streichenden Antiklinale eine permo-triadische Gesteinsabfolge abgeschlossen. Wegen ihrer tektonischen Position im Liegenden der Veitscher Decke wurde sie als „Fenster von Gaihorn“ bekannt (METZ, 1947).

Die Gesteinsabfolge ist in vier Abschnitte zu gliedern:

Ein vulkanogen beeinflusster basaler Teil, darüber Konglomerate und Phyllite, diesen auflagernd Quarzite, die schließlich von einer karbonatischen Abfolge mit Rauhwacke überlagert werden (vgl. Profil 3).

Die Folge wird an der Basis von Metatuffiten in die ein geringmächtiger, hornblendeführender Metatuff (mit Aktinolithneusprossung) eingelagert ist, eingeleitet. Gemeinsam mit den Tuffiten treten Feldspat- und Quarz-Feldspatgerölle-führende Metagrauwacken auf. Über teils karbonatführenden Metakonglomeraten folgt ein mächtiges, vorwiegend phyllitisches Schichtglied.

Aufgrund lithologischer Vergleiche ist die gesamte Abfolge dem Alpenen Verrucano (sensu TOLLMANN, 1964) zuzuzählen.

Schräggeschichtete weiße Arkosen leiten eine etwa 140 m mächtige Quarzit-Arkose-Wechselfolge ein. Charakteristisch ist die reiche Führung von klastischen Kalifeldspäten und Turmalinen. Eine basale Geröllquarzitentwicklung, wie sie für viele vergleichbare Abfolgen typisch ist (ERKAN, 1977), fehlt weitgehend. Die Quarzite sind dem alpinen Buntsandstein zuzurechnen und damit in das Skyth zu stellen (TOLLMANN, 1977). Ebenflächlich ausgebildete Serizitquarzite, die dem Niveau des Alpenen Rötts entsprechen, leiten die karbonatische dominierte Entwicklung am Top der permomesozoischen Schichtfolge ein. In die vorherrschenden Flaserdolomite ist nahe deren Basis maximal 6 m mächtige Rauhwacke

eingeschaltet. Bemerkenswert ist ein hoher Magnesitanteil in der Matrix dieser Rauhwacke.

Im Hangenden der Rauhwacke sind bis zu 0,7 m mächtige Dolomitmäntel in die Flaserdolomite eingelagert, ohne daß es aber zu einer Ausbildung „typischer“ Aniskarbonate kommt.

Die Flaserdolomite sind das jüngste Schichtglied der im Hangenden tektonisch begrenzten permomesozoischen Entwicklung im Gaischner Fenster.

3.2.2. Grauwackenzone und nordalpines Mesozoikum

Das Permomesozoikum des Fensters wird allseits von der Veitscher Decke umrahmt. Teilweise sind Permomesozoikum und Veitscher Decke miteinander verschuppt.

Der Gesteinsinhalt der Veitscher Decke umfaßt schwarze Phyllite, Metasandstein, Quarzite, chloritführende Kalk-Quarz-Schiefer und -phyllite, Quarzkonglomerate (z. T. mit Gneisgeröllen?) und untergeordnet geringmächtige Kalke. Während die tieferen Anteile der Veitscher Decke von Feinklastika mit karbonatischem Einfluß aufgebaut werden, herrschen gegen das Hangende Grobklastika vor.

An der Norischen Linie, die morphologisch im Bereich des Wagenbänkgrabens verläuft, sind in der Norischen Decke Schollen von Albit-Kalk-Chloritschiefern und Leuko-Epidot-Amphibolit anzutreffen. Zum größten Teil wird hier die Norische Decke aus feinschichtigen Grauwackenschiefern (sensu HAMMER, 1925) aufgebaut. Blasseneckporphyroid und Silur-Devon-Kalke bilden im Osten des aufgenommenen Gebietes eine tektonisch isolierte Scholle im Hangenden. Ein Porphyroidspan ist im Nordteil des Flietzengrabens in die Grauwackenschiefer eingeschaltet.

Am Südrand des Admonter Reichensteines sind mehrere Profile durch die Kalkalpine Basisentwicklung aufgeschlossen. Hier folgen auf die Grauwackenschiefer Chloritoidschiefer, Prebichlkonglomerat und teils chloritoidführende graue Tonschiefer und Sandsteine der Prebichlschichten. Daraus entwickeln sich Werfener Schichten mit grünen Ton- und Sandsteinen sowie sandigen Dolomiten (BÜCHNER, 1973; KLIMA, 1984).

Parallel zur Norischen Linie im Wagenbänkgraben eingeschaltete Prebichlschichten können als Hinweis auf deren alpidisches Alter gewertet werden.

4. Petrologie

4.1. Reliktminerale (Auswahl)

Granat

Im Altkristallin bzw. der Norischen Decke können Reliktgranate einem präalpinen Metamorphosezyklus zugeschrieben werden. Sie sind meist größer als die alpidisch neugesproßten (max. 2–3 mm), getrübt, zerbrochen und überwiegend in Chlorit umgewandelt, mit Einschlüssen aus Erz, Quarz, Feldspat und idiomorphem Chloritoid. Erz zeichnet ein $s_i \neq s_o$ nach.

Regionalgeologische Korrelation und Vergleiche mit dem als sicher variszisch ableitbaren Gefüge in der gesamten bearbeiteten Abfolge der Norischen Decke weisen auf variszisches Bildungsalter. Dieser Granat, der sich nur in der basalen Norischen Decke findet, deckt sich dabei ziemlich mit dem Verbreitungsgebiet des klaren, deutlich abtrennbaren, alpidisch (d. h. in der datiert alpidischen Mineralgesellschaft stabilen) neugesproßten. Gründe, warum dieser Granat als variszisches Metamorphoseprodukt und nicht als klastisch ererbt (d. h. ins ordovizische Sediment eingebracht) angesehen wird, sind weiters:

- ähnliche Korngröße,
- oft hypidiomorpher Umriß,
- ähnliche Ausbildung (Trübe, Einschlüsse, etc.).

Das sind für detritische Mineralien untypische Eigenschaften. Daraus wird geschlossen: Die variszische Metamorphose der Norischen Decke im Triebener Areal hatte ähnliche Reichweite (im stratigraphischen Profil) und ähnliche, nach der Korngröße, etwas höhere Intensität wie die alpidische (vgl. FRITSCHER, 1979). Für die Veitscher Decke fehlen alle Anzeichen für eine variszische Metamorphose.

Turmalin

Als Besonderheit treten im Verrucano, besonders schön in der Veitscher Decke, zwei voneinander unterscheidbare Anwachssäume auf, wobei der Äußere meist allseitig ausgebildet ist. Dies belegt:

- Die Metamorphose überdauerte die duktile Deformation kurz.
- Durch das Auftreten der Säume im Verrucano ist das alpidische Bildungsalter auch für die Veitscher Decke erwiesen. Dies ist ein Nachweis für deren rein alpidische Temperung.

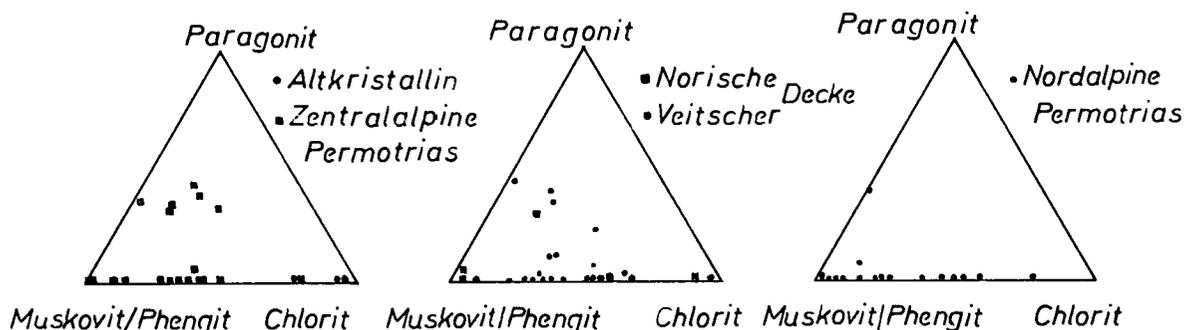


Abb. 6: Verteilung der alpidisch neugebildeten Phyllosilikatphasen im Querprofil Kalkalpenbasis – Altkristallin. Die einzelnen lithologischen (und tektonischen) Großeinheiten unterscheiden sich deutlich durch ihren Phyllosilikatgehalt.

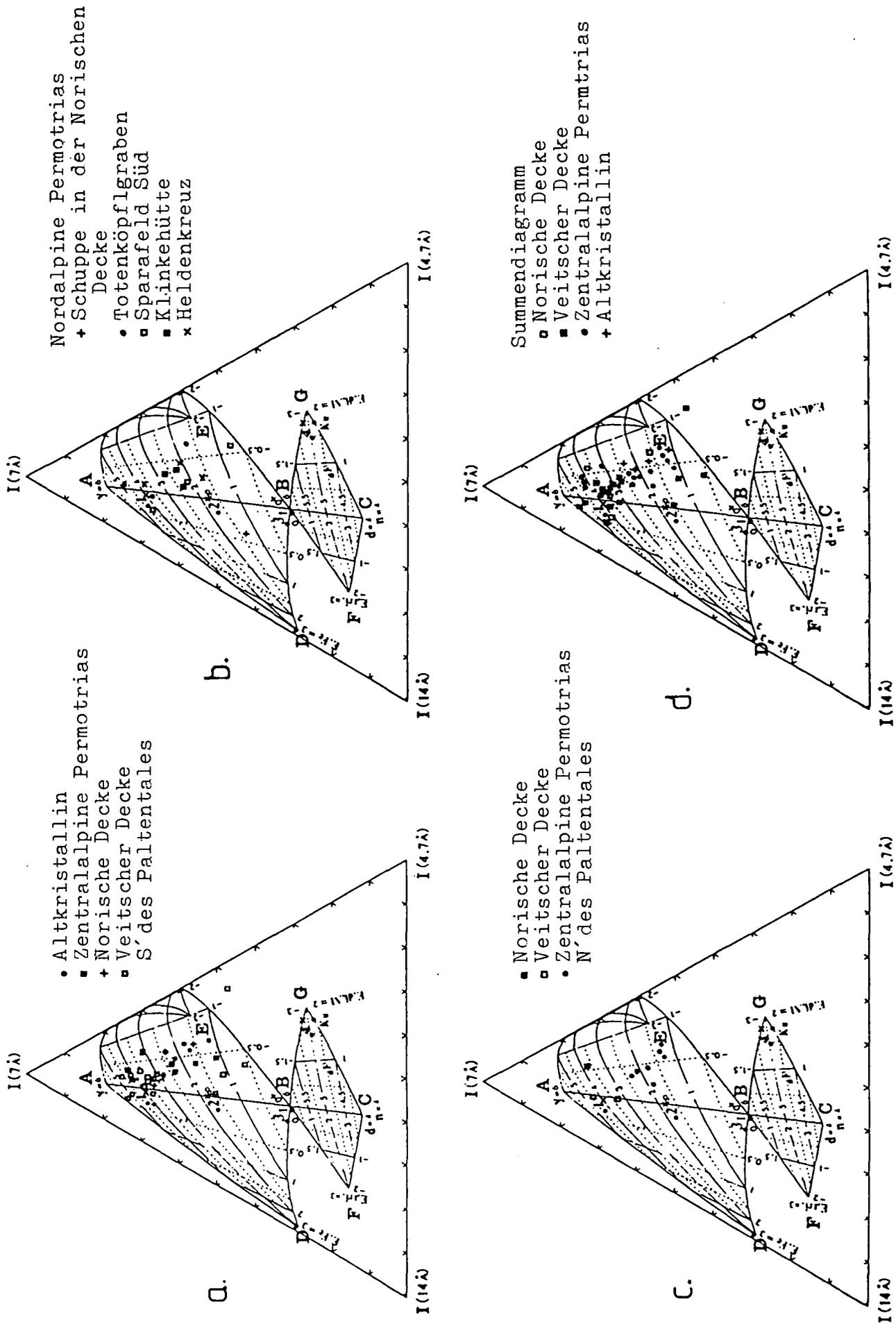


Abb. 7: Übersicht über die Kristallchemie der Chlorite im Querprofil. Diagramme nach OINUMA et al. (1972).

4.2. Alpidische Phyllosilikatneubildungen

Der Phyllosilikatgehalt der untersuchten Proben (Fraktion $<2 \mu\text{m}$) ist in Tab. 2 zusammengefaßt und in Abb. 6 dargestellt.

An Proben aus dem Graphitwerk Sunk wurden etwaige Verwitterungseinflüsse auf den Phyllosilikatgehalt geprüft. Es konnten keine auffallenden Abweichungen festgestellt werden. In der „Tonmineralfraktion“ treten akzessorisch auf: Quarz, Plagioklas, selten Kalifeldspat und verschiedene Karbonate. Auffallend ist, daß die Veitscher Decke den höchsten Chloritanteil zeigt, ein Faktum, das aus den Geländebeobachtungen und den optischen Untersuchungen überrascht. Der Chlorit ist an Graphit gebunden (vgl. BRINDLEY & EDWARDS, 1976), damit an primär feine Korngrößen.

Chlorit

Das beprobte Gesteinsspektrum umfaßt überwiegend Metapelite bis -psammite im Deckgebirge und Phyllonite, Kalksilikatfels und Grünschiefer am Altkristallin. Tab. 3 gibt die Urliste der Berechnungsparameter für die kristallchemischen Übersichtsuntersuchungen nach den Diagrammen von OINUMA et al., (1972). Abb. 7a ordnet die „höher metamorphen“ Chlorite südlich des Paltentales in ein solches Diagramm ein. Die Proben umfassen den Bereich Altkristallin bis einschließlich Basis der Norischen Decke und sind durch das Erstauftreten von alpidisch neugesproßtem Granat gekennzeichnet. Abb. 7b und c zeigen die Chlorite nördlich des Paltentales. Abb. 7d faßt alle Messungen in einem Sammeldiagramm, geordnet nach tektonischen Großeinheiten, zusammen. Das Histogramm in Abb. 8 verdeutlicht die gewonnene Verteilung. Für diese Darstellung wurde die Fe-Kationenzahl in der Oktaederposition (Gesamteisen = Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} , Cr^{3+}) in Mol.-% Fe umgerechnet. Dies ist teilweise schon eine Überforderung der Aussagekraft der Diagramme, es wird daher der gewonnenen Verteilung nur statistische Signifikanz zugestanden und auf eine nomenklatorische Zuordnung verzichtet. Vergleiche mit Standardproben (KUBLER, 1980) und statistischen Variationsbereichen von Chloriten aus ähnli-

chen Gesteine zeigen, daß die gemessenen Fe-Gehalte zu etwas höheren Werten hin verschoben sind (siehe Tab. 3).

Folgende Aussagen lassen sich treffen:

- Alle Chlorite sind trioktaedrisch und zeigen überwiegend einen leichten Fe-Ionen-Überschuß am Oktaederplatz in der Hydroxylschicht.
- Der Chloritchemismus zeigt große Schwankungsbreite: Fe-reiche bzw. Fe-Mg-Chlorite dominieren.
- Steigender Metamorphosegrad (mit Mg-Zunahme zur höheren Metamorphose – vgl. TOBSCHALL, 1969) bewirkt keine deutliche Veränderung des Chloritchemismus, dieser scheint unter Berücksichtigung der vergleichbaren Ausgangsgesteine im Deckgebirge (Metapelite bis -psammite) vom Sedimentations-Diagenese-Environment abhängig.
- Großtektonische Einheiten lassen sich am untersuchten Querprofil nach dem Chloritchemismus trennen. Die Chlorite der Zentralalpinen Permotrias liegen im Fe-Mg-Feld, die der Grauwackenzone sind Fe-reicher.
- Die Nordalpine Permotrias zeigt den größten Variationsbereich.

Als Gründe für diese Auftrennung lassen sich überlegen:

- Sedimentunterschiede,
- Divergenzen im Sedimentations- bzw. Diageneseenvironment (vgl. Koppelung der niedrigen Mg-Gehalte der hangenden Veitscher Decke im Raum Trieben mit der Deutung ihres Environment als progressive Küstenfazies; oder die Koppelung der hohen Mg-Gehalte der basalen Veitscher Decke in diesem Gebiet mit dem als hypersalinär gedeuteten Ablagerungsraum, RATSCHBACHER, 1984b).
- Bindung des Fe bzw. Mg an andere Minerale,
- vulkanische Beeinflussung (z. B. Norische Decke).

Eine endgültige Entscheidung läßt sich aus den vorliegenden Daten noch nicht gewinnen. Wenigstens für die Veitscher Decke ist eine Environmentsteuerung sehr wahrscheinlich. Sedimentunterschiede und vulkanische Beeinflussung sind entsprechend der Probenauswahl in ihrer Bedeutung eingeschränkt (Ausnahmen

Veitscher Decke: ———

Norische Decke: - - - - -

Zentralalpines Permomesozoikum: - - - - - n, s: nördlich bzw. südlich

Nordalpines Permomesozoikum: ······ des Paltentales

Altkristallin: ○○○○○

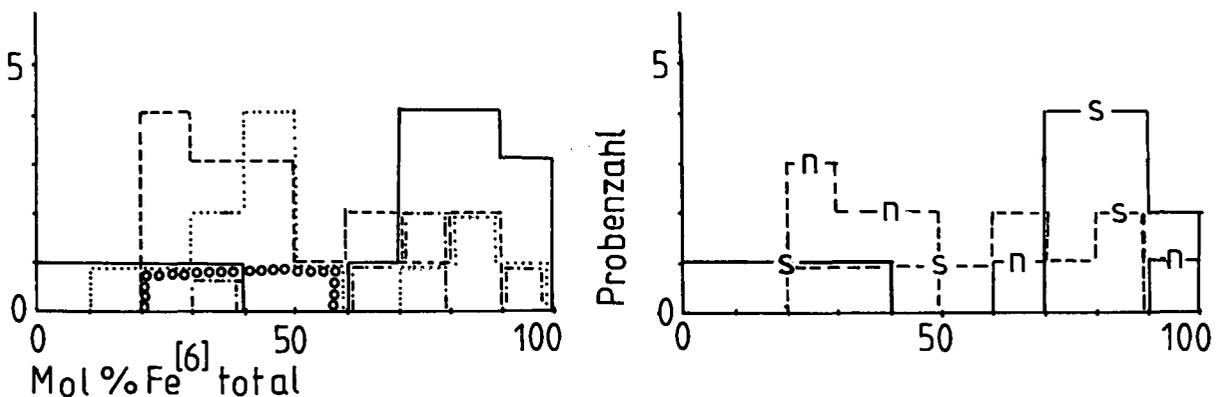


Abb. 8: Mol.-% – Fe_{total} -Histogramm der Chlorite aus dem Querprofil; Erläuterungen siehe Text.

bilden einige Proben der Norischen Decke und des Alt-kristallins).

Trägt man die oktaedrale Zusammensetzung der Chlorite gegen das Verhältnis Chlorit/Hellglimmer für die Veitscher Decke und die Zentralalpine Permotrias auf (Abb. 9), so zeigt sich:

Die hohen Fe-total-Gehalte in der Veitscher Decke sind mit einem hohen Chlorit/Hellglimmeverhältnis gekoppelt. Die Werte für das Zentralalpin plotten bei niedrigeren Fe-total- und niedrigeren Chlorit/Hellglimmeverhältnissen. In Anlehnung an TOWE & GRIM (1963); LIEBLING & SCHERP, 1976) können dafür primäre Environmentunterschiede verantwortlich gemacht werden.

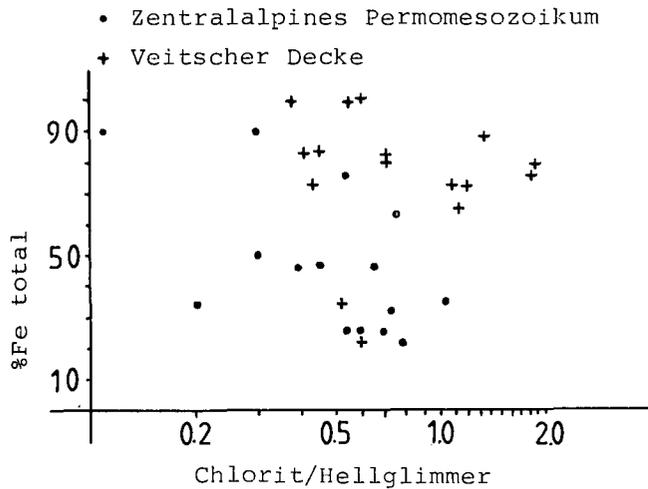


Abb. 9: Beziehung zwischen dem Chlorit/Hellglimmer-Verhältnis und der Chloritzusammensetzung in der Veitscher Decke (x) und dem Zentralalpinen Mesozoikum (●). Die Trennung der beiden großtektonischen Einheiten ist signifikant.

Muskovit/Phengit

Das beprobte Gesteinsspektrum entspricht weitgehend den Chlorituntersuchungen (überwiegend Metapelite bis -psammite). Alle untersuchten Hellglimmer sind dioktaedrisch. Abb. 10 zeigt ein Histogramm, das ihre Verteilung im Bereich Muskovit/Phengit darstellt.

Danach überwiegen Muskovite über Phengite. Generell läßt sich feststellen, daß höher metamorphe Proben geringeren Phengitgehalt aufweisen. Vor allem die Proben der Veitscher Decke plotten überwiegend ins Muskovitfeld. Tektonische Großeinheiten lassen sich aufgrund ihres Muskovit/Phengitgehaltes nicht unterscheiden.

Illikristallinität (KUBLER, 1967) gegen das Intensitätsverhältnis ($I[002]/I[001]$) für Glimmer ist in Abb. 11 aufgetragen. Nach ESQUEVIN (1969) soll diese Intensitätsbeziehung ein Maß für das $Al/(Fe+Mg)$ -Verhältnis von dioktaedrischen Glimmern sein. Mehrere Autoren (zuletzt KISCH, 1980; PADAN, et al., 1982) finden kaum Korrelation zwischen dem $Al/(Fe+Mg)$ -Verhältnis und $I(002)/I(001)$. Abb. 12 bestätigt diese Ergebnisse.

Folgende Ursachen für das Vorhandensein phengitarmer K-Glimmer lassen sich diskutieren:

1. Al-reicher Gesteinschemismus (z. B. GUIDOTTI & SASSI, 1976).

Ein direkter Zusammenhang scheint zwischen Paragonit-Gehalt und Phengit-Gehalt gegeben. Bei 10 daraufhin untersuchten paragonitführenden Proben treten b_0 -Werte $<9,025 \text{ \AA}$ auf (vgl. auch HÖCK, 1974; HOINKES, 1978). Als Erklärung ist der erhöhte Al-Gehalt der Proben bei der Anwesenheit von Paragonit offensichtlich (vgl. dagegen PADAN et al., 1982). Dies gilt auch für chloritoidführende Proben.

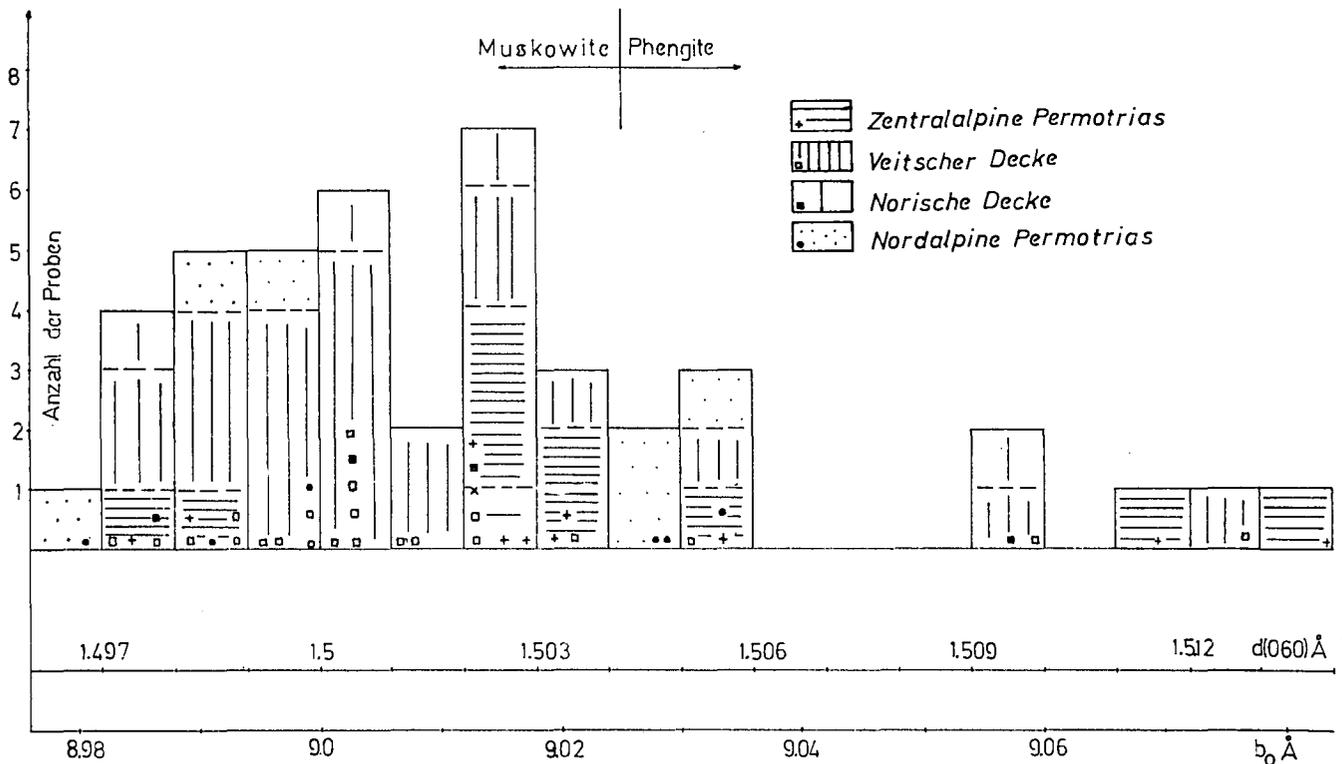


Abb. 10: Histogramm der alpidischen Hellglimmer aus dem Querprofil unterteilt nach b_0 -Werten nach CAPRINI et al. (1968) für die Grenzlinie Muskovit/Phengit bei $b_0 = 9,025 \text{ \AA}$ (alle Proben aus der Fraktion $<2\mu\text{m}$). Erläuterung siehe Text.

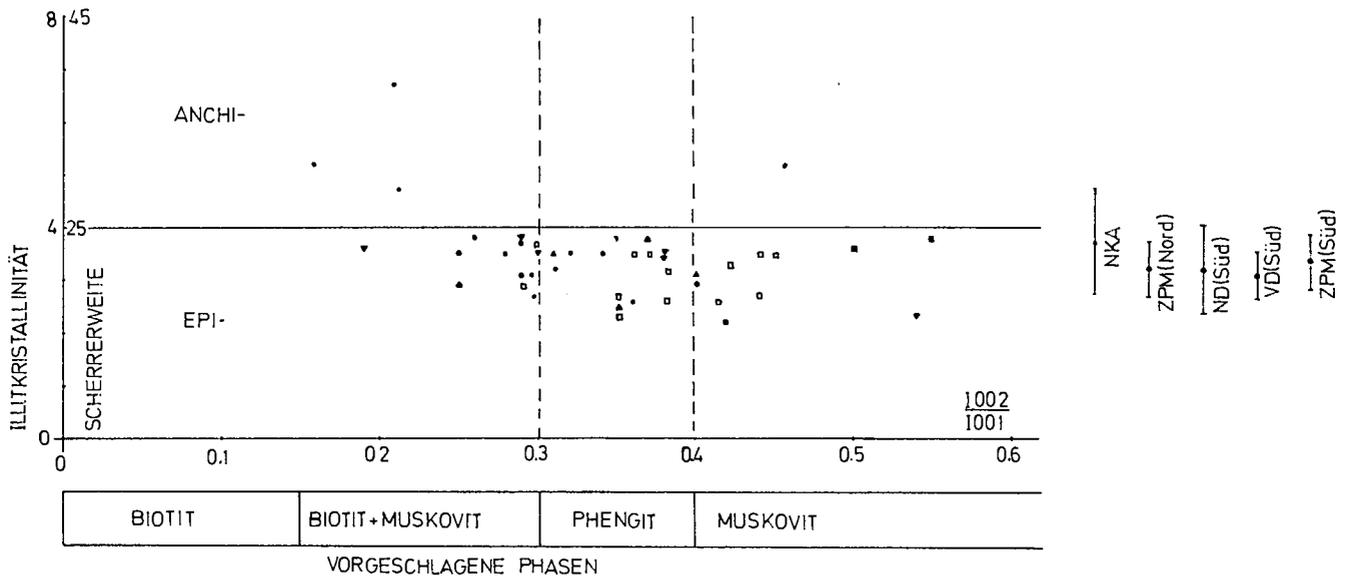


Abb. 11: Illitkristallinität (und Scherrerweite) gegen das Intensitätsverhältnis $I(002)/I(001)$ von Glimmer, Diagramm nach ESQUEVIN (1969).

▼ = Zentralalpine Permotrias Süd; ▲ = Zentralalpine Permotrias Nord; □ = Veitscher Decke; ■ = Norische Decke; ● = Nordalpine Permotrias; - = Mittelwert und Standardabweichung der untersuchten Illitkristallinität in Bezug zu den großtektonischen Einheiten im Profil N-S.

NKA = Nördliche Kalkalpen; ZPM = Zentralalpines Permomesozoikum; ND = Norische Decke; VD = Veitscher Decke; N/S = Nord/Süd bezüglich des Paläntales.

2. Barometrisches Environment (z. B. VELDE, 1965; GRAESER & NIGGLI, 1966; SASSI & SCOLARI, 1974).

In Abb. 13 sind die b_0 -Werte aus dem Querprofil zusammen mit Referenzprofilen nach SASSI & SCOLARI (1974) eingetragen.

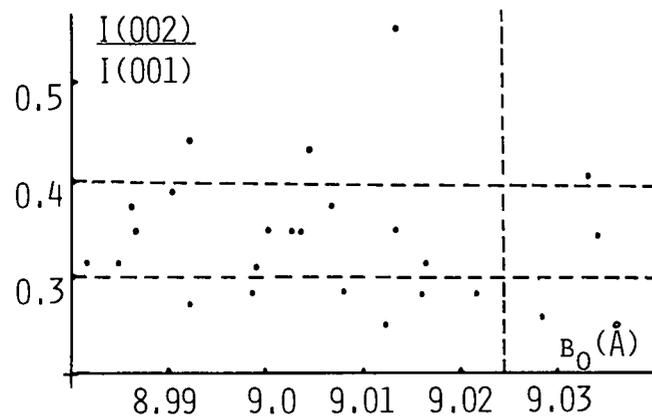


Abb. 12: b_0 -Werte gegen $I(002)/I(001)$ von Glimmern aus dem Querprofil. Die Probenverteilung bevorzugt gegenüber den Abb. 10 und 11 die Proben aus dem Zentralalpinen Permomesozoikum. Beachte fehlende Korrelation.

Danach liegt das Querprofil im Bereich des „low-to-intermediate pressure metamorphism“ (mit der Abfolge Chlorit-Biotit-Almandin in der progressiven Metamorphoseabfolge). Das stimmt mit den geologischen Überlegungen und Mineralgesellschaften berechneter Wärmegradienten (vgl. RATSCHBACHER, 1983c) und den Mineralzonen im Querprofil überein.

In Abb. 14 ist Fig. 3 von GRAESER & NIGGLI (1966) wiedergegeben, sie zeigt:

○ Die obere Stabilitätsgrenze eines bestimmten Phengites (Abb. 14).

○ Die Mittelwertskurve des geothermischen Gradienten aus dem untersuchten Querprofil (strichlierte Linie) mit den Berechnungspunkten (siehe RATSCHBACHER, 1983c).

○ Eine hypothetische Geothermalgradientenkurve mit $33,3^\circ\text{C}/\text{km}$ (punktierete Linie).

Der geringe Phengitgehalt der Proben aus dem bearbeiteten alpidischen Metamorphoseprofil kann durch den steileren geothermischen Gradienten, der

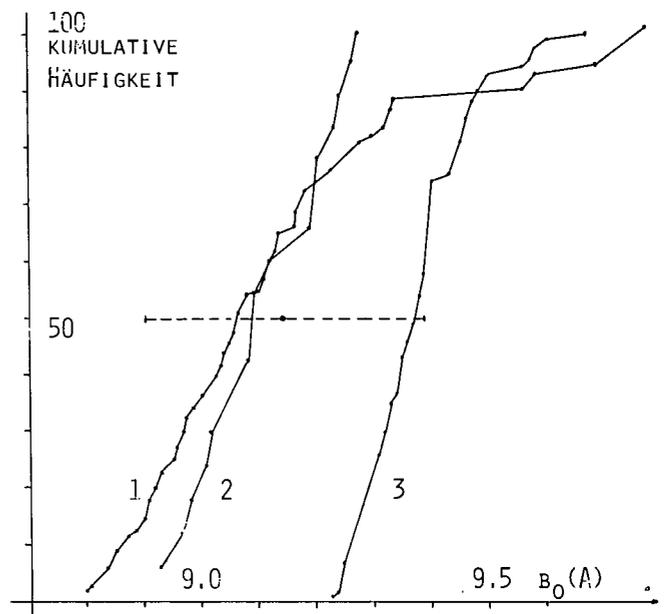


Abb. 13: b_0 -kumulative Häufigkeitskurven.

1: 43 Messungen aus dem Querprofil, mean: $b_0 = 9,0127 \text{ \AA}$ (SD: 0,025, -).

2, 3: Referenzlinien nach SASSI & SCOLARI (1974); 2 = New Hampshire, mean: $b_0 = 9,011 (0,01) \text{ \AA}$; 3 = Eastern Alps, mean: $b_0 = 9,038 (0,008) \text{ \AA}$.

Erläuterungen siehe Text.

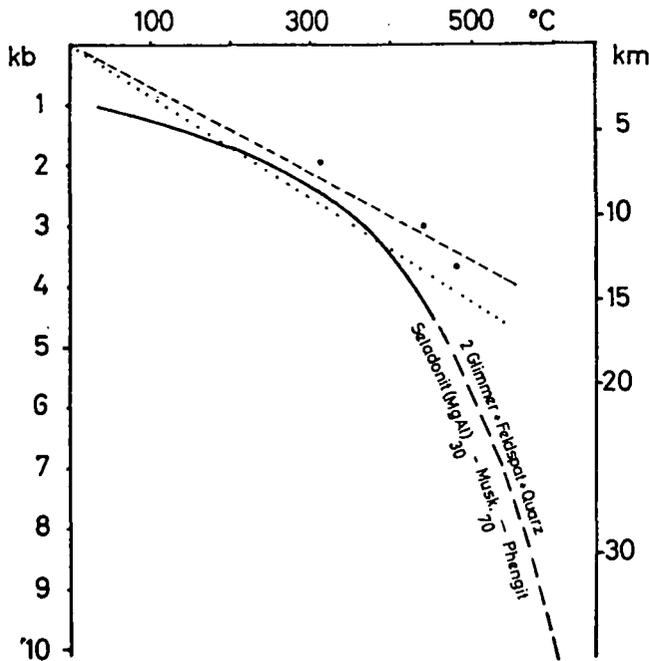


Abb. 14: Obere Stabilitätsgrenze eines Phengites mit 30 Mol.-% (Mg-Al)-Seradonit (nach GRAESER & NIGGLI, 1966, bzw. VELDE, 1965). - - - - = geothermischer Gradient im Querprofil; • = Berechnungspunkte; = hypothetischer, geothermischer Gradient mit ca. 30 m/°C bzw. 33,3°C/km. Erläuterungen siehe Text.

nicht das Phengitfeld quert, erklärt werden, das Auftreten von Phengit in einem bestimmten T-Intervall in anderen Gebieten (vgl. FREY, 1969a, S. 125) durch einen etwas flacheren Gradienten. Solche flachere Gradienten sind in anderen Querprofilen zu erwarten. Weitere, räumlich gestreute Untersuchungen werden zeigen, ob daher ein Trennung von tieferen, ostalpine Einheiten (Unterostalpin, mit reichlich Phengit in den Permomesozoischen Klastika) und tektonisch höheren Anteilen (Oberostalpin) entsprechend der Lage zur Penninsubduktion zum Ausdruck kommt.

3. Rekristallisation von Phengit zu Muskovit (z. B. BEACH, 1979).

BEACH (1979) beschreibt Phengit-bildende und Phengit-abbauende Reaktionen während der Deformation von unreifen Sand-Siltsteinen durch Drucklösung. RATSCHBACHER (1984a) zeigt, daß Drucklösung einen wichtigen Anteil an der Deformation im untersuchten Querprofil hat. Untersuchungen über den Zusammenhang Mineralreaktionen – Schieferungsbildung – Deformationsmechanismen zeigen, daß sich Phengit bevorzugt in Zonen hoher Reaktionskinetik bildet (Schieferungsdomänen) – vgl. z. B. KNIPE (1981). Seine Abbaureaktion ist temperaturgesteuert. Diese T-Schwelle könnte im Untersuchungsgebiet überschritten sein.

Die Illitkristallinität (KUBLER, 1967) liegt fast ausschließlich im epimetamorphen Feld. Darin ist erwartungsgemäß keine Differenzierung nach zunehmender Metamorphose möglich, die Illitkristallinität erreicht ein „Gleichgewicht“ (vgl. Abb. 11). Nur die Proben aus der Kalkalpenbasis plotten etwas näher der Grenzlinie Anchi-Epizone. Der Wertebereich stimmt mit den Ergebnissen von SCHRAMM, zuletzt zusammengefaßt in SCHRAMM, 1982, für andere Kalkalpenbasisprofile überein. Die Beeinflussung durch

detritäre Glimmer wird nach dem Geländebefund gering erachtet (siehe auch Altersdaten – Tab. 1), die erhaltenen Illitkristallinitätswerte können damit, auch im Vergleich zu den anderen Metamorphoseparametern, signifikant bezüglich ihrer Metamorphoseaussage sein (vgl. JUNG, 1980).

Illitmodifikationen wurden in 11 Proben nördlich des Paltentales, vorwiegend aus der Kalkalpenbasis untersucht. In allen Nichtkalkalpenproben (ausgenommen einer Probe aus der Veitscher Decke nördlich des Paltentales) liegen nur 2M-Illite vor. Fünf Proben aus der Kalkalpenbasis zeigen Beimengungen anderer Modifikationen. Diese Proben stammen aus dem Bereich der Oberst-Klinkehütte und dem Totenköpflgraben (vgl. Abb. 2). Einige Proben korrelieren mit erhöhten Illitkristallinitätswerten, das Ergebnis allgemein mit dem Fehlen von Chloritoid in den untersuchten Gesteinen und damit mit einer generellen Metamorphoseabnahme in der Schichtfolge nach N.

Paragonit

Im ganzen Querprofil wurde in einigen Proben Paragonit nachgewiesen.

Das bedeutet:

- Das geochemische Milieu war in Teilbereichen relativ reich an Na,
- Die Illitkristallinitätswerte sind in Gegenwart von Paragonit vergrößert, sie sind für die Metamorphoseeinstufung ungeeignet,
- Die Stabilität unterhalb von Chloritoid (im Profil der Kalkalpenbasis, hangend zum letzten Chloritoidauftreten) könnte dem Eintreten in die Anchizone entsprechen (siehe Chloritoid).

Talk

Tritt in Magnesit-Dolomitkörpern der Veitscher Decke im Triebener Tauernpaßgebiet auf.

Margarit

Konnte nur in drei Proben mit Sicherheit nachgewiesen werden und hier nur röntgenographisch. Er kommt zusammen mit Chlorit, Muskovit und Paragonit vor. Die Unterscheidung der drei Hellglimmer erfolgte im 2θ-Bereich zwischen 45° und 48°. Die Proben stammen aus:

- in der Norischen Decke N des Paltentales eingeschuppten Prebichl-Schichten (karbonatführende Phyllite),
- der Veitscher Decke (karbonatführende Phyllite) und
- der Kalksilikatgruppe des Altkristallins.

Mixed layer Paragonit/Muskovit

Dieses Mineral (FREY, 1969: „mixed layer paragonite/phengite“; FREY, 1978) konnte nur einmal in einer kalifeldspatfreien Probe des Altpaläozoikums nördlich des Paltentales wahrscheinlich gemacht werden.

Biotit

Sein Erstauftreten liegt in den basischen Metavulkaniten des Hohenbühels (Norische Decke südlich des Paltentales). Er erscheint zögernd, in kleinen Fasern, mit wenigen Mineralprozenten, zeigt ausnahmslos olivgrüne Farben und innige Verwachsung mit Chlorit. In den unterlagernden Metapeliten der „Graphitphylliteinheit“ fehlt er (ungeeigneter Gesteinschemismus?), im Blasseneckporphyroid setzt er wieder, diesmal mit brauner Farbe, ein und ist dann durch die untersuchte Abfolge zusammen mit Chlorit und Hellglimmer stabil. Im Verrucano treten ausnahmslos nur mehr braune Farben auf. Das frühe Auftreten olivgrünen Biotites (hoher

Fe₂O₃-Gehalt) in den basischen Gesteinen läßt sich mit MIYASHIRO (1973) durch erniedrigte Stabilitätsbedingungen in diesen Gesteinen erklären. Die eigentliche Biotitzone, wie sie in den Metapeliten auftritt, ist relativ schmal und umfaßt nur einige 100-er-Meter.

4.3. Alpidischer Restbestand (Auswahl)

Organisches Material

Liegt in der Veitscher Decke südlich des Palntales („Graphitbergwerk Sunk“) als d_{1A}-d₁-Graphit nach LANDIS (1971) vor. Er ist im Diffraktogramm charakterisiert durch einen intensiven (002)-peak, der aber deutliche Verbreiterung nach unten und merkliche Schiefe zu niedrigen 2θ-Werten zeigt.

Disthen

Tritt in Schwermineralpräparaten in der Norischen und Veitscher Decke südlich des Palntales zusammen mit Chlorit und Chloritoid in einigen Körpern auf. Bei diesen Neubildungen dürfte es sich um Kristallisationen unter erniedrigten Stabilitätsbedingungen handeln (vgl. Kluffdisthen westlich von Admont, HIESLEITNER, 1958).

Chloritoid

Tritt als Durchläufer von den basalen Kalkalpen („Chloritoidschiefer“) bis an die Basis des Verrucano südlich des Palntales auf. Er ist meist postkinematisch zur duktilen Deformation gewachsen und tritt in idiomorphen Kristallen auf, oft mit polysynthetischer Verzwillingung. Geringe Gehalte an Feldspäten können koexistieren; meist treten sie zusammen mit Calcit auf. Das Fehlen von Pyrophyllit in der Paragenese ist wahrscheinlich auf das Vorhandensein von Chloritoid als Al-verbrauchende Phase zurückzuführen, wobei der Al-Gehalt des Gesteins nicht zur Bildung der Gesellschaft Chloritoid-Pyrophyllit ausreichte. Weitere Untersuchungen sind notwendig.

Chloritoid tritt scharf begrenzt an der Kalkalpenbasis auf. Nach FREY (1978) entspricht sein Erstauftreten ungefähr der Grenze „very low“ zu „low grade metamorphism“ (cf. WINKLER, 1979). Die epizonalen Illikristallinitätswerte gehen noch etwas über den Chloritoidstabilitätsbereich hinaus, ebenfalls Paragonit. Die tektonische Hangendamputation der Kalkalpenbasisfolge (Einschuppung von Haselgebirge etc.), sowie ausgedehnte Schuttbedeckung machen eine genaue Lokalisierung der Anchi-Epizonengrenze schwierig. Wir halten sie aber im Grenzbereich Werfenerschichten – Gutensteinerkalk – Wettersteindolomit für wahrscheinlich, also etwas oberhalb des letzten Chloritoidauftretens (und etwas unterhalb seines Stabilitätsbereiches) (vgl. FREY, 1970, 1974, 1978).

Granat

Alpidisch neugesproßter Granat tritt oberhalb der Norischen Überschiebung südlich des Palntales auf. In der Veitscher Decke, mit ihrem monotonen Gesteinschemismus (Hauptminerale: Quarz, Chlorit, Hellglimmer), fehlen weitgehend die Voraussetzungen zur Bildung von aussagekräftigen Indexmineralien. Dennoch findet sich selten im Schliff, häufiger im SM-Präparat, sowohl im Verrucano als auch in der Veitscher Decke, manchmal idiomorph, meist aber unregelmäßig begrenzt, derselbe Granat wie im Altkristallin bzw. der Norischen Decke. Er bildet mit seiner Umgebung, der alpi-

disch datierten Mineralgesellschaft, ein offenes System. Dort, wo im Altkristallin und in der Norischen Decke präalpiner Granat vorliegt, sind die neugebildeten Granate größer, oft idiomorph, einschlußreicher (Quarz, Epidot, generell aber einschlußarm) und häufiger. Ein alpidischer Metarmophosehiatus zwischen Veitscher und Norischer Decke scheint nicht gegeben.

Albit

An der Basis der Norischen Decke südlich des Palntales (östlich Brodjäger) setzt intensive Neubildung von Albit durch Wachstum neuer Keime im Phyllosilikatgewebe ein. Er schließt Erz, Epidot, Klinozoisit, Apatit ein, ist überwiegend unverzwillingt, nie deformationsverzwillingt, seltener nach dem Periklingesetz. Die meist ovalen Albitblasten erreichen mehrere mm Durchmesser, sind nach der ersten alpinen Streckung gelängt, wenn vorhanden, auch nach der zweiten Streckung und bilden Druckschatten. Dies belegt, daß die zweite alpidische Deformation noch getempert ablief (Taf. 1, Fig. 3,4). Die Albitblastese ist sowohl an pelitischen wie auch vulkanisch beeinflussten Ausgangsgestein gebunden. In den unterlagernden Graphitphylliten der Veitscher Decke fehlt sie. Die Porphyroblastenbildung im Starkwirkungsbereich der alpidischen Norischen Überschiebung (RATSCHBACHER, 1984a), in Verbindung mit retromorphem variszischem Granat, mit dem Auftreten alpidischen Granates und erhöhten Anteilen an neugebildetem Chlorit und Magnetit wird in Anlehnung an WATKINS (1983) in Verbindung mit Hydratisierungsreaktionen und erhöhter, deformationsbedingter Wegsamkeit gesehen.

5. Mineralgesellschaften und PT-Übersicht

Eine Zusammenfassung aller auftretenden Gesellschaften ist bei RATSCHBACHER (1983a) aufgelistet. Die wichtigsten sind:

pelitisch

- Quarz + Albit + Muskovit + Chlorit ± Calcit
- Quarz + Albit + Muskovit + Biotit ± Granat
- Quarz + Albit + Muskovit + Chlorit ± Calcit + Paragonit
- Quarz + Muskovit + Chlorit + Chloritoid ± Magnetit
- Quarz + Albit + Muskovit + Chlorit + K-Feldspat
- Quarz + Albit + Muskovit + Biotit ± Chlorit
- Quarz + Albit + Muskovit + Chlorit ± Graphit

basisch

- Albit + Aktinolith + Chlorit + Epidot + Quarz ± Calcit
- Albit + Chlorit + Quarz + Calcit
- Albit + Aktinolith + blaugrüne Hornblende + Chlorit + Epidot ± Quarz
- Albit + Aktinolith + blaugrüne Hornblende + Biotit + Epidot + Chlorit + Quarz
- Albit + blaugrüne Hornblende + Aktinolith + Epidot + Biotit ± Granat ± Calcit ± Chlorit ± Quarz

Eine PT-Abschätzung der alpidischen Metamorphose aus den vorliegenden Daten kann nur eine Übersicht darstellen.

Für das untere Limit der Paragonitstabilität werden zwischen 315°C und 335°C bei 2-7 kbar angegeben.

Die physikalischen Bedingungen, die zur Bildung von Biotit und Granat führen, sind nur schwer angebbbar, da die Zusammensetzung der fluiden Phase und der Che-

mismus des Ausgangsgesteins eine große Rolle spielt. Bei einem geologisch realistischem Überlagerungsdruck von 3–4 kbar für die Basis der Norischen Decke ist eine Temperatur von >400°C für die Biotitbildung in Metapeliten wahrscheinlich. Nimmt man für den alpidisch neugesproßten Granat almandindominierte Zusammensetzung an (wofür das optische Erscheinungsbild spricht, vgl. auch Granatchemismusbestimmungen aus ähnlichen Gesteinen), so ist für seine Bildung bei ca. 450°C und ca. 4 kbar wahrscheinlich (alle Angaben cf. WINKLER, 1979).

Für die Basis des Alpenen Verrucano südlich des Palntales sind also 4 bis 5 kbar und Temperaturen größer 450°C wahrscheinlich.

Überlegungen zum geothermischen Gradienten unter Berücksichtigung der thermischen Konduktivität der spezifischen Gesteine im Querprofil und den deformationsbedingten duktilen und nichtduktilen Mächtigkeitenreduktionen stellt RATSCHBACHER (1983c) an.

6. Geochronologische Resultate

7 K/Ar-Altersdaten aus der Norischen und Veitscher Decke und dem Verrucano, gemessen am Labor der Universität Wien, liegen vor (Tab. 1).

Die Daten zeigen hohe Streuung und teilweise beträchtliche Fehlergrenzen. Diese Limitationen werden hier nicht näher diskutiert. Die lokale und probenspezifische Bedeutung solcher Schwankungen zeigt sich im Vergleich des niedrigsten und höchsten Alters. Die Proben (OK 12, UK 100) stammen aus ähnlicher stratigraphischer Position und derselben großtektonischen Einheit (basale Veitscher Decke) bei lateraler Entfernung von wenigen km.

Folgende Aussagen werden abgeleitet:

- Keine oder kaum Verunreinigung der Fraktion <2 µ durch klastische (oder variszisch gebildete) Glimmer.

- Diese letzte Metamorphose muß ca. 350±45°C überschritten haben.
- Die Werte reflektieren das altpidische, thermische Ereignis.
- Alle großtektonischen Einheiten zeigen ähnliche Abkühlgeschichte.

7. Beziehung Deformation – Metamorphose

Die zum altpidischen Deckentransport äquivalente erste alpine Deformation (vgl. RATSCHBACHER, 1983b, 1984a) ist im wesentlichen syndeformativ zur beschriebenen Metamorphose abgelaufen. So gilt:

- Alle wesentlichen alpidischen Mineralneubildungen liegen in der ersten alpinen Schieferung und folgen der alpinen Streckung, wo sie fortlaufend deformiert werden. Abbildungskristallisation ist auszuschließen.
- Quarzrekristallite zeigen zur Hauptdeformation bezogene Gefüge (Böhm'sche Lamellen, Subkörner, kristallographische Vorzugsorientierung, suturierte Korngrenzen).
- Weitgehend fehlen polygonale, getemperte Gefüge.

Einige Minerale überdauern die Hauptdeformation:

- Glimmer (selten),
- Turmalin (letzter Anwachssaum),
- Karbonat,
- Pyrit,
- teilweise Chloritoid (wobei Druckschatten parallel der ersten Streckung auf frühe Keimbildung, wenigstens syndeformativ zur ersten Deformation, schließen lassen. Auf die generell schwierige Alterseinstufung von Chloritoid verweisen z. B. auch NABHOLZ & VOLL, 1963).

Quarz beginnt kurz über der Altkristallinbasis mit der posthauptdeformativen Sammelkristallisation und der Gefügeentordnung. Der Vorgang ist durch die fluide

Tabelle 1: K-Ar-Analysendaten aus dem Querprofil südlich des Palntales.

Labor-Nr. Proben-Nr.	Probenbeschreibung	anal. Mineralien, Korngröße	% K ⁴⁰ Ar.rad. cm ⁻³ · 10 ^{-6/9}	% ⁴⁰ Ar. Alter rad.
WAP 1037 N 44	heller, granatführender Serizitphyllit, basale Norische Decke Trieben, Stmk.	Hellglimmer, <2 µ	5,59 17,96	31,3 76 ± 12
WAP 1034 G 52	Graphitphyllit, hangende Veitscher Decke, Sunk, Trieben, Stmk.	Hellglimmer/Chlorit (3 : 2), <2 µ	5,19 11,90	21,3 58 ± 15
WAP 1033 G 83	Chloritserizitphyllit, hangende Veitscher Decke, Graphitbergwerk Sunk, Sohle 1121, Trieben, Stmk.	Hellglimmer/Chlorit (5 : 2), <2 µ	2,95 9,09	29,3 78 ± 13
WAP 1032 Y 2	Paragonitserizitphyllit, hangerde Veitscher Decke, Gabe Gottes, S' St. Lorenzen, Stmk.	Hellglimmer/Paragonit/Chlorit (14,6 : 12,1 : 1), <2 µ	2,01 5,45	12,0 69 ± 28
WAP 1036 OK 12	Chloritserizitquarzphyllit, basale Veitscher Decke, Mg-Bergbau, Hohentauern, Stmk.	Hellglimmer/Chlorit/Paragonit (1, 8 : 1, 3 : 1) <2 µ	2,19 8,56	21,5 98 ± 23
WAP 1035 UK 100	Chloritserizitquarzphyllit, basale Veitscher Decke, E' Hohentauern, Stmk.	Hellglimmer/Chlorit (2 : 1) <2 µ	1,75 5,76	33,1 53 ± 8
WAP 1031	Alpiner Verrucano, Chloritserizitphyllit, N' Hohentauern, Stmk.	Hellglimmer/Chlorit (1, 2 : 1) <2 µ	4,23 12,33	37,8 73 ± 10

K/Ar Altersdaten aus dem Querprofil S' des Palntales.
Zur Analysenmethodik und den Kalkulationsparametern siehe FRANK et al., 1977, p. 2.

Tabelle 2: Schichtsilikatgehalt (Fraktion <2 μ) im untersuchten Querprofil; Prozentwerte abgeschätzt an Hauptreflexen ohne Berücksichtigung akzessorischer Minerale. Zur geographischen Probenverteilung siehe Abb. 1 und 2.

Probe	Hgl	Chl	Par	Tal	Kao	Mar	Probe	Hgl	Chl	Par	Tal	Kao	Mar
Altkristallin							Norische Decke südlich des Palntales						
ND 13	20,3	79,7					N 23	40,4	59,6				
ND 21	7	93					N 33	57,2	19,4	28,4			
ND 22	5,6	94,4					N 34	9,8	90,1				
N 93	100					+	N 44	95,8	4,2				
Zentralalpine Permotrias südlich des Palntales							Zentralalpine Permotrias nördlich des Palntales						
R 8	69,4	30,6					FI 1	84,7	18,3				
R 8-2	56,3	43,7					FI 2	38,3	20	41,7			
R 12	34,3	24,5	31,3				FI 3	60,7	39,3				
R 17	64,5	35,5					FI 4	39,5	23,6	36,8			
R 51	88,7	11,3					FI 7	71,8	28,2				
R 56	51,3	15,7	33				FI 8	56	38,4	5,6			
R 59	62	3,9	34,1				FI 12	49,3	50,7				
R 62	57	43					FI X	100					
G 73	53	16	31(?)				mean:	62,5	27,3	10,5			
G 93	20,3	79,7					SD:	21,8	15,6	17,9			
82-3	100						Veitscher Decke nördlich des Palntales						
mean:	59,7	27,6	11,8				KF 1	49,4	50,6				
SD:	22,2	22,7	16,3				KF 3	79	21				+
Veitscher Decke südlich des Palntales							Norische Decke nördlich des Palntales						
Hangendbereich							ApF						
G 11	69,7	30,3					ApF	49,6	28,1	3			(+ Par/Phengit)
G 42	57	32	11				Nordalpine Permotrias						
G 48	42,6	18	39,4				TE 1a	98	1(?)	1(?)			+
G 52	58	42					TE 1	98	2				
G 63	33,6	62,2	4,1				T 2	76,5	23,3				
G 68	43,1	49,2	7,7				T 3	83	9,5	7,5			
G 71	46,7	53,3					T 6	93	7				
G 80	42,6	57,3					T 8	80	20				
G 83	72,4	27,6					T 11	87,4	12,6				
G 85	62	38					T 13	56,8	34,4				
G 87	64,9	31,5	3,6				K 1	81,4	18,6				
G 90	89,5	10,5					K 2	80,9	19,1				
Y 2	52,7	3,6	43,6				K 3	65,9		22,7		11,4	
mean:	56,6	35	8,4				K 4	96,5	9,3				
SD:	15,4	17,8	15,1				H 1	64,1	35,9				
Liegendbereich							H 4						
G 114a	33,9	66,1					H 4	50	50				
G 160	54,9	33,4	11,7				H 5	52,9	47,1				
UK 22		58,2		41,8			Ha 3	28,2	71,8				
UK 100	65,6	34,4					W 3	94	6				
OK 1	34,4	42,2	23,4				Sp 1	42,3	57,7				
OK 10	5	95					Sp 2	23,7	76,3				
OK 12	44,3	31,6	24				mean:	71,2	26,4	1,6			
mean:	34	51,6	8,4				SD:	23,3	24	5,4			
SD:	24,3	23,3	11,3				Eichproben nach KÜBLER (1980)						
							N 33	61,7	14,9	23,4			
							G 52	68,8	31,2				
							G 63	41,5	52	6,5			
							G 87	67,7	21,1	11,2			
							OK 1	32,7	40,4	26,9			

Phase gesteuert, daher unterschiedlich fortgeschritten. Demnach lassen sich die erreichten postkinematischen Temperaturen abschätzen. Sie übersteigen im untersuchten Deckenstapel 300°C (VOLL, 1969) wahrscheinlich nicht. Die genaue zeitliche Beziehung zu den einzelnen Wiederfaltungen (B₂-B₄) ist schwer anzugeben. Deutlich ist aber, daß die zweite alpidische Deformation schon bei abfallender Temperatur erfolgt. In der ersten Schieferung gebildete Glimmer werden durch B₂-Mikrofallen gebogen, seltener geknickt, doch reicht die Temperatur aus, und die Knickstellen auszuheilen (d. h.: die „kinks“ verzahnen, Korngrenzen wandern). Seltener wachsen feine Rekristallisate parallel der Achsenebene von Mikrofallen auf.

Es folgt: Die Decken sind durch ihre Stapelung aufgeheizt, temperiert transportiert und dabei plastisch deformiert worden. Die Metamorphose überschreitet die Bewegungen geringfügig. Wärmeanstieg, Metamorphose und Deformationsbeginn sind im Hinterland erworben, die Metamorphose transportiert.

8. Folgerungen

- Die Altkristallinvorkommen des Lorenzgrabens/Lärchkogels umfassen den „Amphibolitkomplex“ (Speikserie [BECKER, 1980]) und sind in der lithostratigraphischen Altkristallingliederung der Muriden nördlich der Bösenstein-Seckauer Masse („Gneiskomplex“) die höchsten Anteile.
- Der Alpine Verrucano transgrediert sowohl im Kleinal als auch im Großbereich auf akzentuiertem Relief. Im Lorenzgraben S St. Lorenzen im Paltenal am gegliederten oberen „Amphibolitkomplexebene“, auf der Schöneben S Unterwald im Paltenal (unpublizierte Untersuchungen) am „Gneiskomplexebene“.
- Die zentralalpine Permo-Trias im Flitzengraben hat einen stratigraphischen Umfang vom Rotliegenden bis ins Anis.
- Im Wagenbänkgraben weisen parallel zur Norischen Linie eingeschuppte Prebichlschichten auf ein alpidisches Alter der Überschiebung hin.

Tabelle 3: Chlorit aus dem untersuchten Querprofil: relative Intensitäten der „peaks“ 1,2,3 (14,7,4,7 Å). Prozentwerte für die übersichtsmäßige Bestimmung der Kristallchemie nach den Diagrammen von OINUMA et al. (1972).

Probe	1	2	3	Probe	1	2	3
Altkristallin				Norische Decke südlich des Palntales			
ND 13	16,4	50,4	33,1	N 23	16,5	54,7	28,8
ND 21	14,3	62,7	23	N 33	16,3	65,1	18,6
ND 22	17,8	59,8	22,5	N 34	19,8	65,8	14,4
ND 7	17,1	55,4	27,4	Zentralalpine Permotrias nördlich des Palntales			
Zentralalpine Permotrias südlich des Palntales				Fl 1	18,6	57,8	27,3
R 8	17,8	60,3	22	Fl 2	16,4	53,1	30,5
R 8-2	20,6	48,9	30,4	Fl 3	18,9	59,4	21,6
R 12	19,6	54,3	46,7	Fl 4	14,1	52,9	32,9
R 17	19,1	66,2	14,7	Fl 7	18,8	60	21,4
R 51	14,3	71,4	14,3	Fl 8	18,1	52	29,8
R 56	20	60	20	Fl 12	22,8	55,1	22
R 62	11,1	68,1	20,8	Veitscher Decke nördlich des Palntales			
G 73	15,5	71,1	13,3	KF 1	17,7	70,3	12
G 93	17,1	65	17,7	KF 3	21,4	64,3	14,3
Veitscher Decke südlich des Palntales				Norische Decke nördlich des Palntales			
Hangendbereich				ApF 1	10,8	71,6	17,6
G 11	17	68	15	Nordalpine Permotrias			
G 42	16,6	76	7,3	T 2	20	67,5	12,5
G 48	18,7	68,8	12,5	T 11	14,2	57,1	28,5
G 52	15,6	68,8	15,6	T 13	15	73	12
G 63	15,1	68,8	16,3	Ha 3	23,7	65,8	10,5
G 68	21,4	65,3	13,3	H 1	23,9	52,2	23,9
G 71	16,8	66,1	17,1	H 2	16,5	68	15,4
G 80	14,8	72,2	13	H 4	19,4	58,2	22,4
G 83	16,2	75,5	8,1	Sp 1	23,3	56,7	19,9
G 85	13,2	75,1	11,5	Sp 2	19,9	45,1	35
G 87	18,3	71,8	9,8	K 1	23,3	56,6	20
Liegendbereich				K 2	18,1	62	20
G 114a	17,9	68,8	13,5	K 4	19,1	58,9	21,9
G 160	23,4	47,9	28,7	Eichproben nach KÜBLER (1980)			
UK 22	24,5	41,2	34,1	N 33	22,1	67,5	10,4
UK 100	30,2	51,2	18,6	G 52	18,9	68,7	12,3
OK 1	17,9	69	13,1	G 63	20,3	67,2	12,4
OK 10	6,2	44,5	49,2	G 87	21,9	66,7	11,4
OK 12	15,4	70,4	14	OK 1	19,4	66,3	14,3

- Das „Porphyroidereignis“ in der Norischen Decke des Liesing-Palntales besitzt größere geographische, aber auch stratigraphische Verbreitung als bisher angenommen.
- Das Vorhandensein bzw. Fehlen von Chloritoid, Paragonit, Biotit, Granat bzw. Illitkristallinität und Illitmodifikationen werden zur Unterteilung des alpidischen „low grade“ Metamorphoseprofils (WINKLER, 1979) verwendet.
- Das Erstauftreten von Chloritoid liegt an der Untergrenze der Prebichlschichten (Kalkalpenbasis).
- Das Erstauftreten von Biotit liegt im Bereich des Blasseneckporphyroidniveaus südlich des Palntales.
- Das Erstauftreten von Granat liegt einige 10er-Meter über der Basis der Norischen Decke südlich des Palntales (Mineralzonen in Metapeliten).
- An der Untergrenze der „low grade“ Metamorphose (cf. WINKLER, 1979) stehen Illitkristallinität und Verbreitung von Illitmodifikationen mit dem Auftreten von Paragonit und Chloritoid im Einklang.
- K/Ar-Datierung belegt in allen großtektonischen Einheiten die Dominanz des altalpidischen, thermischen Ereignisses.

Dank

Die vorliegende Arbeit behandelt Grundlagen unserer Dissertationen an der Universität Graz. Wir danken dem Betreuungsteam (Leitung Prof. K. METZ und H. W. FLÜGEL) für Stimulation und Hilfe. Prof. A. FENNINGER danken wir für methodische Unterstützung, Dr. F. NEUBAUER für die Manuskriptdurchsicht.

Prof. W. FRANK und Mitarbeiter ermöglichten einen Aufenthalt am geologischen Labor der Universität Wien. Bei der Manuskripterstellung wurde L. RATSCHBACHER aus dem Projekt P 5251 des FWF unterstützt.

Literatur

- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. – 178 S., 84 Abb., 16 Taf., 1 geol. Kte., Wien (Geol. B.-A.) 1935.
- BÜCHNER, K. H.: Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 22, 71–94, Wien 1973.
- BRINDLEY, G. W. & EDWARDS, G. C.: A chlorite-„graphite“ association. – Am. Mineral., 61, 1009–1011, Washington 1976.
- CAPRIANI, C., SASSI, F. P. & VITERBO-BASSANI, C.: La composizione della miche chiare in rapporto con le costanti reticolare e col grado metamorfico. – Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 24, 153–187, 1968.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H. P.: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 69, 77–88, Wien 1978.
- ERKAN, E.: Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 120, 343–400, Wien 1977.
- ESQUEVIN, J.: Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. – Bull. Centre Rech. Pau (S.N.P.A.), 3, 147–153, Pau 1963.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 1973, 245–254, Wien 1973.
- FRANK, W., ALBER, J. & THÖNI, M.: Jungalpine K/Ar-Alter von Hellglimmern aus dem Permotriaszug von Mauls-Penser Joch (Südtirol). – Sitz.Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1977/7, 102–107, Wien 1977.

- FREY, M.: Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier Gebiet (Veränderungen tonig-mergeliger Gesteine vom Bereich der Diagenese bis zur Staurolith-Zone). – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., **137**, Bern 1969.
- FREY, M.: The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. – *Sedimentology*, **15**, 261–279, Amsterdam 1970.
- FREY, M.: Alpine metamorphism of pelitic and marly rocks of the Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **54**, 489–506, Zürich 1974.
- FREY, M.: Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss alps, with special reference to Pyrophyllite and Margarite bearing assemblages. – *J. Petrol.*, **19**, 95–135, London 1978.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian–Variscan cycle. – *Geol. Rdsch.*, **73**, 47–68, Stuttgart 1984.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENER, H.: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. – *N. Jb. Mineral., Mh.*, 364–376, Stuttgart 1967.
- FRITSCHER, G.: Die Geologie des Gebietes W' von Wald am Schoberpaß (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – *Unv. Diss.*, 163 S., Graz 1979.
- GRAESER, S. & NIGGLI, E.: Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen, ein Beitrag zur Zoneographie der alpidischen Metamorphose. – *Etages Tectoniques (Coll.)*, 89–104, Neuchâtel 1966.
- GUIDOTTI, C. V. & SASSI, F. P.: Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in metamorphosed pelites and semipelites. – *N. Jb. Mineral., Abh.*, **127**, 97–142, Stuttgart 1976.
- HAMMER, W.: Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **74**, 1–34, Wien 1925.
- HAMMER, W.: Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental (Steiermark). – *Jb. Geol. B.-A.*, **82**, 127–162, Wien 1932.
- HEINISCH, H.: Zum ordovizischen Porphyroidvulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 1–109, Wien 1981.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone zwischen Admont – Selztal – Liezen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 35–78, Wien 1958.
- HÖCK, V.: Coexisting phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern. – *Contr. Min. Petrol.*, **43**, 261–273, Berlin 1974.
- HOINKES, G.: Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des SW' Schneebergzuges (Ötztaler Alpen, Südtirol). – *N. Jb. Mineral., Abh.*, **131**, 272–303, Stuttgart 1978.
- JUNG, G.: Radiometrische Altersdatierung und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am Steirischen Erzberg. – *Jahresber. 1979, Hochschulschwerpkt. S 15*, **1**, 20–27, Graz 1980.
- KISCH, H. J.: Incipient metamorphism of Cambro–Silurian clastic rocks from the Jämtland Supergroup, Central Scandinavian Caledonides, Western Sweden: illite crystallinity and "vitrinite" reflectance. – *Jl. geol. Soc. London*, **137**, 271–288, London 1980.
- KLIMA, K.: Zur Geologie des Gebietes nördlich von Gaisorn im Paltental (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – *Unveröff. Diss. Univ. Graz*, Graz 1979.
- KLIMA, K.: Bericht 1980 über geologische Aufnahmen auf Blatt 99 Rottenmann. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1981/1**, Wien 1984.
- KNIFE, R. J.: The interaction of deformation and metamorphism in slates. – *Tectonophysics*, **78**, 249–272, Amsterdam 1981.
- KRISTAN, E. & TOLLMANN, A.: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **8**, 75–90, Wien 1957.
- KUBLER, B.: La cristallinité de illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. – *Etages Tectoniques (Coll.)*, 105–122, Neuchâtel 1967.
- KUBLER, B.: Eichproben Universität Graz. – *Unv. Ber.*, Neuchâtel 1980.
- LANDIS, C. A.: Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. – *Contr. Min. Petrol.*, **30**, 30–45, Berlin 1971.
- LIEBLING, R. S. & SCHERP, H. S.: Chlorite and mica as indicators of depositional environment and provenance. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, **87**, 513–514, Boulder 1976.
- MAXWELL, D. T. & HOWER, J.: High grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the precambrian belt series. – *Am. Mineral.*, **52**, 843–857, Washington 1967.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – *Mitt. Reichsst. Bodenforschung Zweigst. Wien*, **1**, 161–220, Wien 1940.
- METZ, K.: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmering-Mesozoikums nach Westen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1945**, 91–103, Wien 1947.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **44**, 1–84, Wien 1953.
- MIYASHIRO, A.: *Metamorphism and Metamorphic belts*. – 492 S., London (George Allen & Unwin) 1973.
- NABHOLZ, K. & VOLL, G.: Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). – *Eclogae Geol. Helv.*, **56**, 756–803, Basel 1963.
- NAEF, U. & STERN, W. B.: Some critical remarks on the analysis of phengite and paragonite components in muscovite by x-ray diffractometry. – *Contr. Min. Petrol.*, **79**, 355–360, Berlin 1982.
- NIEVOLL, J.: Die Geologie der Grauwackenzone bei Veitsch. – *Unv. Diss. Univ. Graz*, 150 S., Graz 1983.
- OINUMA, K., SHIMODA, S. & SUDO, T.: Triangular diagrams in use of a survey of crystal chemistry of chlorites. – *Proc. Int. Clay Conf. Madrid*, 1972, 123–130, Madrid 1972.
- PADAN, A., KISCH, H. J. & SHAGAM, R.: Use of the lattice parameter b_0 of dioctahedral Illite/Muscovite for the characterization of PT gradients of incipient metamorphism. – *Contr. Min. Petrol.*, **79**, 85–95, Berlin 1982.
- PETTIJOHN, F. J.: *Sands and Sandstone*, 1949 (fide PETTIJOHN, 1975).
- PETTIJOHN, F. J.: *Sedimentary rocks*. – 638 S., 3rd. Edn., New York (Harper & Row) 1975.
- RATSCHBACHER, L.: Geologische Untersuchungen in hohen ostalpinen Decken (Obersteiermark – Österreich). – *Unv. Diss. Univ. Graz*, Graz 1983a.
- RATSCHBACHER, L.: Ein Modell zur alpidischen Deckgebirgsdeformation im Ostabschnitt der Ostalpen basierend auf einer vollständigen Gefügeanalyse: ein Vorbericht. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **1983**, 69–73, Wien 1983b.
- RATSCHBACHER, L.: Strukturgeologische Daten aus dem Deckgebirge als Rahmenbedingungen für die altalpidische Metamorphose im Ostabschnitt der Ostalpen. – *Jahresber. 1982 Hochschulschwerpkt. S 15*, 121–127, Graz 1983c.
- RATSCHBACHER, L.: Kinematische Analyse der Deckenbewegungen und assoziierter Deformationen im Deckgebirge der östlichen Ostalpen (Obersteiermark – Österreich). – *Jahresber. 1983, Hochschulschwerpkt. S 15*, 67–200, Graz 1984a.
- RATSCHBACHER, L.: Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark – Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/3**, Wien 1984b.
- SASSI, F. P.: The petrological and geological significance of the b_0 values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. – An application to the Eastern Alps. – *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.*, **18**, 105–113, Wien 1972.
- SASSI, F. P. & SCOLARI, A.: The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. – *Contr. Min. Petr.*, **45**, 143–152, Berlin 1984.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1976 über Übersichtsaufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang und 132, Trofaiach. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1977**, A114–A116, Wien 1977.

- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 1–124, Wien 1979.
- SCHRAMM, J. M.: Überlegungen zur Metamorphose des klastischen Permoskyths der Nördlichen Kalkalpen vom Alpenostrand bis zum Rätikon (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1982**, 73–83, Wien 1982.
- STEPHENS, M. B., GLASSON, J. M. & KEAS, R. R.: Structural and chemical aspects of metamorphic layering development in metasediments from Clunes, Australia. – Am. Journ. Sci., **279**, 129–160, New Haven 1979.
- TOBSCHALL, H. J.: Eine Subfaziesfolge der Grünschieferfazies in den Mittleren Cévennen (Dép. Ardeche) mit Pyrophyllit aufweisenden Mineralparagenesen. – Contr. Min. Petr., **24**, 76–91, Berlin 1969.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1964**, 270–299, Stuttgart 1964.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band I, Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TOWE, K. M. & GRIM, R. E.: Variations in clay mineralogy across facies boundaries in the middle Devonian (Ludlowville), New York. – Am. Journ. Sci., **261**, 839–861, New Haven 1963.
- VELDE, B.: Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. – Am. Journ. Sci., **263**, 886–913, New Haven 1965.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – Habil.-Schrift, TU Berlin, 226 S., Berlin 1969.
- WATKINS, K. P.: Petrogenesis of Dalradian albite porphyroblast schists. – Jl. geol. Soc. London, **140**, 601–618, London 1983.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of metamorphic rocks. – 348 S., Berlin (Springer) 1979.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 30. Jänner 1985.

Tafel 1

Erscheinungsbild und metamorph-tektonische Veränderungen an den sauren Metavulkaniten der Norischen Decke südlich des Paltentales.

Fig. 1: Metatuffit mit Biegescherfalten; Anschliff.

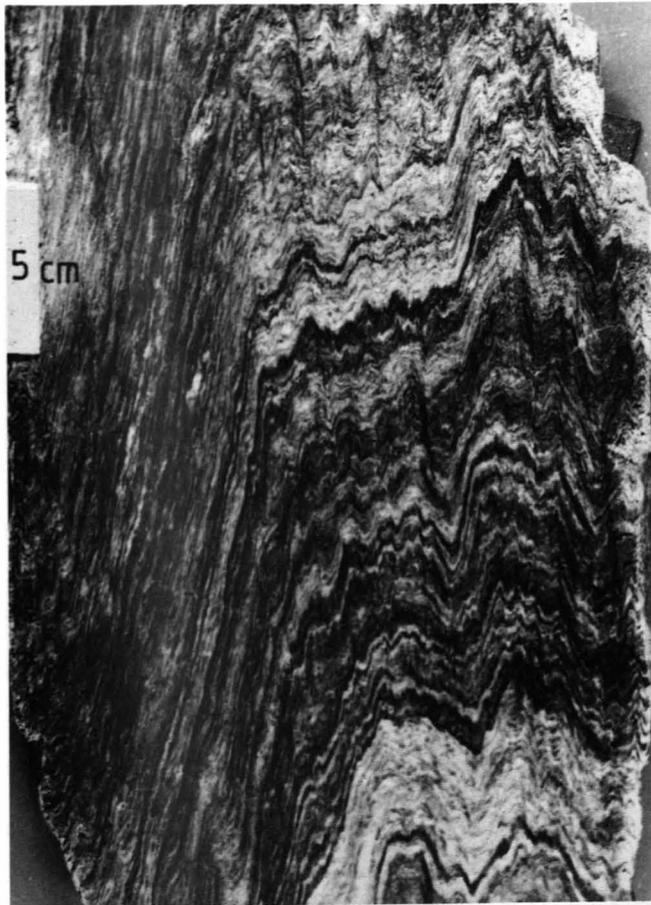
Fig. 2: Metatuff mit Lapilli; Dünnschliff.

Neubildung von Albit durch Wachstum neuer Keime im Phyllosilikatgewebe; basale Norische Decke südlich des Paltentales; Dünnschliffe.

Fig. 3: Albitwachstum syndeformativ zur ersten und zweiten alpinen Deformation mit Druckschatten nach erster und zweiter Streckung. Dies belegt, daß die zweite alpine Deformation getempert abgelaufen ist, mit Zerreißung entlang der zweiten Streckung und Verheilung mit Faserquarz.

Fig. 4: Detail aus Fig. 3.

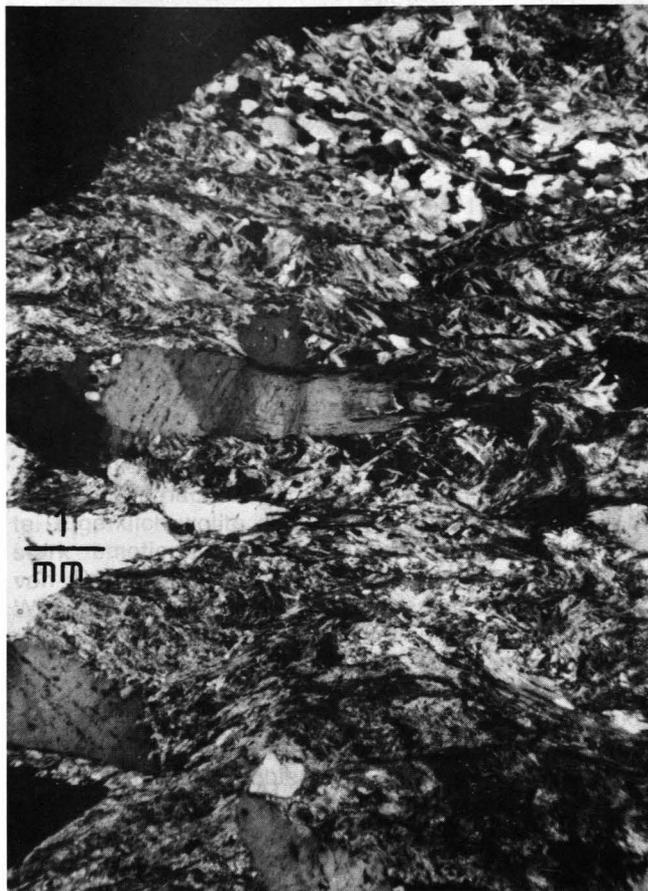
1



2



3



4





ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1985
BAND 128/2

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt“ ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse
durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn

Inhalt

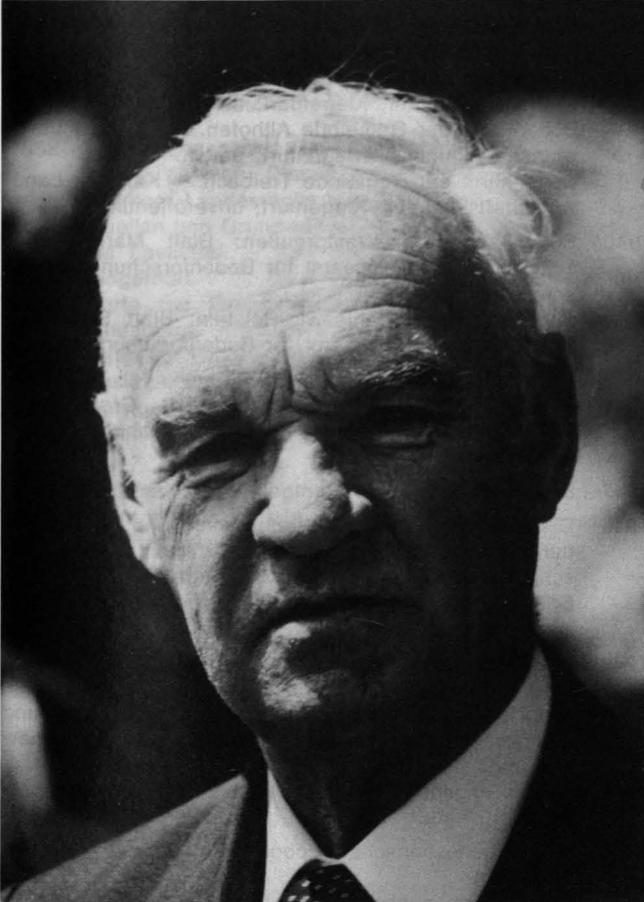
Nikolaus Anderle, 25. September 1908 – 16. März 1985	179
BECK-MANNAGETTA, P. & KIRCHMAYER, M.: Gefügekundliche Untersuchungen an einem schriftgranitischen Pegmatoid in der südöstlichen Koralpe mit Bemerkungen über das Koralmkristallin. Mit 9 Abbildungen und 2 Tabellen	193
GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G.: The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages. With 13 figures and 2 tables	197
PREY, S.: Betrachtungen über die Klippenhülle im Gelände des Faniteums (Wien, XIII. Bezirk) in der St. Veiter Klippenzone	217
TATZREITER, F.: Zur Kenntnis der obertriadischen (Nor; Alaun, Sevat) trachyostraken Ammonoideen. Mit 8 Abbildungen	219
THENIUS, E.: 40 Jahre Paläontologie an der Universität Wien (1945 – 1984). Mit 4 Abbildungen und 1 Tafel ..	227
TSCHELAUT, W.: Über das Alter der Arzberger Schichten und der Blei-Zink-Vererzung im Grazer Paläozoikum. Mit 1 Abbildung	241
Tätigkeitsberichte	245
Alphabetisch nach Autorennamen geordnetes Verzeichnis der Tätigkeitsberichte	245
Tätigkeiten im Jahr 1984 zur Erstellung der Geologischen Karte 1 : 50.000 (nach Kartenblättern geordneter Überblick)	247
8 Geras (F. FINGER)	247
19 Zwettl (E. KUPKA)	248
47 Ried im Innkreis (D. MAYERHOFER)	248
47 Ried im Innkreis (R. ROETZEL)	249
47 Ried im Innkreis (Ch. RUPP)	250
49 Wels (H. KOHL)	251
54 Melk (W. SCHNABEL)	251
57 Neulengbach, 75 Puchberg (G. WESSELY)	254
58 Baden (R. FUCHS)	255
58 Baden (S. PREY)	256
58 Baden (G. WESSELY)	256
64 Straßwalchen (H. EGGER)	258
65 Mondsee (R. BRAUNSTINGL)	259
65 Mondsee (F. TATZREITER)	260
65 Mondsee (D. VAN HUSEN)	260
72 Mariazell (F. K. BAUER)	261
72 Mariazell (W. SCHNABEL)	261
75 Puchberg (B. PLÖCHINGER)	263
94 Hallein (L. KRYSŤYN)	263
94 Hallein (B. PLÖCHINGER)	269
99 Rottenmann, 100 Hieflau (B. PLÖCHINGER)	265
100 Hieflau (F. K. BAUER)	266
100 Hieflau (H. M. LIEBERMAN)	266
103 Kindberg, 104 Müzzzuschlag, Roßkogelgebiet (J. NIEVOLL)	267
103 Kindberg, 104 Müzzzuschlag, Tertiär und Quartär (J. NIEVOLL)	269
103 Kindberg (W. PAVLIK)	273
104 Müzzzuschlag (W. LEITHNER)	274
104 Müzzzuschlag (A. NOWOTNY)	274
105 Neunkirchen (E. HÖFLINGER)	275
105 Neunkirchen (G. W. MANDL)	275
105 Neunkirchen (A. MATURA)	276
106 Aspang (G. FUCHS)	279
107 Mattersburg (G. PASCHER)	280
122 Kitzbühel (H. HEINISCH & P. SCHLAEGEL)	281
123 Zell am See (V. STINGL)	282
127 Schladming (J. ALBER)	283
127 Schladming (E. HEJL)	285
127 Schladming (A. MATURA)	286
127 Schladming (E. POBER & G. MANDL)	286
133 Leoben (Ch. BRÖCKER)	287
133 Leoben (F. NEUBAUER)	288
133 Leoben, 163 Voitsberg (W. TSCHELAUT)	290

134 Passail (H. W. FLÜGEL)	291
134 Passail (H. GOLLNER)	292
134 Passail (G. GSELLMANN)	293
134 Passail (F. NEUBAUER)	294
138 Rechnitz (P. HERRMANN)	295
138 Rechnitz (A. PAHR)	295
144 Landeck (K. KRAINER)	296
148 Brenner (W. FRISCH)	297
148 Brenner, 149 Lanersbach, 156 Muhr, 157 Tamsweg (H. HÄUSLER)	298
148 Brenner (A. NOWOTNY)	300
152 Matrei, 153 Großglockner (J. HOFER)	301
153 Großglockner (H. MATL)	302
153 Großglockner (H. P. STEYRER)	303
157 Tamsweg (Ch. EXNER)	304
161 Knittelfeld (L. P. BECKER)	305
163 Voitsberg (L. P. BECKER)	305
163 Voitsberg (F. EBNER)	306
163 Voitsberg (H. FRITZ)	307
163 Voitsberg (F. RIEPLER)	308
164 Graz (E. MOSER)	309
166 Fürstenfeld (P. HERRMANN)	309
167 Güssing (P. HERRMANN)	309
170 Galtür (G. FUCHS)	310
178 Hopfgarten im Defereggental (H. LUNZER)	310
178 Hopfgarten im Defereggental (H. STEININGER)	312
178 Hopfgarten im Defereggental, 179 Lienz (A. THINSCHMIDT)	313
179 Lienz, 180 Winklern, 197 Kötschach, 198 Weißbriach, 199 Hermagor (A. WARCH)	313
181 Obervellach (K. DELLMOUR & R. W. WIDDER)	316
181 Obervellach (B. KRAINER)	317
182 Spittal an der Drau, 199 Hermagor (A. DEUTSCH)	318
182 Spittal an der Drau (V. ERTL)	319
182 Spittal an der Drau (Ch. EXNER)	321
182 Spittal an der Drau, 183 Radenthein, 199 Hermagor, 200 Arnoldstein (H. HEINZ)	321
182 Spittal an der Drau (B. HERMANN)	322
184 Ebene Reichenau (F. UCIK)	323
185 Straßburg (G. KLEINSCHMIDT, H.-M. BRAUN, C. MEYER, U. RING, P. SCHEURICH, H.-M. SEITZ & P. STOCK)	324
186 St. Veit an der Glan (T. APPOLD)	328
186 St. Veit an der Glan (O. BAUER)	329
186 St. Veit an der Glan (S. BERG)	331
186 St. Veit an der Glan (H.-U. HEEDE)	331
189 Deutschlandsberg (P. BECK-MANNAGETTA)	332
190 Leibnitz (J. SCHLAMBERGER)	333
190 Leibnitz (T. UNTERSWEG)	333
196 Obertilliach (H. HEINISCH)	334
196 Obertilliach (M. HIMML)	335
196 Obertilliach (St. KREUTZER)	336
196 Obertilliach (S. KRINGS)	337
196 Obertilliach (D. PFEIFFER)	338
196 Obertilliach (R. SEEMANN & G. NIEDERMAYER)	339
196 Obertilliach (H. WEYERS)	340
197 Kötschach (L. KREUTZER)	342
197 Kötschach (A. WARCH)	343
198 Weißbriach (H. HEINISCH)	344
199 Hermagor (H. HEINISCH)	345
199 Hermagor (U. HERZOG)	345
205 St. Paul im Lavanttal (G. KLEINSCHMIDT)	346
206 Eibiswald (P. BECK-MANNAGETTA)	347
206 Eibiswald, 207 Arnfels E. GEUTEBRÜCK)	347
207 Arnfels (G. SUETTE)	347
207 Arnfels (D. WOLF)	348
211 Windisch Bleiberg, 212 Vellach (D. VAN HUSEN)	349

Sonstige Berichte, Nachträge aus früheren Jahren 351

Schriftleitung: Albert Daurer.

Die Autoren sind für Form und Inhalt ihrer Beiträge selbst verantwortlich.



In der Nacht vom 15. zum 16. März 1985 verließ uns unser lieber Kollege Hofrat Dr. Nikolaus Anderle für immer. Sein zunehmend schwieriger gewordenenes Leben hat somit ein sanftes Ende gefunden. Noch an seinem letzten Tag im Spital war er ganz bei Bewußtsein, plante einen Ferienaufenthalt im Sommer mit seinem Bruder und stieß mit seinem treuen Freund Dipl.-Ing. W. Fidi auf eine schöne Zukunft an.

So harmonisch verlief sein Leben leider nicht.

Bald nach seiner Geburt (25. 9. 1908 in Wien) zogen seine Eltern nach Villach, wo er 1929 die Matura ablegte. Eigentlich wollte er eher Musik studieren, doch die stark emotionell vorgetragenen Geologievorlesungen von Professor L. Kober faszinierten sein musikalisches Wesen so stark, daß er sich diesem Fach zuwandte und die Geologie seines Heimatberges Dobratsch als Dissertationsthema erhielt (1934). Die Karawanken und die Villacher Alpe (Dobratsch) blieben auch bis zum Ende seiner geologisch-wissenschaftlichen Tätigkeit sein stetes Interessensgebiet. Nach dem Doktorat (1937) traten die Probleme der Berufswahl an ihn heran, die ihn zuerst zur Bodenkunde (Bodenkartierung und -schätzung in Kärnten, 1936-1938, und Steiermark, 1938-1940) und später zur Hydrogeologie, die er im Bereich der Wasserwirtschaftlichen Generalplau-

Nikolaus Anderle 25. 9. 1908 — 15. 3. 1985

nung der Steiermark ausübte, führten. Nach der Besetzung Österreichs wurde er in das Reichsamts für Bodenforschung in Berlin (1940) versetzt, wo er bei der bodenkundlichen Praxis und ihrer kartographischen Auswertung viele namhafte Wissenschaftler dieses Fachgebietes kennenlernte, mit denen er auch weiterhin in Verbindung blieb. Für die fixe Aufnahme ins Reichsamts legte er 1941/42 die notwendigen Staatsprüfungen ab, erhielt den Titel Diplomgeologe und wurde 1943 zum Bezirksgeologen ernannt, obwohl er von 1941 bis 1945 eingerückt war.

Mit seinen Geschwistern und Freunden machte er viele Ausflüge in die Berge und Reisen ins Ausland, wobei seine Naturverbundenheit ihm verständnisvolle Einblicke in das Naturgeschehen und das Zusammenwirken von Geologie, Boden und Wasser ermöglichte, gleichzeitig aber seine Vorliebe für Kunst und Kultur nicht zu kurz kam.

Im Verlauf des II. Weltkrieges wurde er an der Nordfront bei Leningrad eingesetzt, wobei er sich beim Durchbruch aus dem Kessel von Wolchow im Nahkampf auszeichnete. Nach dem Zusammenbruch gelang es ihm, sich nach Kärnten abzusetzen, wo er für die englische Besatzungsmacht hydrogeologische Untersuchungen durchführte (1946-1949). Erst am 1. 10. 1949 ge-

**Liste der Arbeiten
von Dr. Nikolaus Anderle**

lang es ihm, in die Geologische Bundesanstalt einzutreten, wo er bis zu seiner Pensionierung verblieb. Neben seiner Kartierungstätigkeit für die Blätter 199 Arnoldstein und 200 Villach arbeitete er vor allem für die Länder Kärnten, Steiermark und Tirol auf hydrogeologischem und bodenkundlichem Gebiet; weitere Studien galten der Terra rossa-Bildung. Seine Erfahrungen aus dem deutschen Reichsamt ermöglichten es ihm, zusammenfassende Kartendarstellungen der Bodenbeschaffenheit dieser Länder zu erstellen, die in den Maßstäben 1 : 100.000 bis über 1 : 300.000 damals in Österreich noch ungewöhnlich waren. Als Mitarbeiter an dem Planungsatlas Lavanttal und Völkermarkt verfaßte er die bodenkundlichen und hydrogeologischen Karten (1 : 100.000) und Texte. Aus dieser gemeinsamen Tätigkeit für den Bezirk Wolfsberg entstand unsere freundschaftliche Verbundenheit, die bis zu seinem Ableben bestand.

Während seiner Tätigkeit als Chefgeologe der Geologischen Bundesanstalt bewältigte er nebenbei auch zahlreiche Aufgaben als gerichtlich beeideter Sachverständiger in allen Bundesländern, vor allem aber in Steiermark und Kärnten.

Bis zu seiner Pensionierung (31. 12. 1973) war er Distriktsgeologe für Steiermark und Kärnten. Erst im Ruhestand wurde ihm der Titel Hofrat verliehen (17. 1. 1974). Wie das aber bei Geologen so üblich ist, setzte er sein Tätigkeit auf dem Gebiet der Geologie und Hydrogeologie unvermindert fort, sodaß erst nach der Grundwasserkarte von Tirol (1975) die Blätter 199 Arnoldstein und 200/201 Villach/Äbling im Jahre 1977 gedruckt wurden. Die Erläuterungen dazu erschienen, vor allem unter der emsigen Mitwirkung von Dr. Ch. Hauser, im Jahre 1982.

Nach dem erschütternden Scheitern (1938) seiner frühen Ehe galten seine familiären Anstrengungen in aufopfernder Weise der Erziehung seiner beiden Kinder Klaus und Gerhild. Mit Hilfe seiner rührend hilfsbereiten Schwiegermutter gelang dieses Unternehmen so erfolgreich, daß er sich stolz der Fortschritte und der Lebensstellung seiner Kinder erfreuen konnte, die ihm mit einer frohen und gesunden Enkelschar seinen Lebensmut wiedergaben. Mit seinen Geschwistern, die im weiten Umkreis in Österreich wohnen, verband ihn eine freundschaftliche Zuneigung, die ihn bis ins hohe Alter zu zahlreichen gemeinsamen Unternehmungen führte. Im Kollegenkreis ermunterte er jünger Wissenschaftler zu weiterer Forschertätigkeit und frohem Schaffen; in Wien pflegte er gern musikalische Abende mit Prof. Dr. W. Medwenitsch.

Da seine Tochter Gerhild bei mir Untermieterin war, entwickelte sich zwischen seinem Badener Freund Dipl.-Ing. W. Fidi, mir und ihm eine Freundschaft, die im Persönlichen und Musikalischen einen Niederschlag vor allem in der späteren Lebenszeit fand. Nach seiner Übersiedlung nach Baden brachten Klavierabende und vereinzelte Tarockpartien Abwechslung in die altersbedingte Vereinsamung.

So bleibt uns Kollege Hofrat Dr. Nikolaus Anderle durch seine unerschütterliche Art und ruhige Betrachtungsweise stets in bester Erinnerung.

Die Zusammenstellung der veröffentlichten und unveröffentlichten Arbeiten N. Anderles verdanke ich der Mithilfe seiner entgegenkommenden Verwandtschaft.

PETER BECK-MANNAGETTA

- 1937 Bodenkarte des Wolfsberger Moores. – Kärntner Landwirtschaftskammer, Klagenfurt; unveröffentlicht.
Bodenkarte des Bleistätter Moores. – Kärntner Landwirtschaftskammer, Klagenfurt; unveröffentlicht
Merkmale und Zeichenschlüssel zu den Bodenkarten. – Kärntner Landwirtschaftskammer, Klagenfurt; unveröffentlicht
- 1938 Bodenkarte der Gemeinde Töschdorf. – Kärntner Landwirtschaftskammer, Klagenfurt; unveröffentlicht
Bodenkarte der Gemeinde Rechberg. – Kärntner Landwirtschaftskammer, Klagenfurt; unveröffentlicht
Bodenkarte der Gemeinde Althofen. – Kärntner Landwirtschaftskammer, Klagenfurt; unveröffentlicht
Bodenkarte der Gemeinde Treibach. – Kärntner Landwirtschaftskammer, Klagenfurt; unveröffentlicht
- 1940? Bodenkarte von Westpreußen: Blatt Marienwerder 1 : 100.000. – Reichsamt für Bodenforschung, Berlin; unveröffentlicht?
Bodenkarte von Schleswig-Holstein: Blatt Schwartau 1 : 100.000. – Reichsamt für Bodenforschung, Berlin; unveröffentlicht?
- 1941? Bodenkarte von Westpreußen: Blatt Groß Krebs 1 : 100.000. – Reichsamt für Bodenforschung, Berlin; unveröffentlicht?
- 1947 Bodenkartierung des Stadtgebietes Villach.
- 1948 Die Ergebnisse einer Bodenuntersuchung im Gebiete der Stadtpfarrkirche St. Jakob in Villach. – Mitt. Geschichtsver. f. Kärnten, 136/38, Klagenfurt.
Erläuterungsbericht zur geotechnischen Karte vom Ossiachersee und Umgebung. – Wien, unveröffentlicht.
- 1949 Die Bodenuntersuchung als Grundlage der Kurortplanung. – Wien, unveröffentlicht.
Erläuterungsbericht zur geotechnischen Karte und Grundwasserkarte vom Wörthersee und Keutschachersee und ihrer Umgebung. – Wien, unveröffentlicht.
Erläuterungen zur Bodenkarte des Entwässerungsprojektes „Glanfurt“. – Wien, unveröffentlicht.
- 1950 Wassergenossenschaft Pobersach, Kärnten. – unveröffentlicht.
Wassergenossenschaft Feffernitz, Kärnten. – unveröffentlicht.
Versuchsfeld „Modersdorf“, Kärnten. – unveröffentlicht.
Bodenversuchsfeld und Moormächtigkeitsplan zwischen Zell und Winklern bei Maria Saal, Kärnten. – unveröffentlicht.
Bodenuntersuchung mit Moortiefendarstellung, Glödnitz, Kärnten. – unveröffentlicht.
Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenzzone. – Jb. Geol. B.-A., 94, Wien.
- 1951 Bericht 1949 über lagerstättenkundliche Erhebungen in Panzendorf bei Sillian, Villgraten und Mitterberg. – Verh. Geol. B.-A. Wien.
Drautal (Möllbrücke – Iselsberg). Beitrag zum Exkursionsführer der Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt. – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- 1952 Buchbesprechung: H. SPREITZER: Über die Entstehung der Großformen der hohen Gurktaler Alpen. – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- 1953 Die Bedeutung der Bodenkarte für den Bezirk Wolfsberg. – Unterkärntner Nachrichten vom 15. Mai 1953, Wolfsberg.
Grundwasserkarte von Kärnten und Osttirol. – Wien, unveröffentlicht.
- 1954 Zur Kenntnis der Grundwasserverhältnisse der Umgebung von Lienz, Villach, Klagenfurt und Wolfsberg. – Jb. Geol. B.-A., 97, Wien.

- Erläuterungen zur geologischen Kartierung im Gebiet von Tratten (Gailtal). – unveröffentlicht.
 Bodenkarte des Bezirkes St. Veit. – unveröffentlicht.
 Erläuterungen zur Bodenkarte des Bezirkes St. Veit. – unveröffentlicht.
- 1957 Grundwasser von Kärnten. In: V. PASCHINGER: Landeskundlicher Atlas von Kärnten.
 Bodenkarte von Wolfsberg. In: R. WURZER: Planungsatlas Lavanttal. – Amt der Kärntner Landesregierung, Klagenfurt.
 Erläuterungen zur Bodenkarte von Wolfsberg. In: R. WURZER: Planungsatlas Lavanttal. – Amt der Kärntner Landesregierung, Klagenfurt.
- 1958 Erläuterungen zur Grundwasserkarte von Wolfsberg. In: R. WURZER: Planungsatlas Lavanttal. – Amt der Kärntner Landesregierung, Klagenfurt.
 Quellen und Grundwasser. In: R. WURZER: Planungsatlas Lavanttal. – Amt der Kärntner Landesregierung, Klagenfurt.
 Karte der Grundwasserstände, Blatt 189 (Deutschlandsberg). – Manuskript, unveröffentlicht.
 Karte der Grundwasserstände, Blatt 165 (Weiz). – Manuskript, unveröffentlicht.
 Der geologische Aufbau des Dobratsch. – Magistrat Villach, unveröffentlicht.
- 1959 Bodenkarte des Bezirkes Völkermarkt. – Amt der Kärntner Landesregierung, Klagenfurt.
 Erläuterungen zur Bodenkarte des Bezirkes Völkermarkt. – Amt der Kärntner Landesregierung, unveröffentlicht.
 Grundwasserkarte des Bezirkes Völkermarkt. – Amt der Kärntner Landesregierung, Klagenfurt.
 Erläuterungen zur Grundwasserkarte des Bezirkes Völkermarkt. – unveröffentlicht.
 Bodenkarte des Bezirkes Villach. – unveröffentlicht.
 Erläuterungen zur Bodenkarte des Bezirkes Villach. – unveröffentlicht.
- ? Grundwasserkarte über die österreichischen Bundesländer 1 : 200.000. – unveröffentlicht.
- 1960 Bodenkarte der Stadt Klagenfurt. – unveröffentlicht.
 Über den geologischen Aufbau des Dobratsch (im Buch über den Dobratsch). – unveröffentlicht (Buchautor unbekannt).
 Buchbesprechung: H. FRANZ: Feldbodenkunde. – Verh. Geol. B.-A., Wien.
- ? Die Bodentypen Kärntens. – unveröffentlicht.
 ? Bodenkundliche Beurteilungen von etwa 20 Entwässerungs- und Bewässerungsprojekten in Kärnten. – unveröffentlicht.
 ? Grundwasserkarte des Bezirkes St. Veit. – unveröffentlicht.
 ? Erläuterungen zur Grundwasserkarte des Bezirkes St. Veit. – unveröffentlicht.
 ? Grundwasserkarte des Bezirkes Klagenfurt. – unveröffentlicht.
 ? Bodenkarte des Bezirkes Klagenfurt. – unveröffentlicht.
 ? Text zur Grundwasserkarte von Kärnten. – unveröffentlicht.
- 1962 Standortwahl für Kernkraftwerke. – Bericht für die Österreichische Verbundgesellschaft, unveröffentlicht.
 Quellenkartierung Stoizalpe. – Wien, unveröffentlicht.
- 1964 Exkursion II/5: Murau – Gurktal – Villach, Teil 3b: Zur Geologie des Raumes von Villach. – Mitt. Geol. Ges. Wien.
 Zur Lage im Forschungsbereich Hydrogeologie. – Ber. z. Landesplanung- u. -forschung, 4, Klagenfurt.
- Bodenkartierung und Grundwasserkartierung des Bezirkes Hermagor. – Wien, unveröffentlicht.
 Schlußbericht über die Quellenuntersuchung im Tauplitzgebiet und in den angrenzenden Tälern des Salzabach-, Riesenbach-, Zauchenbach- und Grimmbachgrabens. – Wien, unveröffentlicht.
- 1966 Erläuterungen zur Grundwasserkarte von Steiermark und Kärnten 1 : 500.000. – Ber. z. Raumforschung u. -planung, 10/1, Klagenfurt.
 Hydrogeologie des Murtales. – Ber. z. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, 12, Amt der Steiermärkischen Landesregierung, Graz.
 Bodenkartierung Bezirk Spittal/Drau. – Wien, unveröffentlicht.
- 1967 Grundwasserkarte der Murgrenzstrecke 1 : 25.000. – Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wien, unveröffentlicht.
 Berichte 1962–1967 über Grundwasseraufnahmen in Österreich. – Wien.
- 1970 Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Törl. – Razprave in Porocila, 13, Ljubljana.
- 1971 Zur Frage der hydrogeologischen und bodenkundlichen Ursachen der während der Hochwasserkatastrophe 1965 und 1966 in Kärnten ausgelösten Hangrutschungen und Muren. – Interpretvent.
 Grenzen und Möglichkeiten der Vorbeugung vor Unwetterkatastrophen im alpinen Raum. – Wien, unveröffentlicht.
- ? Die Genese der Roterden, Terra rossa und Bauxite. – ??
 ? Hydrogeologie der Steiermark. – ??
- 1972 Geologische Karte der Umgebung von Warmbad Villach. – Verh. Geol. B.-A., Wien.
 Hydrogeologisches Gutachten Warmbad Villach. – unveröffentlicht.
- 1973 Grundwasser und Böden Kärntens. – Schriftreihe f. Raumforschung u. -planung, 13, Amt der Kärntner Landesregierung, Klagenfurt.
- 1975 Grundwasserkarte von Tirol 1 : 200.000. – Amt der Tiroler Landesregierung, Innsbruck.
- 1976 Bericht über die im Zusammenhang mit dem Forschungsprojekt 1975 im Klagenfurter Becken Kärntens durchgeführten Untersuchungen der kohlehöffigen Gebiete. – Geol. B.-A., Wien.
 Hydrogeologisches Gutachten für das Projekt Mülldeponie Spittal/Drau. – unveröffentlicht.
- 1977 Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Bl. 200 Arnoldstein. – Geol. B.-A., Wien.
 Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Bl. 201/210 Villach – Aßling. – Geol. B.-A., Wien.
- 1978 Die Grundwasservorkommen in Tirol. In: WASSER, Teil 1, Amt der Tiroler Landesregierung, Innsbruck.
- 1978 Grundwasserkarte des Kobernaußer Waldes (Oberösterreich). – unveröffentlicht.
- 1982 Erläuterungen zur Geologischen Karte Bl. 200 Arnoldstein. – Geol. B.-A., Wien.
 Erläuterungen zur Geologischen Karte Bl. 201/210 Villach – Aßling. – Geol. B.-A., Wien.
- Berichte in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt
 26 Geologische Aufnahmeberichte 1950 – 1980
 9 Bodenkundliche Aufnahmeberichte 1952 – 1960
 16 Hydrogeologische Berichte 1955 – 1974.

Vorträge von Dr. Nikolaus Anderle

8. 3. 1946 Die Entstehung der Bodentypen und deren Verbreitung auf der Erdoberfläche. – Klagenfurt.
1954 Bodenkartierung der Bezirke Wolfsberg und Völkermarkt. – Geol. B.-A., Wien.
29. 11. 1958 Alpin-dinarische Grenze im Drautal. – Geol. B.-A., Wien.
13. 1. 1960 Die Böden Österreichs. – Volkshochschule (GBA).
? Bedeutung der geologischen Karten für die Städteplanung. – Architektentagung in Spittal/Drau.
27. 11. 1963 Geologie der Julischen Alpen.
10. 12. 1965 Karnische Alpen: Tektonik und Fazies. – Geologische Gesellschaft, Wien.
30. 1. 1968 Geologie und Landesplanung. – Geologische Bundesanstalt.

Gefügekundliche Untersuchungen an einem schriftgranitischen Pegmatoid in der südöstlichen Koralpe mit Bemerkungen über das Koralmkristallin (Österreich)

Von PETER BECK-MANNAGETTA & MARTIN KIRCHMAYER
mit Beiträgen von DUŠAN NĚMEC*)*)

Mit 10 Abbildungen und 2 Tabellen

*Steiermark
Koralpe
Altkristallin
Eklogit-Gabbro
Schriftgranit
Gefügekunde*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 189, 206

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	183
1. Einführung	183
2. Bemerkungen über das Koralmkristallin	183
2.1. Die Verbreitung der Eklogit-Gabbro-Vorkommen in der östlichen Koralpe	186
2.2. Beschreibung der Lageskizze 1 : 25.000 der Umgebung von Bachseppl, W Eibiswald, SE-Koralpe	186
3. Handstück- und Quarz-Korngefüge des schriftgranitischen Pegmatoids der Lokalität N Bachseppl	188
3.1. Grundlage der gefügekundlichen Untersuchungen	188
3.2. Das Bachseppl-Handstück	188
3.2.1. Der Bachseppl-Pegmatoid als Tektonit	190
3.3. Diskussion zur Frage B-Tektonit oder A-Tektonit und zur der Korngröße bei U-Tisch-Untersuchungen	191
3.4. Die Ausbildung der Schriftgranit-Struktur, erklärt anhand von Reliktgefügen und der Kenntnis vorangegangener korngefügekundlicher Untersuchungen	192
4. Der Vergleich der korngefügekundlichen Daten mit anderen, die Plattengneis-Tektonik betreffenden Korngefüge-Diagrammen	192
Literatur	193

Zusammenfassung

Anhand von gefügekundlichen Untersuchungen (M. KIRCHMAYER) von Handstücken eines schriftgranitischen Pegmatoids der SE-Koralpe werden genetische Fragen des Pegmatoides und der Lineation desselben untersucht. Die Deutung der Lineation als B-Tektonit ähnlich der des Plattengneises wird hervorgehoben. Von P. BECK-MANNAGETTA werden die altersmäßige Stellung des Plattengneises, seine Beziehung zur Lineation des Schöcklkalkes sowie zu den Eklogit-Gabbros der Koralpe aufgezeigt.

Summary

Samples of graphic granite pegmatoids from the SE-Koralpe by M. KIRCHMAYER were analysed for their grain fabrics to clarify the genesis and the lineation of these pegmatoids. An interpretation of the lineation is given by P. BECK-MANNAGETTA. The relative position of the Plattengneisses is compared with the similar type of deformation of the Schöckllimestone (Early Palaeozoic of Graz), and furthermore with the distribution of the Eklogite Gabbros on the eastern margin of the Koralpe (Styria).

*) Anschrift der Verfasser: Dr. PETER BECK-MANNAGETTA, Kornhäuselstraße 11, A-2500 Baden; Dr. MARTIN KIRCHMAYER, Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 236, D-6900 Heidelberg 1, BRD; Dr. Ing. DUŠAN NĚMEC, Malinovského 78, 58601 Jihlava, ČSSR.

1. Einführung

(P. BECK-MANNAGETTA)

Der Wunsch M. KIRCHMAYER's nach einem Handstück eines schriftgranitischen Pegmatites veranlaßte mich, solche Handstücke aus dem Anriß N W. H. Bachseppl, W Eibiswald, zu entnehmen, genau einzumessen und ihm zu übersenden. Dieser Fund löste eine solche Begeisterung aus, daß ich zu einer gemeinsamen Veröffentlichung aufgefordert wurde. Diesem Ruf kam ich schon deswegen gerne nach, da mir eine große Anzahl Probleme am Herzen liegen, die ich allein nicht lösen kann bzw. von denen einige hier behandelt werden oder noch in Bearbeitung stehen.

2. Bemerkungen über das Koralmkristallin

(P. BECK-MANNAGETTA)

Das gehäufte Auftreten von Pegmatoiden im dargestellten Bereich (Abb. 2) ist bereits A. KIESLINGER (in H. BECK, 1929) aufgefallen. Da bis heute im gesamten Bereich des österreichischen Anteils des Koralmkristallins keine Granite oder Granitgneise, die auf einen Zusammenhang mit der pegmatitischen Durchtränkung (bes-

ser Durchgasung) der Gneis-Glimmerschiefer hinweisen, gefunden wurden, muß man bei den von M. KIRCHMAYER untersuchten Handstücken von schriftgranitischen Pegmatoiden sprechen. Die Diatexite des Bäreneckgrabens (P. BECK-MANNAGETTA, 1981; K. H. SCHEUMANN, 1936), W des Jauksattels, südliche Koralpe, stellen noch kein granitisches Magma oder Migmatit dar, da der vorliegende Mineralbestand eine Unterscheidung von Neo- und Paläozoikum nicht zuläßt. Die Vorkommen von Augengneisen (A. HINTERLECHNER-RAVNIK, 1977) mit Pegmatiten im östlichen Bachern (Pohorje) könnten eine Verbindung zwischen den Augen-(Granit-)Gneisen der Wolfsberger Serie und dem Koralmkristallin im S darstellen; entsprechende Untersuchungen fehlen jedoch (P. BECK-MANNAGETTA, 1951; W. MORAU, 1980).

Die eingemessenen Handstücke von N Bachsepp (Abb. 2) weisen eine blastomylonitische Lineation auf, die in ihrer Ausbildung an die Lineation der Plattengneise erinnert. Neue rein gefügekundliche Untersuchungen (W. FRANK & Ch. MILLER, 1983; I. FREY & W. FRANK, 1981) sind dazu angetan, für die Entstehung der Lineation eine Bewegung in Richtung der Lineation anzunehmen (A-Tektonik). Megaskopische Beobachtungen aus Grenzbereichen des Plattengneises, die von besagten Autoren (FRANK & MILLER, 1983; FREY & FRANK, 1981) gemieden wurden, zeigen den Vorgang einer Scherfaltung als B-Tektonik an, die mit einer Plättung zur ebenen Lineation der Plattengneise führte (D. HOENES, 1955; D. HOENES & G. AMSTUTZ, 1974). Die großtektonische stoffliche Verbreitung der Gesteine am Ostende der Alpen weist zu wiederholten Malen auf eine Bewegung senkrecht zur Erstreckung der Plattengneis-Lineation hin (z. B. H. VETTERS, 1928/33; P. BECK-MANNAGETTA, 1954, 1973).

Die gefügekundlichen Untersuchungen M. KIRCHMAYER's der pegmatoiden Handstücke lassen eine Deutung der blastomylonitischen Lineation (G. KLEINSCHMIDT, 1976) als B-Tektonik zu. Inwiefern diese Anschauung mit der ähnlich gearteten und gelagerten Lineation der typischen Plattengneise zu vergleichen ist (A. HERRMANN, P. PAULITSCH & C. ROCH, 1979), können erst weitere Untersuchungen ergeben. O. HOMANN (1962) weist darauf hin, daß es typisch für die Lineation des Plattengneises sei, fast senkrecht (bzw. im stumpfen Winkel) zum Streichen desselben zu liegen. Da diese Situation auch bei den vorliegenden Handstücken des Pegmatoids (Abb. 5) gegeben ist, könnte man die Lage der Lineation der Pegmatoiden in gleicher Weise deuten bzw. zum Vergleich heranziehen.

Alter; tektonische Phasen

Ähnlich dürfte es sich mit der Altersdeutung der tektonischen Phasen des Koralmkristallins verhalten: Die Regelung der Lineation wird von W. FRANK, I. FREY & G. JUNG (1981) mit der Regelung der Glimmer verbunden, wobei letztere ein radiometrisches Alter von ca. 80 Ma ergeben haben. Die Plattengneislineation weist eine jüngere Verstellung durch eine S-N-gerichtete Bewegung (P. BECK-MANNAGETTA, 1954) auf, die die an der Basis des Grazer Paläozoikums dorthin gegen NE weisende Plattengneislineation schneidet. Erst innerhalb des Grazer Paläozoikums zeigt die Schöckeldecke eine der Plattengneistektonik ähnlich intensive (blastomylonitische) Durchbewegung der Karbonate auf, die auch in der topographischen Richtung (ca. N-S) der Plattengneistektonik i. a. entspricht (H. FLÜGEL, 1960;

H. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984) Diese Tektonik ist innerhalb des Grazer Paläozoikums aus stratigraphischen Gründen als variszisch anzusehen (H. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984). Ein ähnliches Alter wäre daher der Plattengneistektonik zuzuordnen. Die Verstellung, die die Plattengneislineation als passives Vorzeichen (P. BECK-MANNAGETTA, 1954) antrifft, könnte als eine altpaläozoische Beanspruchung angesehen werden. Die Glimmer könnten als jüngere, eher posttektonische Minerale dieser Bewegungsphase zuzuordnen sein (?).

Korngröße

Für gefügekundliche Einmessungen ist nicht allein die Lage der einzumessenden Körner maßgeblich, sondern die Einmeßbarkeit der Körner an sich und damit hängt die Genauigkeit auch von der Korngröße ab. Unterhalb einer gewissen Größe ist das Einmessen der Körner nach der Methode B. SANDER (1948) irrelevant. Aus diesem Grunde teilte mir seinerzeit Herr Dr. Ing. D. NĚMEC (1972) mit, daß die Glimmer der typischen Plattengneise unter dieser Korngröße liegen. Inwiefern diese Bedingung bei der Einmessung der Glimmer (und Quarze) der Plattengneise bei den begrüßenswerten Untersuchungen durch W. FRANK et al. (1983) erfüllt wurden, schreiben die Autoren nicht.

Eklogit-Amphibolit

Den Gneis-Glimmerschiefern vor allem im Hangenden der Plattengneise (A. KIESLINGER in H. BECK, 1929; P. BECK-MANNAGETTA, 1942/75) sind große Eklogit-Amphibolitstöcke eingelagert; auch in der Saualpe besitzen sie eine ähnliche Position. Nur in der Koralpe treten mit ihnen Eklogit-Gabbros auf. F. HERITSCH beschrieb 1922 so ein eklogitisches Gestein, dessen Gabbroider Ursprung damals nicht bekannt war; leider ist dieser eigenartige isolierte Fels (4×4 m), der die Hebalpenstraße behinderte, 1939 zersprengt worden, und zerkleinerte Trümmer verschwanden. Als Erster entdeckte O. FRIEDRICH (1917) ein solches gabbroides Gestein auf dem Rosenkogel, W Stainz, das A. KIESLINGER 1928 beschrieb. A. KIESLINGER selbst entdeckte einen hohen Fels aus Eklogit-Gabbro (aus H. BECK, 1928/29). Blöcke dieses Gesteinstypus sind in der Tertiärrinne des Gressenberges (G. HISSLLEITNER, 1926; A. WINKLER, 1926; 1966) zahlreich gefunden worden. P. BECK-MANNAGETTA fand 1977 einen Fels (,,Bärofen"), Bl. 198/3, 1 : 25.000, Abb. 1), in dem Gabbro und Eklogit-Gabbro gemeinsam vorkommen. Bereits 1963 erkannte P. BECK-MANNAGETTA (1964) einen Fels W Höller auf der Hochstraße (O. HOMANN, 1962) als Eklogit-Gabbro. H. HERITSCH (1965–1978) ließ mit seinen Schülern (F. BOSSERT & R. WITTMANN, 1970; W. POSTL, 1976) die verschiedenen Vorkommen eingehend untersuchen und bezeichnete diese Gesteine als „Meta-Gabbro“ (dieser Ausdruck wird in der Literatur aber bereits für schwach metamorphe Gabbros gebraucht).

Dieses Auftreten der Gesteine im E der Koralpe von N gegen S (SE) ist stets im gleichen Stockwerk des Koralmkristallins auf ca. 40 km Länge ähnlich der Ausdehnung der Plattengneiskomplexe von NE gegen SW (P. BECK-MANNAGETTA, 1970, Abb. 2) erkennbar; direkte Zusammenhänge sind jedoch nicht ersichtlich. Jedes dieser Vorkommen zeigt gewisse Besonderheiten: Im N ist die Grenze zum hangenden Glimmerschiefer (Abb. 1) sehr nahe und die randliche Amphibolitisierung bedeutend; auf dem Rosenkogel sind die Verwachsungen der Pyroxene typisch (W. POSTL, 1976); das Vorkommen WNW Freiland zeigte eine smaragdite

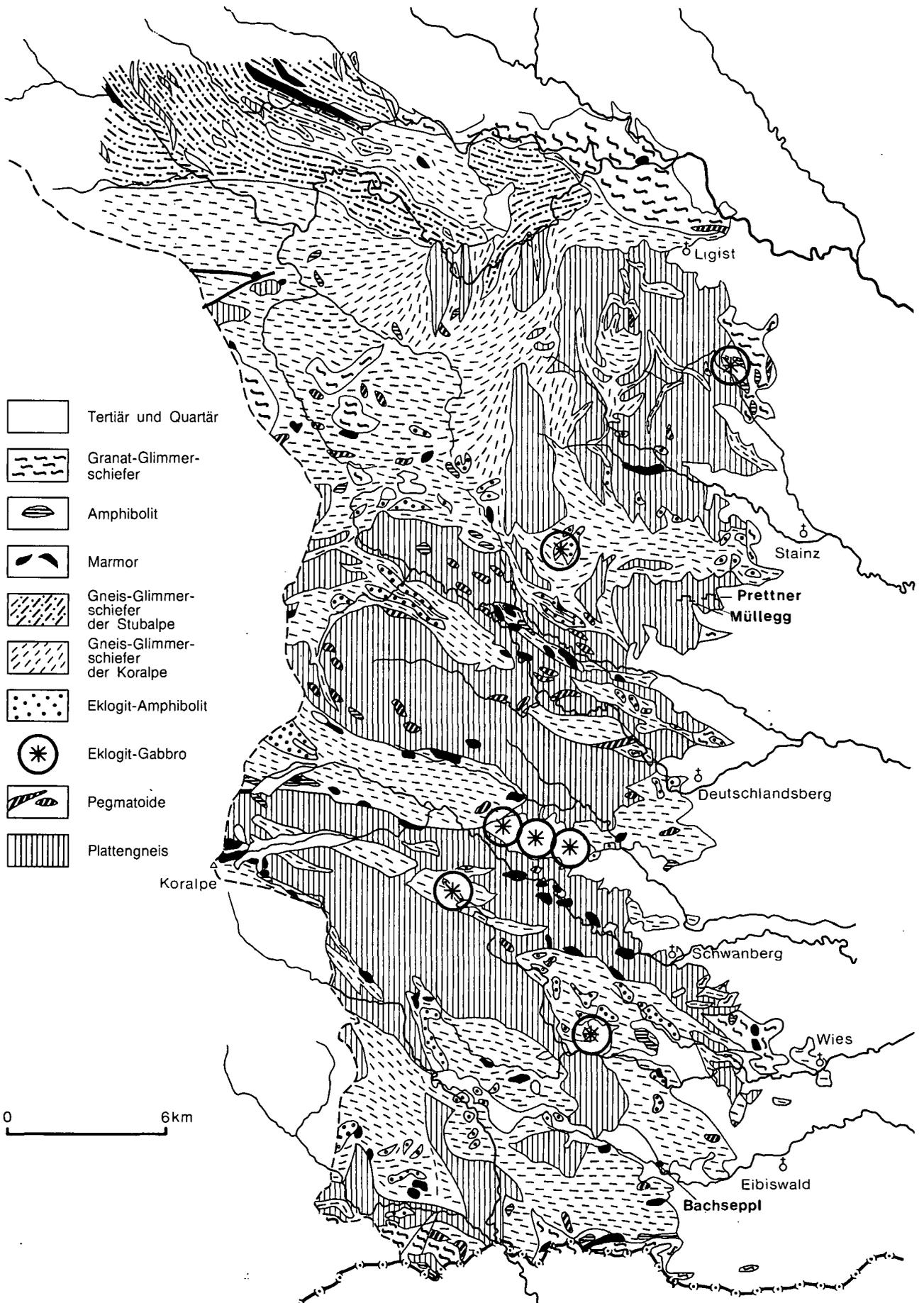


Abb. 1: Kartenskizze des östlichen Anteiles der Koralpe (Maßstab 1 : 200.000) nach H. FLÜGEL & F. NEUBAUER (1984) und eigenen Aufnahmen (P. BECK-MANNAGETTA).

Hornblende; die Blöcke auf dem Gressenberg, die auch für Ziersteine etc. abgebaut wurden (Baumeister J. FRANZ, Graz), zeigen auch Übergänge von Gabbro zu Metagabbro (H. HERITSCH & F. BOSSERT, 1970) und eine breitere petrologische Streuung; der Eklogit-Gabbro von Holl WNW Eibiswald (A. KIESLINGER, 1928; H. HERITSCH & R. WITTMANN, 1970) hat keine Beziehung zu Saussurit-Gabbro, sondern zu den umgebenden Eklogit-Amphiboliten wie der des Rosenkogels; während der Eklogit-Gabbro des Bärafen – praktisch im gleichen Zug – zwar Übergänge zu Gabbro zeigt, fehlen dort jedoch die normalen Eklogit-Amphibolite (H. HERITSCH, 1978). Die gabbroide Teile der Felsstöcke zeigen öfters pegmatoid aufblühende Lagen mit Pyroxenen, Hornblenden und Feldspaten bis einige Zentimeter Länge. Die interne Fältelung, die auf den geschliffenen Platten deutlich sichtbar wird, weist auf die bei der Metamorphose mitwirkende Tektonik der Eklogit-Gabbros hin. Die massige Ausbildung und Abwitterung verhindert eine megaskopische Einmessung der Lage der Gefüge.

Lineation in Eklogit-Amphiboliten

Der Einfluß der Plattengneistektonik auf die eklogitischen Einlagerungen erzeugt eine analoge Lineation in diesen Gesteinen, die von F. ANGEL (1924, 1940) auch als „diablastische Granatamphibolite“ bezeichnet wurden. Innerhalb der großen Eklogit-Amphibolitstöcke sind Anzeichen einer Beeinflussung durch eine Plattengneistektonik (W. FRANK & Ch. MILLER, 1983) zu beobachten. Stellenweise sind Hornblenden des Zuges Poppler – Klein-Schneiderkogel gegen NNE–SSW eingeregelt (G. KLEINSCHMIDT, 1984); deutlicher ist eine Plattengneisregelung im Eklogit-Amphibolitzug im Reihkar, E Brandhöhe, im Liegenden des Plattengneises zu beobachten (Wolfsberger Antiklinale). Demnach dürfte die Plattengneistektonik die Eklogite bei der Amphibolitisierung („Tiefendiaphthorese“ [A. KIESLINGER, 1928]) betroffen haben. Keinesfalls ist es aber berechtigt, die junge NNW–SSE-Fältelung der Wolfsberger Serie mit der Plattengneistektonik im Korallenstockwerk gleichzustellen (W. MORAUF, 1982). Umso eigenartiger ist die praktisch vollkommene altersmäßige Übereinstimmung der Pegmatoide mit dem Wolfsberger Granitgneis, dem Diatektit (K. H. SCHEUMANN, 1936) des Bäreneckgrabens und der neueren Plattengneisuntersuchungen nach der radiometrischen Rb/Sr-Methode mit 250–260 ma. (E. JAEGER & K. METZ, 1971; W. MORAUF, 1980; W. FRANK et al., 1983; S. SCHARBERT, 1985). Dieses quasi permische Alter müßte auch auf die Augengneise der Stub- und Gleinalpe zutreffen (Th. TEICH, 1979), in deren Liegendem die sauren Tuffe (mit Amphiboliten) mit 498 ma (S. SCHARBERT in W. FRANK et al., 1976) liegen. Ein nachweisbarer Altersunterschied von verschiedenen alten Pegmatoiden (A. KIESLINGER, 1928) liegt noch nicht vor, und die radiometrische Altersbestimmung amphibolitischer und eklogitischer Gesteine bzw. Gabbros stößt anscheinend auf derzeit technisch schwer überwindbare Schwierigkeiten (W. FRANK & Ch. MILLER, 1983). Der allgemein angenommene und mehrfach erwiesene polymetamorphe Charakter der Koralmgesteine (A. KIESLINGER, 1928; N. WEISSENBACH, 1975) ist in Bezug auf die radiometrische Altersgleichheit der granitoiden Gesteine umso erstaunlicher.

Die chemische Identität (Th. TEICH, 1979) der Augengneise der Stubalpe mit dem Wolfsberger Augen-(Granit-)Gneis ist kaum als ein Nachweis des Quarzporphyr-

Charakters desselben anzusehen, da die entsprechende petrologische Beweissicherung fehlt. Wichtiger wäre ein Vergleich mit den Graniten (Gneisen) S Judenburg (A., THURNER, 1979; H. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984), die eine Lage zum Kristallin des Zirbitzkogels einnehmen wie der Wolfsberger Granitgneis zum Koralmkristallin. Ihre massigere Ausbildung erinnert aber eher an die Granitgneise der Niederen Tauern.

Jedenfalls stellen die neuen Untersuchungen an Gesteinen der Koralpe wesentliche neue Aspekte bezüglich des Kristallins am Ostende der Ostalpen dar, die für eine größere allgemeine Beachtung (wie P. BECK-MANNAGETTA, 1967, 1980; A. TOLLMANN, 1977) am Ost- rand der Alpen herangezogen werden sollten.

2.1. Die Verbreitung der Eklogit-Gabbrovorkommen in der östlichen Koralpe (Abb. 1)

Die weiter ausgreifenden Ausführungen über die Eklogit-Amphibolite bzw. Eklogit-Gabbros erscheinen mit notwendig, da die anscheinend massigen Gesteinstöcke der Eklogite teilweise in die Plattengneistektonik einbezogen wurden, wie aus den Bemerkungen von W. FRANK & Ch. MILLER (1983) bzw. von mir (weiter unten: Brandhöhe – Reihkar) zu ersehen ist.

Aus der Kartenskizze des östlichen Anteils der Koralpe (Abb. 1; 1 : 200.000) soll ersichtlich werden, in welcher Weise die Vorkommen von Eklogit-Gabbro im Koralmkristallin verbreitet sind. Weshalb in den mächtigen Eklogit-Amphibolitstöcken im S bzw. im Liegenden (Brandhöhe) diese Gesteine nicht erscheinen, weshalb diese ebenso in der ganzen Saualpe fehlen, ist derzeit ungeklärt. Eine reine Vermutung stellt die dahingehende Deutung dar, daß in der Saualpe die zur Eklogitbildung führende Metamorphose (N. WEISSENBACH, 1975a) stärker wirksam war als im E, sodaß voreklogitische Gesteinsreste vollständig zu Eklogit bzw. Eklogit-Amphibolit umgewandelt wurden. Die Verbreitung der Pegmatoide steht mit der eklogitischen Metamorphose in keinem räumlichen Zusammenhang. Inwiefern die chemisch völlig verschiedenartige Entstehung der Paramorphosen von Disthen nach Andalusit im Koralmkristallin zur Eklogitbildung steht, wird zwar im Schema der Metamorphosenabfolgen zwangsläufig eingereiht, ist aber keineswegs gesichert. Die Bildung der gabbroiden Kerne ist sicherlich ein Prozeß, der vor der Eklogitbildung anzusetzen ist und der wegen der isochemischen Umwandlung nicht mit der Eklogitbildung gleichgesetzt werden kann (H. HERITSCH, 1978).

2.2. Beschreibung der Lageskizze 1 : 25.000 der Umgebung von Bachseppel, W Eibiswald, SE-Koralpe (Abb. 2)

Das Ausmaß der Komplikationen der Lagerungen der Schiefer- und Schichtfolgen ist trotz der großmaßstäblichen Kartenskizze (Abb. 2, 1 : 25.000) nicht zu erkennen. Die blastomylonitischen Gneise (Abb. 2: Schiefergneis) weisen eine vorwiegend E–W-gerichtete Strekkung auf, die auch die Pegmatoide von N Bachseppel

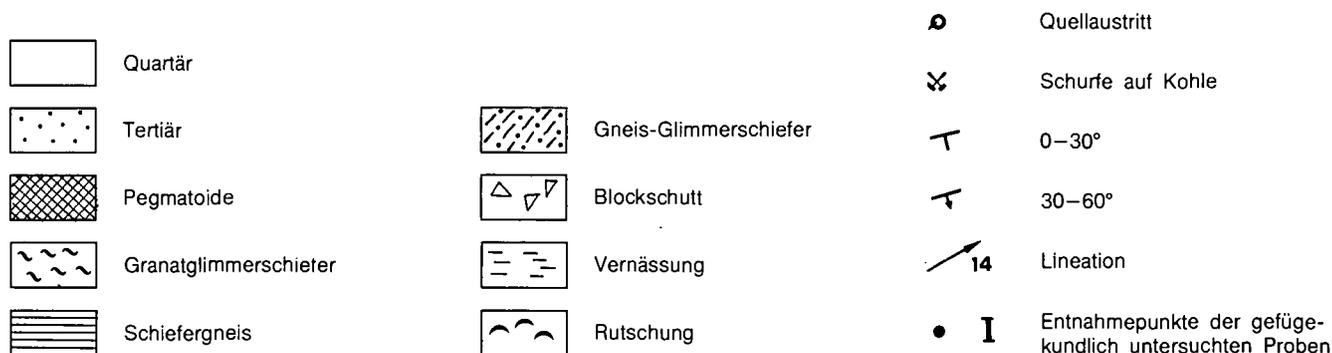
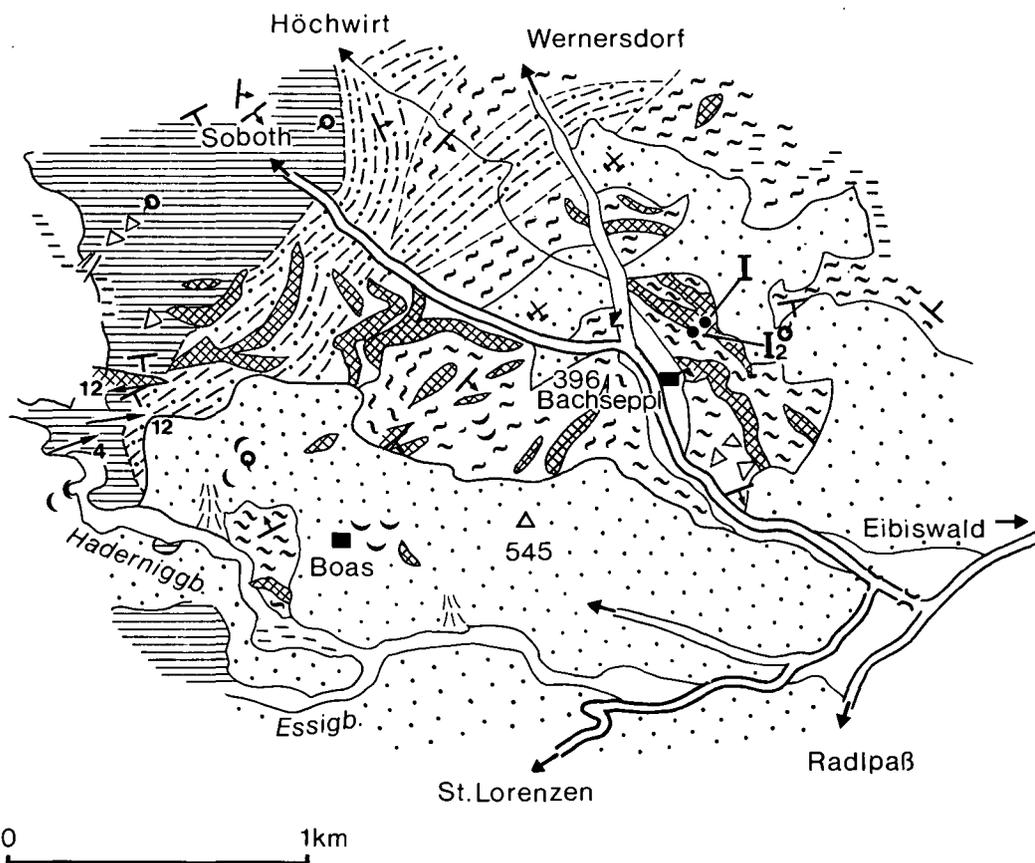


Abb. 2: Lageskizze zur Probenahme der Handstücke N Bachseppel durch P. BECK-MANNAGETTA (1985); Maßstab 1 : 25.000.

(Handstücke I und I₂) betroffen hat. Die Übergänge vom hangenden Granatglimmerschiefer zu den Gneis-Glimmerschiefern der Koralmpe und zu den blastomylonitischen Schiefer-(Augen-)Gneisen sind gleitend. Die mineralarmen Pegmatoide sind vorwiegend den Granatglimmerschiefern konkordant eingeschaltet. Das manchmal kohleführende Jungtertiär der Eibiswalder Schichten ist stellenweise (NW Bachseppel; A. WINKLER-HERMADEN, 1929) steil eingefaltet und mit Myloniten in den Untergrund eingequetscht. Das führt zu tonigen Mylonitlagen, in denen rekristallisierte Dolomitlinsen schwimmen, wobei in Spalten Quarzadern entstanden, die einige Zentimeter lange, glasklare Bergkristalle ausbildeten.

Solche schwarzgraue, tonige Mylonite werden öfters am Rand von Pegmatoiden ausgebildet und greifen auch in die karpatischen Eibiswalder Schichten ein. Durch die Bedeckung mit schottrigem Tertiär und durch Rutschungen sind die mylonitischen Störungen schwer verfolgbar; deshalb sind die einzelnen Fundpunkte von Myloniten auf der Skizze nicht angegeben. Der Wechsel des Streichens (Abb. 2) von E–W zu SE bzw. NE ist hier generell beobachtbar und steht im Gegensatz zum Verschwinden des Koralmkristallins gegen SE i. a. Die Steigerung pegmatoider Mobilisierung im S des Koralmkristallins ist in ähnlicher Weise am Südrand der Saualpe verbreitet (Pustritz), wo die Pegmatoide mineralreicher vorkommen (Beryll, Columbit, Muskowit etc.).

3. Handstück- und Quarz-Korngefüge des schriftgranitischen Pegmatoides der Lokalität N Bachseppi

(M. KIRCHMAYER)

3.1. Grundlagen der gefügekundlichen Untersuchungen

Die Untersuchungen wurden im Sinne des jetzt 100 Jahre alten und insbesondere die Symmetrie-Elemente und die Spannungsvektoren beachtenden Pierre CURIE'schen Konzeptes (KIRCHMAYER, 1965, 1983/84; ZOLTAI & STOUT, 1984) durchgeführt. Die Quarz-c-Achsen des Schriftgranites sind in die CHRISTA'schen (1928) Typen I = straffe Häufungen und II = aufgelockerte Häufungen, unterteilt. Ähnliche Bearbeitungsweisen wie die jetzige fanden statt durch WAHLSTROM (1939), DRESCHER-KADEN (1942, 1948, 1969), PAULITSCH (1954, 1963 in: HERITSCH, PAULITSCH & HÖLLER, 1954) bzw. HERITSCH & PAULITSCH (1963), ORVILLE (1960), SIMPSON (1962), NÉMEC (1982), KIRCHMAYER (1983), UEBEL (1983, 1984). Die Formung des Handstückes wird erklärt mit Hilfe der HARTMANN'schen Gefügeregel, wie sie BUCHER (1920) aufstellte; sie findet sich jedoch bereits bei MOHR (1882, 1900), wurde von DENNIS (1972) in die Lagenkugeldiagramm-Bearbeitung übertragen, geht aber außerhalb dieser unter verschiedenen Namen wie z. B. als „COULOMB-ANDERSEN'sches Modell“ bei AYDIN & PAGE (1984) und anderen.

Die größte Hauptspannung halbiert den kleineren Scherflächenwinkel; die kleinste Hauptspannung halbiert den größeren. Die mittlere Hauptspannung entspricht der Schnittkante β der beiden Scherflächen (h0l-Flächen) und fungiert damit als B-Achse. Die beiden Normalspannungen stehen senkrecht den Scherflächen auf; bei der ebenen Deformation sind die Lineation β und die auflagernde Scherlineation 90° voneinander, bei der nicht-ebenen sind sie $< 90^\circ$ verschieden.

Zum Verständnis der Genese des Pegmatites wird auf UEBEL (1983, 1984) verwiesen: Der zwischen dem pegmatitischen Kern und dem zum Exokontakt hin gelegenen Randbereich eingeschlossene Übergangsbereich weist „aufgelockerte Häufungen“ der Quarz-c-Achsen auf. Der Schriftgranit des Übergangsbereiches sei im Eutektikum gewachsen. Die Kristallisation läuft vom Randbereich zum Kern hin. Der Randbereich ist vorwiegend durch „straffe Häufungen“ der Quarz-c-Achsen und mit dem FERSMANN'schen Trapezoeder-Gesetz ausgezeichnet, der Übergangsbereich nicht. Bearbeitungen von KIRCHMAYER zeigen, daß der Randbereich den CURIE'schen Symmetrie-Elementen C_{2v} und der Übergangsbereich den Symmetrie-Elementen C_{3v} bzw. C_{6v} zuzuordnen ist, wobei die Symmetrie-Elemente beider Bereiche jedwede mögliche Raumlage einnehmen können. Die Definitionen des B-Tektonites und des R-Tektonites wurden aus HOENES (1955) oder aus HOENES mit (NIGGLI-Gefügetypen-) Ergänzungen von AMSTUTZ (1974) entnommen, wobei allerdings die Schriftgranit-Gefügetypen nicht den NIGGLI'schen sondern den SANDER'schen entsprechen. Die Priorität einer Zoneneinteilung bei den Pegmatiten liegt bei SCHARITZER (1888).

Der Pegmatit N Bachseppi gehört nach SCHNEIDER-HÖHN (1961) zur Gruppe der sich innerhalb einer metamorphen Gesteinsabfolge bildenden Pegmatite.

3.2. Das Bachseppi-Handstück

BECK-MANNAGETTA stellte freundlicherweise auf KIRCHMAYER's Bitte drei orientierte Handstücke von der Lokalität N Bachseppi in der südöstlichen Koralpe zur Verfügung. Die Handstücke sind orientiert im Gelände entnommen worden. Die Feldgenität wurde nicht untersucht, jedoch geht sie aus der Abb. 2 hervor. Die Handstücke stellen Pegmatoide mit schriftgranitischen Strukturen besonders fortgeschrittener Deformation dar (Abb. 3, 4 und 5).

Die Feldorientierung ist auf der Hauptminerafläche der Handstücke (10351, 10352, 10353) vermerkt. Die Zerbrechung des Gesteins, durch die natürlichen Gesteinsbegrenzungsflächen vorgegeben, wird weiter unten bearbeitet werden. Die Orientierung der Handstücke im Gelände wurde als Lagenkugeldiagramm (Abb. 4) der Handstückzeichnung (Abb. 3) dazugesetzt. Makroskopisch ist auf allen drei milchig-weißen – vom Feldspate herrührend – Handstücken die parallel der Glimmer-Lineation erkennbare Zerrung, Dehnung, Verdrehung, Gabelung der grauen und glasig-matten Schriftgranit-Quarze zu erkennen. Sie ordnen sich in typischer Gruppengestalt um je einen Feldspat-Kristall. Sie haben zu ihm hin unruhige Korngrenzen, nach außen hin jedoch sind die ehemaligen kristallographischen Korngrenzen erahnbar (insbesondere, wenn man den undeformierten Schriftgranit vor Augen hat). Diese Grundstruktur ist, auch wenn sie bei der Deformation außerordentlich gelängt wurde, noch zu erkennen. Später im Dünnschliff werden wir sehen, daß die optische Orientierung vieler Quarze nicht in der B-Lineation liegt, oder gar als Drillinge (DANA & DANA, 1962; KIRCHMAYER, 1983) vorliegt, sondern daß sie zerschert senkrecht zur B-Lineation und parallel des ac-Kreises, der Deformationsebene, aufgereiht sind. Die Feldspäte sind nicht, wie sonst üblich, als ein einziger Großkristall ausmeßbar, sondern einzeln durch die Deformation jeweils rotiert worden, was schon makroskopisch an den Korngrenzen zu sehen ist. Die Feldgenität wurde, wie gesagt, nicht kartiert; die Dünnschliff-Genität ist dadurch gegeben, daß von einem Handstück mehrere parallele Dünnschliffe angefertigt wurden. Eine weitere Genitätsbestimmung im Sinne von DRESCHER-KADEN (1948:161) ist hier deshalb nicht möglich, weil es sich doch, im Gegensatz zu DRESCHER-KADEN's Beispiel, um einen sehr weitgehend deformierten Schriftgranit bzw. Pegmatoid mit schriftgranitischer Struktur handelt.

Das Handstück wurde mit den Gefügekoordinaten $+a$, $-a$, $+b$, $-b$, $+c$ und $-c$ ausgestattet (Abb. 5). Der orientierte Dünnschliff wurde senkrecht auf die Gefügekoordinate $+b$ geschnitten und mit der Koordinate $+b$ auf den Objektträger aufgeklebt, sodaß der Dünnschliff in der U-Tisch-Position so liegt, wie ihn der Beobachter im Aufschluß – rotiert in die Horizontale natürlich – sieht. Diese umfangreiche Ausstattung des Handstückes mit den genauen, detaillierten Koordinaten verhindert so, daß bei den Rotationsvorgängen Koordinaten und damit Blickrichtungen vertauscht und polare Gefügebeobachtungen nicht richtig plaziert werden können.

In Abb. 5 ist der für den Dünnschliff vorgesehene Gesteinsbereich als Anschliff poliert zu sehen. Man erkennt mit freiem Auge, daß die Hauptminerafläche, die ab-Fläche, als zweite Funktion die einer Scherfläche hat. Die dazugehörige zweite Scherfläche ist ebenfalls zu erkennen, genau so wie eine Rotation der Feldspäte. Die polierte Anschlifffläche entspricht der ac-Fläche,

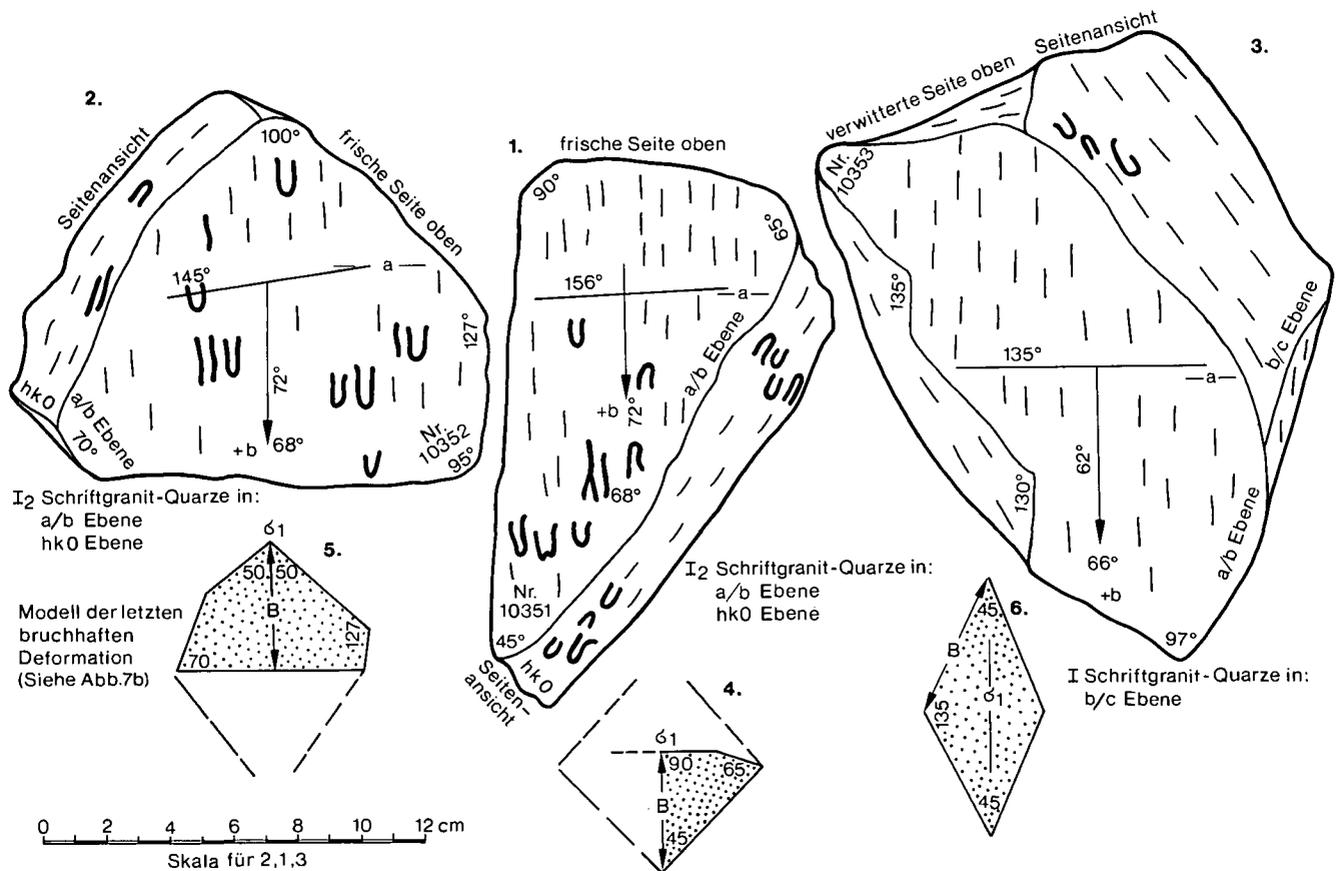


Abb. 3: Handzeichnungen der Handstücke N Bachsepl. Die U-förmigen Signaturen darauf sind die gelangten Schriftgranit-Strukturen. Unterhalb der Skizzen je ein Modell der bruchhaften Verformung, die das Handstück aus dem Gesteinsverband herausbrechen ließ (M. KIRCHMAYER).

Links: Nr. 10352, Fundpunkt I₂ auf Abb. 2, 415 m Seehöhe.

Mitte: Nr. 10351, Fundpunkt I₂ auf Abb. 2, 415 m Seehöhe.

Rechts: Nr. 10353, Fundpunkt I auf Abb. 2, 430 m Seehöhe.

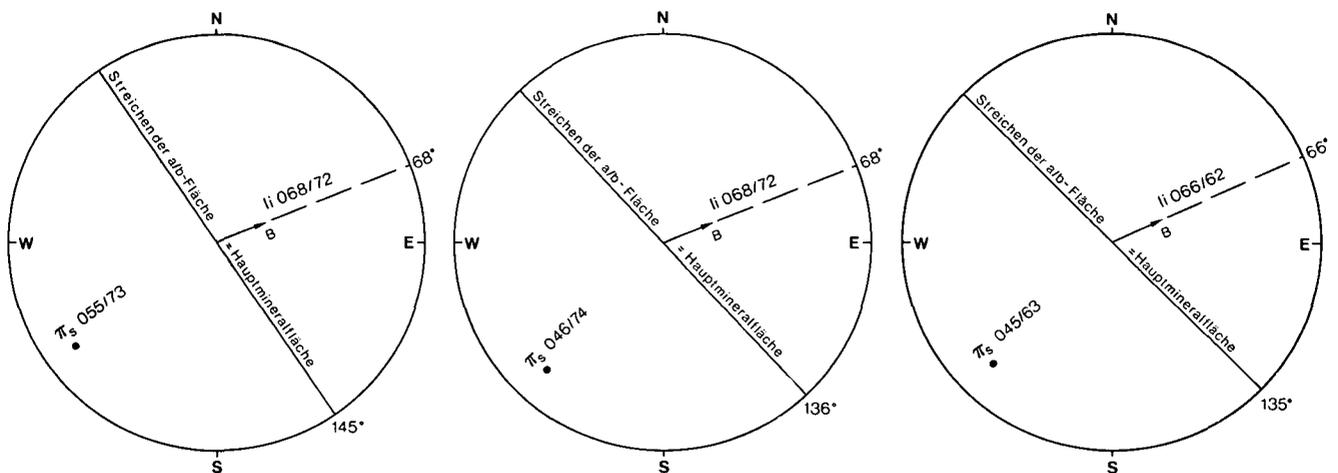


Abb. 4: Die zu Abb. 3 gehörigen Lagenkugeldiagramme; untere Halbkugel, LAMBERT'sche Projektion. Eingetragen sind die Streichrichtung der Hauptmineralfläche und das Einfallen der B-Lineation (Glimmer und Streckungstendenz der Schriftgranit-Strukturen (M. KIRCHMAYER).

Links: Nr. 10352, Fundpunkt I₂ auf Abb. 2, 415 m Seehöhe.

Mitte: Nr. 10351, Fundpunkt I₂ auf Abb. 2, 415 m Seehöhe.

Rechts: Nr. 10353, Fundpunkt I auf Abb. 2, 430 m Seehöhe.

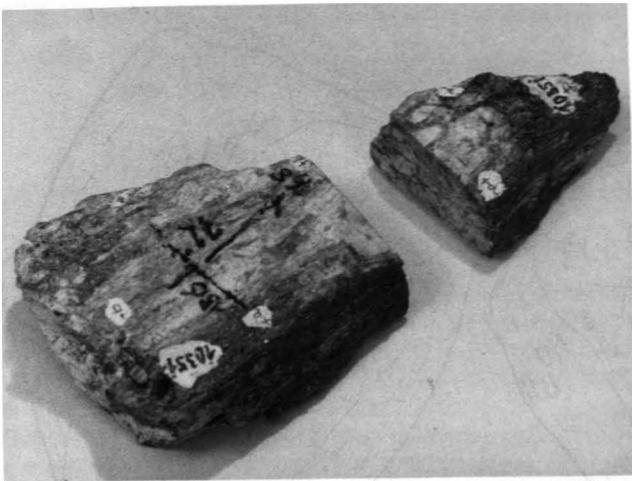


Abb. 5: Meta-Pegmatoid (Meta-Runit, Meta-Schriftgranit, Meta-Pegmatit, Meta-Pseudopegmatit, Pegmatit-Tektonit), Handstück 10351, Fundpunkt I₂ auf Abb. 2. Vergl. die U-förmigen Signaturen in Abb. 3 mit den Schriftgranit-Quarzen auf diesem Foto. Der fehlende Gesteinsbereich wurde als orientierter Dünnschliff verarbeitet. Photo: Studio Bernhard, Heidelberg.

also der Deformationsebene. Die Glimmer-Lineation, als B-Lineation geführt, steht senkrecht auf der ac-Ebene und ist die Schnittgerade β der beiden hOI-Flächen.

Unter dem Mikroskop wurden 387 Quarz-c-Achsen vermessen, im Korngefügediagramm dargestellt, ausgezählt und ausgewertet (Abb. 6). Eine Achsenverteilungsanalyse wird später angefertigt, was durch ein mit dem U-Tische gekoppeltes Zeichengerät möglich ist. Die Glimmer wurden nicht vermessen; jedoch sieht man nicht wenige, die sich den beiden genannten Scherflächen anpassen. Auch die Feldspäte wurden nicht eingemessen; wenige Beobachtungen aber zeigen die Rotation der im zentralen Teil der Quarze liegenden sehr

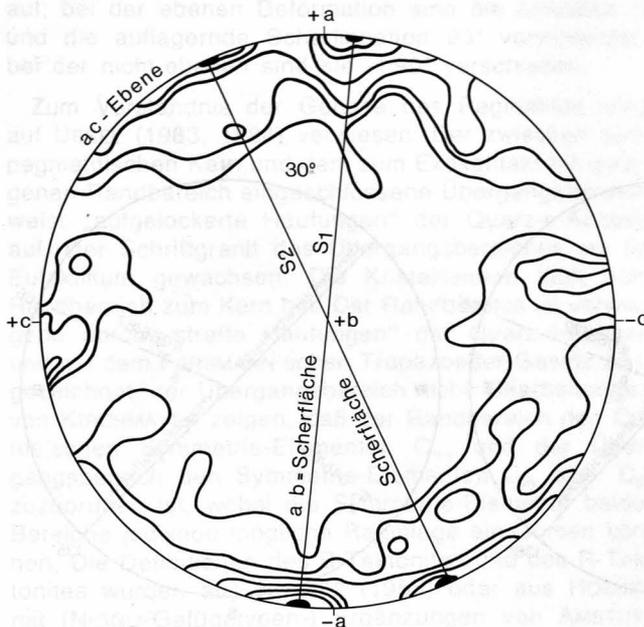


Abb. 6: U-Tisch Position des orientierten Dünnschliffes 10351. Untere Halbkugel, LAMBERT'sche Projektion, 1 %-Auszahlkreis. 387 Quarz-c-Achsen der Schriftgranit-Quarze. 176 in der ac-Ebene (CHRISTA's Typ „straffe Häufung“), 211 innerhalb und außerhalb der ac-Ebene (CHRISTA's Typ „aufgelockerte Häufungen“). Isopyknen: 12,7 - 10,3 - 7,8 - 5,1 - 3,1 - 2,0 - 1,3 - 0,8 %.

deutlich. Die Quarze sind allesamt zertrümmert. Es gibt keinerlei Kristallformen zu sehen; allerdings ordnen sich die Vielkörner deutlich kristalloptisch so ein, wie die früher vorhandenen Einkörner. Jene Quarze, die als „straffe Häufungen“ zu zwei Maxima in der ac-Ebene, in der Deformationsebene, sich einordnen, somit auch innerhalb der beiden Scherflächen liegen und parallel der Scherspannungen entstanden sind, sind natürlich wegen des Schnitteffektes als gelängte Quarze zu sehen. Sie sind also betont gegenüber der ursprünglichen Schriftgranitstruktur-Raumlage neu orientiert und lassen keinerlei Reliktstruktur zu der früheren erkennen. Jene der „aufgelockerten Häufungen“ sieht man, was ja auch Schnitteffekt ist, als kleine rundliche Körner. Diese Quarze hingegen lassen noch Beziehungen zu der ursprünglichen Raumlage erkennen, können damit als Relikte der früheren Schriftgranit-Struktur angesehen werden. Die Quarze umschließen, typisch für Schriftgranite, das rotierte Feldspatkorn, wobei die ursprünglichen Korngrenzen noch als Reliktstrukturen erkennbar sind. Auch bemerkt man die typisch einseitig offene Quarzanordnung. Die „aufgelockerten Häufungen“ ordnen sich in ihren Diagramm-Isopyknen-Tendenzen zu Häufungsgruppen, die nach Rotation in das Projektionszentrum (vgl. KIRCHMAYER, 1983) ziemlich eindeutig Relikte der für den Übergangsbereich eines Pegmatites typische axiale statistische Verteilung der Quarz-c-Achsen erkennen lassen (CURIE-Symmetrie-Element C_{3v}). Nach UEBEL (1984) ist der Übergangsbereich eines Schriftgranites in einem Eutektikum entstanden (der Randbereich nicht). Also stammt das Bachseppi-Handstück ganz eindeutig aus einem ursprünglichen Übergangsbereich, zwischen Kern und Randbereich gelegen, in welchem ganz lokal – im Zusammenhang mit der pegmatitischen Durchtränkung, besser Durchgasung (siehe BECK-MANNAGETTA, diese Arbeit) – eutektische Bedingungen geherrscht haben müssen. Wenige Quarze sind metasomatischer Entstehung, was an den gut ausgebildeten kristallographischen Korngrenzen zu bemerken ist. Ebenso metasomatischer Entstehung sind jene Quarze – das geht aus Studien der eingangs (Kap. 3.1.) erwähnten U-Tisch-Bearbeitungen der Autoren WAHLSTROM (1939) bis UEBEL (1984) hervor – die in „aufgelockerten Häufungen“ arrangiert sind, aber sich nicht dem axialen Symmetrie-Element anschließen. Von diesen sind aber jene zu trennen, die sich eindeutig mit einem Spiralkoeffizienten kontrollieren lassen; sie sind zwar auch metasomatischer Entstehung – nach DRESCHER-KADEN – verdanken aber ihre eigenartige Raumlage dem zusätzlichen Auftreten von stetig ändernden Spannungsvektoren (vgl. DRESCHER-KADEN in KIRCHMAYER, 1983). Diese letztere Gruppe kommt im Bachseppi-Pegmatoid nicht vor.

3.2.1. Der Bachseppi-Pegmatoid als Tektonit (Abb. 7a, 7b)

Dieser Gesteinstyp ist wohl das erste veröffentlichte Handstück, welches unzweifelhaft ausgeprägte Definitionsmerkmale eines B- und R-Tektonites besitzt. Es handelt sich in Bezug auf den Schriftgranit-Quarz (straffe Häufungen) nach HOENES (1955) oder/und HOENES mit Ergänzungen von AMSTUTZ (1974) um einen mit zwei Scherflächen ausgestatteten B-Tektonit, bei welchem sich die beiden hOI-Flächen in $\beta = b = B$ schneiden. In Bezug auf die zentral von Quarzen umschlossenen Feldspatkörner, die jeweils gegenüber den benach-

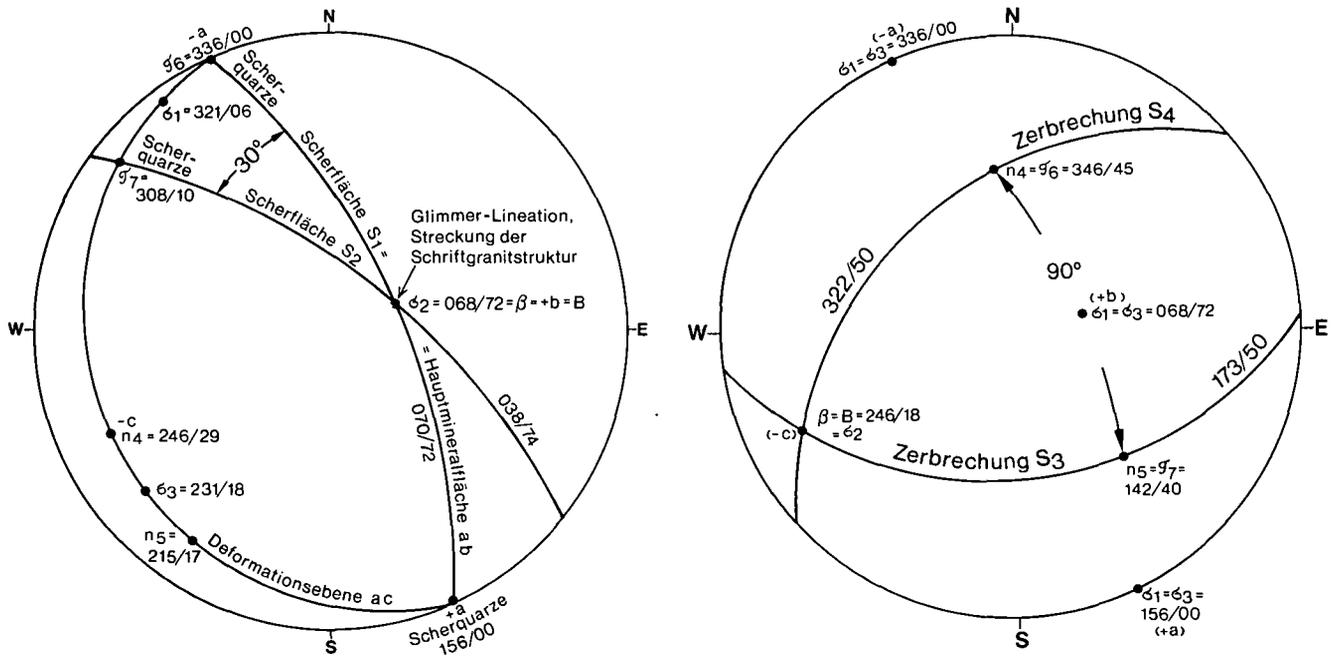


Abb. 7: Feldposition des Quarz-Korngefüges und der bruchhaften Verformung.

a) Feldposition des Quarz-Korngefüges des B-Tektonites der Abb. 6.

b) Feldposition der bruchhaften Verformung (Zerbrechung des Gesteinskörpers) des in Abb. 5 abgebildeten Handstückes. Weitere Erklärungen im Text.

barten anders orientiert sind, handelt es sich nach gleicher Definitionsquelle um einen R-Tektonit. Die Rotationsachse der eingemessenen Feldspatkörner streut um die b-Koordinate, also um B, was der mittleren Hauptspannung entspricht; die Zerlängung der Schriftgranitquarze geschah parallel der beiden Scherspannungen.

Nicht so ausgeprägt deformiert sind folgende Schriftgranite: Die bei PAULITSCH (in: HERITSCH & PAULITSCH, 1954; in: HERITSCH, PAULITSCH & HÖLLER, 1963) zu sehenden aufgelockerten, entlang eines einzigen breit gestreuten Großkreises aufgereihten c-Achsen-Häufungen (CHRISTAS Typ II) werden, nach freundlicher späterer Mitteilung von P. PAULITSCH an mich, von ihm als in der ac-Deformationsebene liegend aufgefaßt. Die publizierte Handzeichnung des Schriftgranites dort zeigt tatsächlich nicht jene Deformation an, die den Bachseppel-Pegmatoid auszeichnet. Die B-Achse für alle jene Quarzachsen ist der Pol der M-Fläche. Genau auch, wie die M- und die P-Fläche des Feldspatkristalles diesen als Großkristall ausweist; was auch im Gegensatz zum Bachseppel-Pegmatoid steht. Jedoch kann man zum Teil allerdings ähnliche Quarz-c-Achsen-Verteilungen auch unter Heranziehung der CURIE-Symmetrie-Element-Bearbeitung erhalten. Mit ihr lassen sich dann eine ganze Reihe metasomatisch entstandener aber auch deformierter Konfigurationen finden. Ähnliches

Tabelle 2: Feldposition der bruchhaften Verformung (Zerbrechung des Bachseppel-Pegmatoides (Abb. 7b)).

Größte Hauptspannung σ_1	068/72
Mittlere Hauptspannung σ_2	$\beta = 246/18$
Kleinste Hauptspannung σ_3	336/00 bzw. 156/00
Normalspannung n_4	346/45 (s = 173/50)
Normalspannung n_5	142/40 (s = 322/50)
Scherspannung τ_6	346/45
Scherspannung τ_7	142/40

wäre auch von dem Pegmatit-Quarz-Diagramm von NĚMEC (1982) zu sagen. Jedenfalls weisen die drei genannten (bei PAULITSCH, NĚMEC) Quarzkorn-Gefügediagramme eine betont schwächere Deformation auf, im Vergleich gesehen zu dem, das der Bachseppel-Pegmatoid liefert.

3.3. Diskussion zur Frage B-Tektonit oder A-Tektonit und zur Frage der Korngröße bei U-Tisch-Untersuchungen

Die NĚMEC'schen Einwände, manche Minerale entzogen sich wegen der Kleinheit der U-Tisch-Beobachtung, läßt sich durch den Einbau des CURIE'schen Konzeptes, das die Symmetrie-Elemente als Zielansprache besitzt, umgehen; was hier gemacht wurde.

Der A-Tektonit FRANK's (siehe oben) – Bewegungsrichtung || Lineation und der B-Tektonit BECK-MANNAGETTA's – Bewegungsrichtung \perp Lineation sind beide orthorhombische Gefüge. Diese haben daher 7 Spannungen, wovon drei Lineationen sind (zwei Scher-Lineationen und die als mittlere Hauptspannung ausgewiesene B-Lineation). Eine verläuft senkrecht zur Bewegungsrichtung, die beiden anderen parallel zur Scherspannung, also parallel zur Bewegungsrichtung. Es könnte daher so argumentiert werden, daß bald die

Tabelle 1: Feldpositionswerte des mit 2 Scherflächen ausgestatteten B-Tektonites (Abb. 7a).

Größte Hauptspannung σ_1	321/05
Mittlere Hauptspannung σ_2	$B = \beta = +b = 068/72$
Kleinste Hauptspannung σ_3	231/18
Normalspannung n_4	246/20 (s = 070/72)
Normalspannung n_5	215/17 (s = 038/74)
Scherspannung τ_6	336/00
Scherspannung τ_7	308/10

Die geologischen Feldwerte sind in Azimuth und Fallen angegeben (N = 360 bzw. 000; E = 90; S = 180; W = 270).

eine Lineation vorherrschend ausgebildet ist, bald die anderen beiden oder eine von den anderen beiden.

Im Sinne MOHR's (1882) besitzt jede Lineation einen Druck- und Zug-Vektor. FREY & FRANK (1981) geben eine weitere gesamt-symmetrische Definition im Sinne SANDER's.

3.4. Die Ausbildung der Schriftgranit-Struktur, erklärt anhand von Reliktgefügen und der Kenntnis vorangegangener korngefügekundlicher Untersuchungen

Die Schriftgranitstruktur des Bachsepp-Handstückes repräsentiert den pegmatoiden Übergangsbereich. Granitisches Magma oder Migma kommt, wie oben von BECK-MANNAGETTA dargelegt wird, nicht vor. Die Reliktquarze der „aufgelockerten Häufungen“ geben Hinweise über die Heranziehung der UEBEL'schen Untersuchungen 1984 im Vereine mit einer einheitlichen Neubearbeitung der eingangs erwähnten bisher veröffentlichten Korngefügediagramme der Schriftgranit-Quarze. Bezüglich der Druck- und Temperaturbedingungen, die bei der Entstehung des Übergangsbereiches vorgelegen haben, ist eine Überlegung ganz interessant: Handelt es sich bei den damaligen epitaxial verwachsenen Quarzen um Hoch- oder um Tiefquarze? Es ist bekannt, daß bei heutigen Oberflächenbedingungen alle Quarze nur als Tiefquarze vorliegen können. Daher muß man das Konzept der „ererbten Eigenschaften“, wie es FLICK (1984) formulierte und bei Vulkaniten angewandte, heranziehen. KIRCHMAYER (1983) fand bei seinen Untersuchungen an schwedischen Schriftgraniten im Übergangsbereich Quarzdrillinge. Da aber nur im Hochquarzbereich Drillinge möglich sind, nämlich über das Verespatak- und das Esterel-Gesetz (DANA & DANA, 1962), kann geschlossen werden, daß ehemals Temperatur- und Druckbedingungen, die eine Hochquarzausbildung zuließen, geherrscht haben müssen. Andererseits aber erklärt FLICK (1984) auch, daß im über 573,3°C gelegenen Hochquarzbereich sich unter bestimmten Druckbedingungen auch „Tiefquarze“ ausbilden können, was aber hier, da wir im Korngefügediagramm deformiert trigonale Isopyknen-Symmetrie-Elemente (nach CURIE) haben, nicht übertragbar ist.

Die Zerbrechung des Pegmatoides ging entlang einiger von der Ausbildung des B-Tektonites „ererbten Gefügeelemente“ vor sich.

Die Deformationsebene der Zerbrechung ac ist die Hauptmineralfläche, die ab-Ebene, des B-Tektonites.

Die β -Schnittkante, das ist die mittlere Hauptspannung der Zerbrechung, ist einer der Normalspannungsvektoren des B-Tektonites; er liegt in der Deformationsebene ab des B-Tektonites.

Die größte Hauptspannung der Zerbrechung des Pegmatoides verläuft parallel der B-Lineation des B-Tektonites.

Die kleinste Hauptspannung der Zerbrechung verläuft parallel einer der Scherspannungen des B-Tektonites.

Die Normalspannungsvektoren der Zerbrechung haben, anders als beim B-Tektonit, denselben Wert wie die Scherspannungsvektoren, daher fand bei der Zerbrechung keine Scherbewegung statt.

4. Der Vergleich der korngefügekundlichen Daten mit anderen, die Plattengneis-Tektonik betreffenden, Korngefüge-Diagrammen

(M. KIRCHMAYER)

HERRMANN, PAULITSCH & ROCH (1979, S. 19, 20, Diagramm 2) zeigen deutlich die Frage nach der kinematischen Bedeutung der vom Quarz gebildeten Lineationen auf den Plattengneisen auf. Ihr Quarz-Korngefügediagramm, 239 Quarz-c-Achsen, zeigt einen Quarz-Gürtel senkrecht der B-Lineation, als ac-Gürtel parallel der ac-Deformationsebene, wie wir das auch im Korngefügediagramm unseres Pegmatoid-B-Tektonites haben. Ebenso kongruent ist die Tatsache, daß in beiden Diagrammen die B-Lineation nicht durch Quarz-c-Achsen besetzt ist. Während wir es in unserem Pegmatoid-Quarz-Diagramm mit zwei Scherflächen zu tun haben, dürften im Plattengneis-Diagramm drei auftreten, was aber ebenfalls mit der Deformation eines B-Tektonites nach HOENES & AMSTUTZ (1974) übereinstimmt. Das Plattengneis-Diagramm erweist allerdings, daß die Deformation da weiter als in unserem Diagramm fortgeschritten ist. B. SANDER (1930: 179, Abb. 71, 291, 307, 308, Nr. 26, Nr. 28; 1950: 347, 359, 360, Nr. 21, Nr. 26) gibt aus dem Gebiet der Koralpe, der nahen Saualpe und der Stubalpe Diagramme und Dünnschliffbilder mit ähnlichen Quarz-Überindividuen und Quarz-c-Achsen-Konfigurationen. Er bezeichnet die Gesteine als „Pegmatit in Gestalt von B-Tektoniten“.

Wir haben also volle Übereinstimmung, was lediglich dadurch getrübt ist, daß das Diagramm von HERRMANN, PAULITSCH & ROCH (1969, Abb. 2) keine Feldpositionswerte aufweist, das uns erlaubt, das Diagramm zum vollständigen Vergleich ins Feld zu rotieren.

In die Feldposition rotieren jedoch können wir die zwei von BECK-MANNAGETTA bereitgestellten, von Herrn Dr. Ing. NĚMEC, Jihlava, ausgemessenen Dünnschliffe: 255 (001)-Pole des Muskovites vom Steinbruch Müllegg, NW Gams (Abb. 8) und 210 Quarz-c-Achsen der

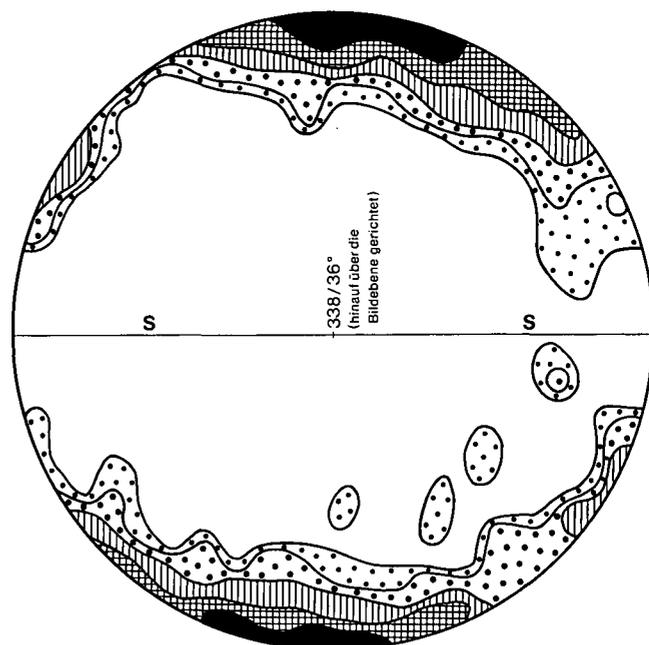


Abb. 8: 255 (001)-Pole (Muskovit); Steinbruch Müllegg, NW Bad Gams, östliche Koralpe. Untersuchung von D. NĚMEC.

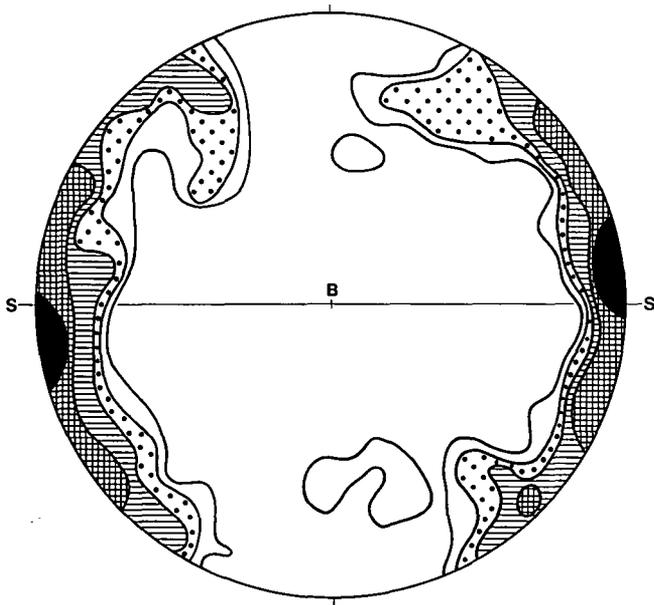


Abb. 9: 210 Quarz-c-Achsen; Plattengneis, Steinbruch Prettnner, N Bad Gams, östliche Koralpe. 0,5 – 1 – 2 – 4 – 7 (Max. 11,5 %). Untersuchung von D. NĚMEC.

Lokalität Steinbruch Prettnner, N von Gams (Abb. 9), sowie 194 Quarz-c-Achsen vom Steinbruch Müllegg, NW von Gams (Abb. 10).

Die Korngefüge-Diagramme der Lokalität Müllegg stimmen mit unseren Pegmatoid-Korngefüge-Diagrammen teilweise überein, nämlich nur mit den Gefügeelementen der bruchhaften, rupturellen Formung. Sie haben die β -Achse nahe der Normalspannung und der Scherspannung unseres B-Tektonites. Die Quarz-c-Achsen-Konfiguration stimmt betont nicht mit einem B-Tektonit überein, sie erinnert eher an die „straffe“ und „aufgelockerte Häufung“, Typ I und II bei CHRISTA (1928). Das Muskovit-Korngefüge-Diagramm kann deshalb nicht verglichen werden, weil wir ja bei den Pegmatoiden bisher nur die Quarz-c-Achsen untersucht haben. Wie aber NĚMEC ausführt, dürfte die B-Achse die Rotationsachse des Glimmergefüges sein.

Die Lokalität Steinbruch Prettnner ist durch ein Quarz-Korngefügediagramm vertreten. Die Quarz-c-Achsen liegen auf einem durch mehrere auf h₀₁-Scherflächen hinweisende Maxima ausgezeichneten ac-Kreis. Es handelt sich nach HOENES (1951) und HOENES & AMSTUTZ (1974) um einen B-Tektonit. Allerdings fehlen die für einen Pegmatit typischen Reliktgefüge.

Die Pegmatit-Diagramme zeigen also im Korn- und Handstückgefüge teilweise – was die Deformation betrifft – Übereinstimmung mit den Plattengneis-Diagrammen, und teilweise – was die pegmatoiden Reliktgefüge betrifft – Unterschiede zu ihnen.

Besondere Aufmerksamkeit muß man dem von KIRCHMAYER im Sinne von CURIE überarbeiteten Müllegg-Quarz-Korngefüge-Diagramm zollen. Das Handstück wurde von BECK-MANNAGETTA entnommen, von NĚMEC ausgemessen und unausgezählt gelassen, da es keinen B-Tektonit zeigt. Die Quarz-c-Achsen-Konfigurationen entsprechen den Symmetrie-Elementen $C_{\infty v}$, genau C_{6v} , mit zentralen Quarzkörnern, deformierten C_{3v} -Symmetrie-Elementen und kappa-Symmetrie-Elementen. Nach KIRCHMAYER (1965, 1983, 1984) sind solche Symmetrie-

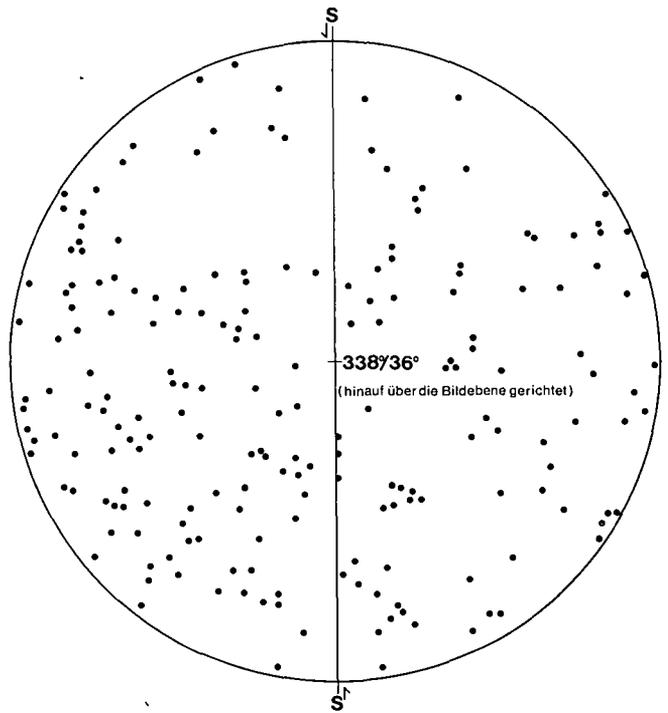


Abb. 10: 194 Quarz-c-Achsen; Handstück nicht mehr auffindbar, plattengneisähnlich; Steinbruch Müllegg NW Bad Gams, östliche Koralpe. Diagramm absichtlich unausgezählt gelassen. Untersuchung von D. NĚMEC.

Elemente bei schriftgranitischen Verwachsungen typisch. Sieht man das so, entpuppen sich die Quarz-c-Achsen-Konfigurationen als 6-zähliges FERSMANN'Sches Trapezoeder-Gesetz mit zentraler straffer Häufung der c-Achsen, nur wenig deformiert, wie sie undeformiert typisch sind für die Außenzone bei UEBEL (1983, 1984); weiter ordnen sich c-Achsen-Gruppen zu monoklin verlängerten axialen Symmetrie-Elementen, typisch für den Übergangsbereich, auch „Zwischenzone“, bei UEBEL (1983, 1984) und vielen anderen Bearbeitern; und schließlich weisen kappa-Symmetrie-Elemente auf metasomatisch entstandene Quarz-c-Achsen, naturgemäß jünger als die vorhin genannten Symmetrie-Elemente, hin. Jene Quarz-c-Achsen, die außerhalb dieser „straffen“ und „aufgelockerten Häufungen“ (CHRISTAS 1928 Typ I und II) liegen, können nicht eingeordnet werden. Man wird also in Zukunft den Pegmatoiden der Koralpe und in den angrenzenden Gebieten erhöhte Aufmerksamkeit widmen müssen. In Bezug auf die Verformung reichen die Müllegg-Quarz-c-Achsen-Konfigurationen an die Bachseppel-Pegmatoid-Handstücke mit ihren schriftgranitischen Verwachsungen bei weitem nicht heran.

Da jedoch das Handstück nicht vorliegt, haben die eben gemachten Angaben über das Diagramm der Abb. 10 den Charakter eines Interpretationsversuches.

Literatur

- ANGEL, F.: Die Gesteine der Steiermark. – Mitt. Nat. Ver. Stmk., **60**, Graz 1924.
 ANGEL, F.: Mineralfazies und Mineralzonen in den Ostalpen. – Jb. Univ. Graz, **1940**, 251–304, Graz 1940.
 AYDIN, A. & PAGE, B. M.: Diverse Pliocene-Quaternary tectonics in a transform environment, San Francisco Bay region, California. – Bull. Geol. Soc. Amer., **95**, 1303–1317, Boulder 1984.

- BECKER, L.: Blatt Köflach 1 : 50.000 (162); Geologische Karte der Republik Österreich. – Wien (Geol. B.-A.) 1979.
- BECK, H., KIESLINGER, A., TELLER, F. & WINKLER, A.: Blatt Unterdrauburg 1 : 75.000; Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. – Wien (Geol. B.-A.) 1929.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die Geologie des Einzugsgebietes der Laßnitz (Weststeiermark). – Mitt. Alp. Geol. Ver. **34/1941**, 1–37, Wien 1942.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., **94**, 127–147, Wien 1949–51.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Rückformung einer Mulde im Gipfelgebiet der Koralpe. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **45/1954**, 113–134, Wien 1954.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Über den geologischen Bau der Koralpe. – Verh. Geol. B.-A., 491–496, Wien 1970.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Tektonische Karte der Steiermark. Erläuterungen zum Atlas der Steiermark. – 43–52, Graz (Akad. Druck-Verl.-Ges.) 1973.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Der geologische Aufbau des Steirischen Anteils der Koralpe. – Ber. Wass. Rahm. Stmk. **31/2**, 8–41, Graz 1975.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Ein neues Vorkommen von Eklogitgabbro in der Koralpe. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1–3, Wien 1977.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die Koralpe. – in R. OBERHAUSER: Der geologische Aufbau Österreichs. – 386–392, Wien – New York (J. Springer), 1980.
- BUCHER, W. H.: The mechanical interpretation of joints. – I. Journ. Geol., **28**, 707–730; Journ. Geol., **29**, 1–29, Chicago 1920/21.
- CHRISTA, E.: Über Regelungserscheinungen im „Schriftgranit“. – Verh. physik. mediz. Gesellsch. Würzburg., Sh. **1928**, 60–65, Würzburg 1928.
- DANA, J. D. & DANA, E. S.: The system of mineralogy. – 334 S., New York – London (Wiley & Sons) 1962.
- DENNIS, J. G.: Structural Geology. – 532 S., New York (Ronald) 1972.
- DRESCHER-KADEN, F. G.: Beitrag zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbedingungen sowie der synanthesischen Reaktionsformen. II. Über die schriftgranitische Kristallisation und ihre Beziehung zur normalen Silikatmetasomatose granitischer Gesteine. – Chemie der Erde, **14**, 157–238, Jena (Fischer) 1942.
- DRESCHER-KADEN, F. G.: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. – Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen, **1**, 259 S., Berlin – Göttingen – Heidelberg (Springer) 1948.
- DRESCHER-KADEN, F. G.: Granitprobleme. – 583 S., Berlin (Akademie) 1969.
- FLICK, H.: Kristallisation des Quarzes in kieselsäurereichen Schmelzen – Möglichkeiten seiner Anwendung als geologisches Thermometer und Barometer, insbesondere für Vulkanite. – Habil.-Schrift, Fakultät der Geowissenschaften, Univ. Heidelberg, 133 S., Heidelberg 1984.
- FLÜGEL, H.: Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes; 1 : 100.000. – Wien (Verl. Geol. B.-A.) 1960.
- FLÜGEL, H., NEUBAUER, F.: Steiermark – Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. – Bundesländer Serie, 127 S., Wien (Verl. Geol. B.-A.) 1984.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. & SCHARBERT, S.: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. – Tsch. Min. petr. Mitt., **23**, 191–203, Wien 1976.
- FRANK, W., FREY, I. & JUNG, G.: Strukturgeologische und geochronologische Neuergebnisse aus Stub- und Koralpe. Die frühalpene Geschichte der Ostalpen. – Jahrb. **1980/2**, 11–18, Leoben 1981.
- FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J.: Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum, Teilprojekt 15/02. – Jber. 1982 Hochschulschwerp. S 15, 262–293, Graz 1983.
- FRANK, W. & MILLER, Ch.: Das Alter der Metamorphose von Metabasiten und Eklogiten in Kor- und Saualpe. – Jber. 1982 Hochschulschwerp. S 15, 229–236, Graz 1983.
- FREY, I. & FRANK, W.: Quarzgefügeanalysen im Plattengneis der Koralpe, Steiermark. – Fortschr. Min. **59**, Beih. 1, 47–48, Stuttgart 1981.
- HERITSCH, F.: Eklogitamphibolite und zugehörige Knetgesteine aus dem steirischen Kristallin. – Zbl. Min. Geol. Petr., **16**, Leipzig 1922.
- HERITSCH, H.: Die Bildungsbedingungen von alpinotypen Eklogitamphibolit und Metagabbro; erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark. – Tsch. Min. Petr. Mitt., **19**, 213–271, Wien 1973.
- HERITSCH, H.: Eine neue Variante des ACF-H₂O-Tetraeders, angewandt auf Eklogitamphibolite, Metagabbros und ihre Begleitgesteine aus dem Kristallin der Koralpe, Steiermark. – Tsch. Min. Petr. Mitt., **21**, 70–84, Wien 1974.
- HERITSCH, H.: Ein weiteres Beispiel für den Übergang von Gabbro in Metagabbro auf kürzestem Raum aus der Koralpe, Steiermark. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 129–134, Wien 1978.
- HERITSCH, H.: Mechanische Beanspruchung von Alkalifeldspat aus dem Plattengneis der Koralpe, Weststeiermark. – Mitt. nat. Ver. Stmk., **114**, 39–45, Graz. 1984.
- HERITSCH, H. & BOSSERT, F.: Chemische Analysen gabbroider und eklogitischer Gesteine und ihrer Mineralien vom Fundpunkt Lenzbauer in Gressenberg bei Schwanberg, Koralpe, Steiermark. – Mitt. Nat. Ver. Stmk., **99/1969**, 5–17, Graz 1970.
- HERITSCH, H. & PAULITSCH, P.: Über einen Schriftgranit von Radegund bei Graz. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **4**, SANDER-Festschrift, 18–27, Wien 1954.
- HERITSCH, H., PAULITSCH, P. & HÖLLER, H.: Über Schriftgranitquarze. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **8**, 152–165, Wien 1963.
- HERITSCH, H. & ROLAND, W.: Chemische Analysen eklogitischer Gesteine und ihrer Mineralien vom Fundpunkt Hohl bei Wies, Koralpe, Steiermark. – Mitt. Nat. Ver. Stmk., **99**, 18–29, Graz 1970.
- HERRMANN, A., PAULITSCH, P. & ROCH, C.: Steirisches Gefüge (Österreich). – Mitt. Abt. Min. Joann., H. **47**, 163–170, Graz 1979.
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A. & MOIN, B.: Geochemical Characteristics of the Metamorphic Rocks of the Pohorje Mountains. – Razpr. Geol. Poro., Bd. **20**, 107–140, Ljubljana 1977.
- HIESSLEITNER, G.: Das Wieser Revier. – Berg- u. Hütt. Jb., **74**, 65–103, Leoben 1926.
- HOENES, D.: Mikroskopische Grundlagen der technischen Gesteinskunde. III. Das Gefüge der Gesteine. – In: H. FREUND, Handbuch der Mikroskopie in der Technik. **IV/1**, 796 S., Frankfurt am Main (Umschau) 1955.
- HOENES, D., mit Ergänzungen von AMSTUTZ, G. C.: Mikroskopische Grundlagen der technischen Gesteinskunde. In: H. FREUND, Handbuch der Mikroskopie in der Technik. **IV/1**. – 516 S., Frankfurt am Main (Umschau) 1974.
- HOMANN, O.: Das kristalline Gebirge im Raume Pack – Ligist. – Mitt. Mus. Joan. Abt. Min., 21–62, Graz 1962.
- JAEGER, E. & METZ, K.: Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein – Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **51**, 411–414, Zürich 1971.
- JUNG, G.: Geologische und geochronologische Untersuchungen des Metamorphoseablaufes in Glein-, Stub- und Koralpe. – Diss. Form.-nat. Fak. Univ. Wien, 180 S., Wien 1982.
- KIESLINGER, A.: Geologie und Petrographie der Koralpe. – Sb. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. 1, **137/38**, Wien 1928.
- KIRCHMAYER, M.: Das Symmetrie-Konzept von CURIE 1884 in der Makrogefügekunde. – Neues Jb. Geol. Paläont., Abh., **122**, 343–350, Stuttgart 1965.
- KIRCHMAYER, M.: Die c-Achsen-Durchstoßpunkte des Schriftgranitquarzes in der stereographischen Projektion. – Mitt. Österr. Min. Gesellsch., **129**, 9–12, Wien 1983.

- KIRCHMAYER, M.: Über das P. CURIESche Symmetrie-Konzept und die Schriftgranit-Quarze. – Mitt. Miner. Abt. Joanneum, **52**, 11–17, Graz 1984.
- KLEINSCHMIDT, G.: Geologisch-petrographischer Aufbau des Koralpenkristallins südlich von Soboth (Steiermark – Kärnten; Raum Hühnerkogel – Laaken). – Car. II, **86**, 57–91, Klagenfurt 1976.
- KLEINSCHMIDT, G. & FLÖTTMANN, T.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Nordostteil des Blattes 205 St. Paul im Lavanttal. – Jb. Geol. B.-A., **127/2**, Wien 1984.
- MÖHR, O.: Über die Darstellung des Spannungszustandes und des Deformationszustandes eines Körperelementes und über die Anwendung derselben in der Festigkeitslehre. – Der Civilingenieur, **28**, Neue Folge, 113–156, Leipzig (Felix) 1882.
- MOHR, O.: Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Bruch des Materials? – Zeitschrift VDI, **45**, I, 1524–1530; **46**, II, 1527–1572, Berlin 1900.
- MORAU, W.: Die permische Differentiation und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenbestimmungen. – Tscherms. Min. Petr. Mitt. Bd. **27**, 169–185, Wien 1980.
- MORAU, W.: Rb-Sr- und K-Ar-Evidenz für eine intensive alpidische Beeinflussung der Paragesteine in Kor- und Saualpe, SE-Ostalpen, Österreich. – Tscherms. Min. Petr. Mitt. Bd. **29**, 255–281, Wien 1982.
- NĚMEC, D.: Ein Pegmatit mit Li-Mineralisierung bei Radonin in Westmähren (CSSR). – Chemie der Erde, **41**, 241–253, Jena 1982.
- ORVILLE, P. M.: Petrology of several pegmatites in the Keystone district Black Hills, South Dakota. – Bull. Geol. Soc. Amer., **71**, 1467–1489, New York 1960.
- POSTL, W.: Petrologische Untersuchungen an gabbroiden und eklogitischen Gesteinen von der Koralpe – Fundpunkte Rosenkogel, Höller und Stingl, Steiermark. – Mitt. Joan. Abt. Min., **44**, 14–34, Graz 1976.
- SANDER, B.: Gefügekunde der Gesteine. – 352 S., Wien (Springer) 1930.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. II. Die Korngefüge. – 409 S., Wien (Springer) 1950.
- SCHARITZER, R.: Über die chemische Constitution der verschiedenfarbigen Glimmer des Pegmatites von Schüttenhofen. – GROTHS Zeitschr. Kristallogr., **13**, 449–473, Leipzig 1888.
- SCHEUMANN, K.: Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine. – Tscherms. Min. Petr. Mitt. NF Bd. **48**, 297–302, Leipzig 1936.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Die Erzlagerstätten der Erde. II. Die Pegmatite. – 720 S., Stuttgart (Fischer) 1961.
- SIMPSON, D. R.: Graphic Granite from the Ramona Pegmatite District California. – Amer. Miner. **47**, 1123–1138, Menasha 1962.
- TEICH, Th.: Die Genese des Augengneiszuges in der Gleinalpe – Stubalpe, Steiermark. – Mitt. Nat. Ver. Stmk. Bd. **108**, 55–69, Graz 1978.
- TEICH, Th.: Die Genese des Augengneiszuges in der zentralen und südlichen Stubalpe mit einer Zusammenfassung über den Augengneiszug der Hochalpe – Gleinalpe – Stubalpe, Steiermark – Kärnten. – Mitt. nat. Ver. Stmk. Bd. **109**, 39–54, Graz 1979.
- TURNER, A. & VAN HUSEN, D.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 160 Neumarkt in Steiermark. – Wien (Verl. Geol. B.-A.) 1979.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- UEBEL, R.: Petrogenese der Schriftgranite. – Fortschr. Miner., **61**, Beih. 1, 210–212, Stuttgart 1983.
- UEBEL, R.: Schriftgranite, ihre Problematik und Petrogenese. – Unveröff. Diss., Techn. Univ. Berlin, 198 S., Berlin 1984.
- VETTERS, H.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 500.000 und der Nachbargebiete. – Wien (Verl. Geol. B.-A.) 1928/33.
- WAHLSTROM, E. E.: Graphic Granite. – Amer. Miner., **24/11**, 681–699, Menasha 1939.
- WEISSENBACH, N.: Kristallisation, Deformation und Polymetamorphose im Saualpenkristallin. – in: PILGER, A.: Geologie der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh. Sdbd. **1**, 131–142, Clausthal – Zellerfeld 1975.
- WEISSENBACH, N.: Gesteinsinhalt und Seriengliederung des Hochkristallins in der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh. Sdbd. **1**, 61–114, Clausthal – Zellerfeld 1975.
- WINKLER, A.: Die Verbreitung der eklogitischen Gesteine von Gressenberg bei Schwanberg, Steiermark. – Mitt. nat. Ver. Stmk. Bd. **96**, 112–120, Graz 1966.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Das kohleführende Miozänbecken in Südsteiermark. – Montan. Rdsch., **5**, Wien 1926.
- ZOLTAI, T. & STOUT, J. H.: Mineralogy, Concepts and Principles. – 505 S., Minneapolis (Burgess) 1984.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 15. Februar 1985.

The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps (Austria/Italy), Evidence from Apatite Fission Track Ages

By GÜNTER GRUNDMANN & GIULIO MORTEANI*

With 13 figures and 2 tables

*Ostalpen
Austroalpin
Penninikum
Tauernfenster
Tauernkristallisation
Radiometrische Altersbestimmungen
Apatit-Spaltspurenalter
Urangehalt
Hebungsraten
Abkühlungsgeschichte*

Zusammenfassung

Die nach dem Abklingen der alpidischen Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation) fortschreitende Hebung und Abkühlung des Tauernfensters und seines austroalpinen Rahmens (zentrale Ostalpen) wurde mit Spaltspurenaltersdatierungen an Apatiten untersucht. Die Apatit-Konzentrate wurden aus Gneisen und Metabasiten separiert. Die Apatit-Spaltspurenalter des Tauernfensters liegen zwischen $5,1 \pm 0,5$ und $10,5 \pm 1,1$ Ma ($\pm 2s$), die seines nördlichen und südlichen austroalpinen Rahmens zwischen $7,0 \pm 0,8$ und 42 ± 8 Ma ($\pm 2s$). Eine Probe aus dem südalpinen „granito di Bressanone“ (Brixener Granit, 840 m ü. NN) südlich der Insubrischen Linie hat ein Alter von $16,6 \pm 2,2$ Ma ($\pm 2s$).

Über angenähert vertikale Probenprofile wurden für ausgewählte Gebiete die folgenden Hebungsraten bestimmt: Granatspitz 0,4 mm/a, Großvenediger 0,4 mm/a, Olperer – Zillertaler Alpen 0,5 mm/a; diese Werte gelten für den Zeitraum zwischen 10 und 5 Ma. Die Hebungsraten des zentralen Tauernfensters war etwas langsamer als die des westlichen. Dieser Unterschied ist auch aus den entsprechenden K/Ar- und Rb/Sr-Glimmerabkühlungsaltern erkennbar.

Als Anomalie in der sonst relativ homogenen Spaltspurenaltersverteilung innerhalb des Tauernfensters treten im Granatspitz gehäuft sehr niedrige Alter auf, obwohl die Hebungsraten hier etwa den gleichen Betrag wie die der Umgebung hatte. Als Erklärung stehen vorerst folgende zwei Modelle zur Diskussion:

1. Es erfolgte im Zeitraum zwischen 5 Ma und jetzt eine isoliert blockartige, schnellere Hebung des Granatspitzmassivs gegenüber, seiner Umgebung.
2. Der Geothermische Gradient im Granatspitzmassiv war signifikant höher als in den umgebenden Metabasiten. Die zu vermutende höhere Wärmeproduktion in den Granitgneisen kann durch deren relativ höhere U-, Th- und K-Gehalte verursacht worden sein.

Apatit-Spaltspurenalter von $22,9 \pm 3,8$ Ma bis 42 ± 8 Ma ($\pm 2s$) aus der austroalpinen Grauwackenzone sind wahrscheinlich nicht Abkühlungsalter der mittelalpinen Tauernkristallisation (Temperaturmaximum zwischen 50 und 35 Ma) sondern eher als Mischalter bzw. Abkühlungsalter des „Eoalpinen“ Ereignisses (Temperaturmaximum zwischen 90 und 80 Ma) zu interpretieren.

Die kontinuierliche Zunahme sowohl der Apatit-Spaltspurenalter als auch der Glimmer-Abkühlungsalter entlang eines West-Ost Profils innerhalb des Tauernfensters spricht gegen die Existenz eines unabhängigen dritten, sog. „Neoalpinen“ Metamorphoseereignisses in Form eines Wärmedoms vor etwa 20 Ma.

Summary

The uplift and cooling of the Penninic Tauern Window and of its Austroalpine frame (central Eastern Alps) has continued from the end of the Alpine regional metamorphism until the present day. This postmetamorphic uplift and cooling history was studied by the fission track dating method applied to apatites which were separated from the metamorphic crystalline rocks.

The apatite fission track ages from the Tauern Window and its northern and southern Austroalpine frame (Eastern Alps) range from 5.1 ± 0.5 to 42 ± 8 Ma ($\pm 2s$); the elevations of the sampling points range from 500 to 3500 m above sealevel. One sample of the Southern Alps, the „granito di Bressanone“ (Brixen Granite, 840 m above sea level) south of the Periadriatic Lineament (Insubric Line), gives an age of 16.6 ± 2.2 Ma ($\pm 2s$).

Sample groups along subvertical profiles from selected areas give the following uplift rates: The Granatspitz area 0.4 mm/a, the Venediger massif 0.4 mm/a, the Zillertaler Alps 0.5 mm/a; these uplift rates are valid for the time span between 10 Ma and 5 Ma before the present. The uplift rate of the central Tauern Window was somewhat slower than that in the western part of the window. These different uplift rates are a long lasting phenomenon; indeed, they can also be deduced from the K/Ar- and Rb/Sr-biotite cooling ages found in the literature. The youngest apatite fission track ages are found in the Granatspitz area. These ages are anomalous with respect to the rather homogeneous cooling pattern found in the wider surroundings, particularly as the early uplift rate of the Granatspitz area is similar to that of the surroundings. Two explanations are possible to account for the young ages of the Granatspitz area:

1. During the time span between 5 Ma and today the uplift of the Granatspitz occurred at a higher rate than the surroundings.
2. The geothermal gradient in the Granatspitz gneiss body was significantly higher than in the surrounding metabasites due to a higher heat production caused by higher U, Th and K contents in the granitic gneisses than in the metabasites.

*) Authors' addresses: Dr. GÜNTER GRUNDMANN, Prof. Dr.-Ing. GIULIO MORTEANI, Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching, BRD.

Fission track ages of about 22.9 ± 3.8 and 42 ± 8 Ma ($\pm 2s$) found in the Austroalpine Grauwackenzone can be considered as cooling ages of the Eoalpine event (temperature maximum between 80 and 90 Ma) rather than those of the regional middle Alpine metamorphism (= "Tauernkristallisation", temperature maximum between 35 and 50 Ma).

Evidence from the continuous change of apatite fission track ages and mica cooling ages along an EW profile within the Tauern Window argues against the existence of an independent third Alpine metamorphic event at around 20 Ma.

1. Introduction and problem

The main intention of this paper is to analyse the young uplift and thermal history of the Penninic rocks of the Tauern Window, based on a study of fission track ages from apatites. The investigated area is shown in Fig.1 on a geological sketch map of the Eastern Alps. The fission track ages of apatites from a low to medium grade regional metamorphic terrain like the Penninic unit in the Eastern Alps are cooling ages (WAGNER, 1968; WAGNER & REIMER, 1972). They give the time elapsed since the rocks were uplifted through a certain isotherm corresponding to the closure temperature of the fission tracks in apatite. The closure temperature is dependent on the cooling rate (NAESER & FAUL, 1969; DODSON, 1979). The slow cooling model (B) according to WAGNER (1979) is typical for regional metamorphic terrains like the Penninic Tauern Window in the Eastern Alps.

In the Central Alps an increase of apatite fission track ages with increasing topographic elevation was observed from which uplift rates between 0.2 and 1.1 mm/a were calculated (WAGNER & REIMER, 1972; WAGNER et al., 1977).

Using the mean geothermal gradient of $30^\circ\text{C}/\text{km}$ suggested by SASSI et al. (1974) for the Eastern Alps and by WAGNER et al. (1977) for the Central Alps and using uplift rates from 0.3 to 0.8 mm/a as calculated for the Tauern area by CLARK (1979) on the basis of heat flow data from the Tauern tunnel (Eastern Tauern Window), the closure temperature of fission tracks in apatite for the study area is about 100°C . This corresponds according to DODSON (1979), to a cooling rate between $10^\circ\text{C}/\text{Ma}$ and $30^\circ\text{C}/\text{Ma}$.

The closure temperature of Rb/Sr and K/Ar in biotite is about $300^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$ (PURDY & JÄGER, 1976; JÄGER, 1979). This closure temperature is obviously closer to the peak temperature of the last metamorphic event than that of the fission tracks in apatite. Therefore, a combination of the apatite fission track ages with the Rb/Sr- and K/Ar-ages of biotite and white mica extends the information on the cooling history to times closer to the metamorphic peak.

The cooling history of a geological unit is influenced by the heat history of a geological unit itself and by the heat flow from below. Most of the heat produced in the rocks is produced by the decay of natural unstable isotopes of K, U and Th. No data exist on the heat production in the study area.

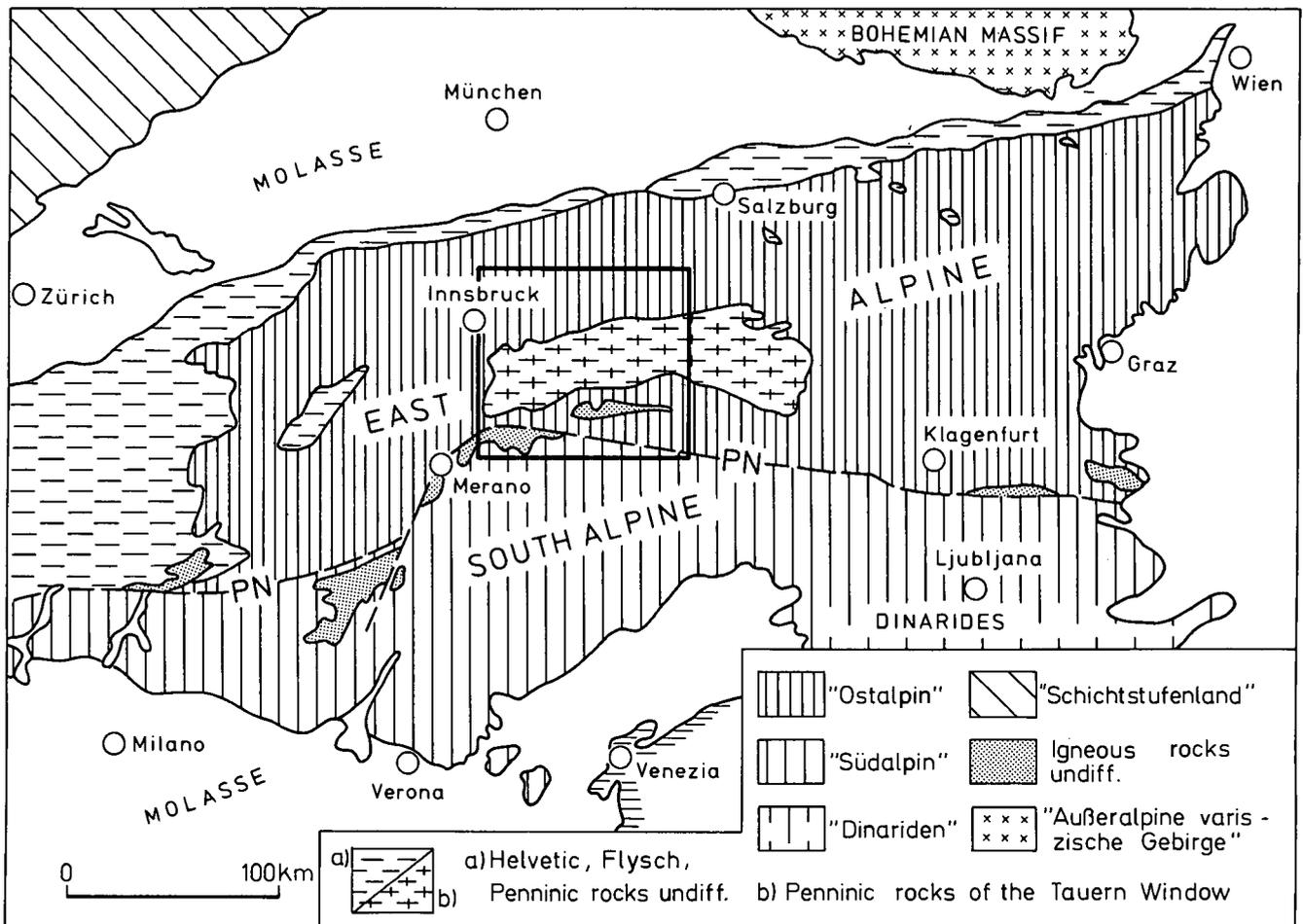


Fig. 1: Geological sketch map of the Eastern Alps. The investigated area is within the frame.

Most of the radiometric ages in the Penninic rocks of the Tauern Window and the Austroalpine units are Rb/Sr or K/Ar ages on biotite and white mica (BESANG et al., 1968; JÄGER et al., 1969; RAITH et al., 1978; SATIR, 1975; BORSI et al., 1973, 1978; DEL MORO, 1982; HAMMERSCHMIDT, 1981; SATIR & MORTEANI, 1979, 1982; CLIFF, 1977).

The most important thermal event in the Penninic rocks of the Tauern Window and in the rocks of the Austroalpine unit near the border of the Tauern Window was the regional middle Alpine metamorphism (the so-called "Tauernkristallisation" of SANDER, 1911, 1921). In the Austroalpine series more distant from the border of the Tauern Window the last regional metamorphic event was early Alpine or Hercynian (see below). KREUZER et al. (1978) discussed the following division of the Alpine metamorphic events: Eo-Alpine event (120–80 Ma), Meso-alpine event (50–30 Ma), Neo-Alpine event (20 Ma). Several authors suggest for the Penninic rocks the existence of a low grade metamorphism younger than the middle Alpine Tauernkristallisation (BORSI et al., 1973; SASSI et al., 1974, 1980; RAITH et al., 1978). According to RAITH et al. (1978), the "early alpidic phase" of high pressure/low temperature conditions ranges from 70–50 Ma; the middle Alpine Tauernkristallisation, a Barrovian metamorphism, is called "main Alpidic event" and probably took place in the time-span between 50 and 30 Ma; the younger event is called "latest post-kinematic crystallization representing the last climax of the alpidic metamorphism" and took place at around 20 Ma. BORSI et al. (1973) and SASSI et al. (1974, 1980) also suggest the existence of a low grade metamorphism younger than the Tauernkristallisation, a "third Alpine metamorphic event" at around 20 Ma.

The thermal conditions and areal distribution of the metamorphic grade of the middle Alpine Tauernkristallisation in the Penninic rocks are known from e.g. the studies of HOERNES (1973), HOERNES & FRIEDRICHSEN (1974), RAASE & MORTEANI (1976), HÖCK & HOSCHEK (1980), SATIR & FRIEDRICHSEN (1983) and SELVERSTONE et al. (1984). In Fig. 2 the isotherms and isograds of the middle Alpine Tauernkristallisation in the Tauern Window are given according to MORTEANI & RAASE (1974), HOERNES & FRIEDRICHSEN (1974), RAASE & MORTEANI (1976) and HÖCK (1980). They are roughly parallel to the border of the Tauern Window.

The metamorphism in the Austroalpine units north and south of the Tauern Window has been studied by e.g. SCHRAMM (1978, 1980), ACKERMAND & MORTEANI (1977), BORSI et al. (1973, 1980), HOSCHECK (1980), CONTINI & SASSI (1980) and HAMMERSCHMIDT (1981).

Radiometric age determinations on the polymetamorphic Austroalpine rocks north of the Tauern Window and from the Mesozoic sediments which cover them also suggest a Mid-Cretaceous Eoalpine metamorphic event in these units before 90 Ma (HAWKESWORTH et al., 1975; SATIR & MORTEANI, 1979; FAUPL et al., 1980; BERAN et al., 1981; SCHARBERT, 1981; THÖNI, 1983; KRÄLIK, 1983; FRANK, 1983).

In the Austroalpine unit south of the western and central Tauern Window K/Ar and Rb/Sr cooling ages are given by BORSI et al. (1978), HOSCHECK et al. (1980), SATIR (1975) and HAMMERSCHMIDT (1981). Mica cooling ages from the Austroalpine unit north of the Tauern Window are published by SATIR & MORTEANI (1979).

2. Sampling and Analytical Techniques

The sampled area covers the western and central Tauern Window as well as its northern and southern Austroalpine frame i. e. the Grauwackenzone, the Innsbrucker Quarzphyllit in Austria and the Merano-Mules-Anterselva zone in Italy, this latter zone being a part of the larger Austroalpine "Altkristallin" unit. South of the Periadriatic Lineament (Insubric Line) two samples have been taken from the Brixen Granite (Granito di Bressanone). As shown in Fig. 2 the whole area is limited roughly by the towns of Innsbruck, Kitzbühel, Lienz (all in Austria) and Brixen/Bressanone (Italy). The area covered is about 10,000 square km. Fig. 3 shows the sampling localities and the sample numbers on a simplified geological sketch map.

For this investigation a total of 105 rock samples were collected; from this batch 43 samples turned out to be unsuitable, being too poor in apatite or containing apatites with very low uranium content (<1 ppm U). The sample weight in all cases varied between 3 and 5 kg.

10 samples from the Austroalpine unit north of the Tauern Window, 34 from the Penninic rocks inside the Tauern Window and 18 from the Austroalpine unit south of the Tauern Window could be used for dating. The apatite concentrates were obtained primarily from granitic augengneisses and also from tonalitic gneisses, biotite-plagioclase-gneisses and metabasic rocks. A list of the studied samples including petrographic descriptions and details of the sampling localities is available from the authors on request. The elevations of the sampling localities are between 500 and 3450 m above sea level.

The apatite crystals for the fission track dating were separated from the crushed and ground rock samples using heavy liquids (tetrabromethane) and magnetic separators. The apatite concentrate obtained by these methods was purified by hand picking under the stereo microscope. For dating it was necessary to separate from each rock sample some hundred up to several thousand apatite grains. The pure apatite concentrate was divided in two halves; one half was then heated in air in an electric furnace for 24 h. at 550°C. Later the annealed and the untreated halves of the apatite samples were embedded separately in epoxy pills. The annealed samples were irradiated in the thermal column of the reactor BER II at the Hahn-Meitner-Institut für Kernforschung in Berlin-West. The reactor has a power of 5 megawatt; the neutron flux density inside the thermal column is around 1×10^{10} (neutrons) \times sec⁻¹ \times cm⁻². The ratio of epithermal to total thermal neutrons was less than 1 : 100. The neutron dose was monitored by Al wires containing 1.000 %, 0.123 % and 0.501 % Co as a monitor. The determination of the activity of the Co monitor after irradiation was made by a multichannel analyser. For the determination of the neutron dose the sum coincidence method of SCHLEY was used. The reliability of the neutron dose determination was checked by comparison with results obtained by WAGNER (Max Planck Institut, Heidelberg; personal communication) on moldavite standards. The irradiated and the untreated samples were etched together in 5 % HNO₃ (corresponding to 140 ml 65 % HNO₃ mixed with 1680 ml H₂O dest.) for 45 sec. at a temperature of 21°C. Counting of the fission tracks was done by microscope (objective: oil immersion 100 \times ; oculars 8 \times)

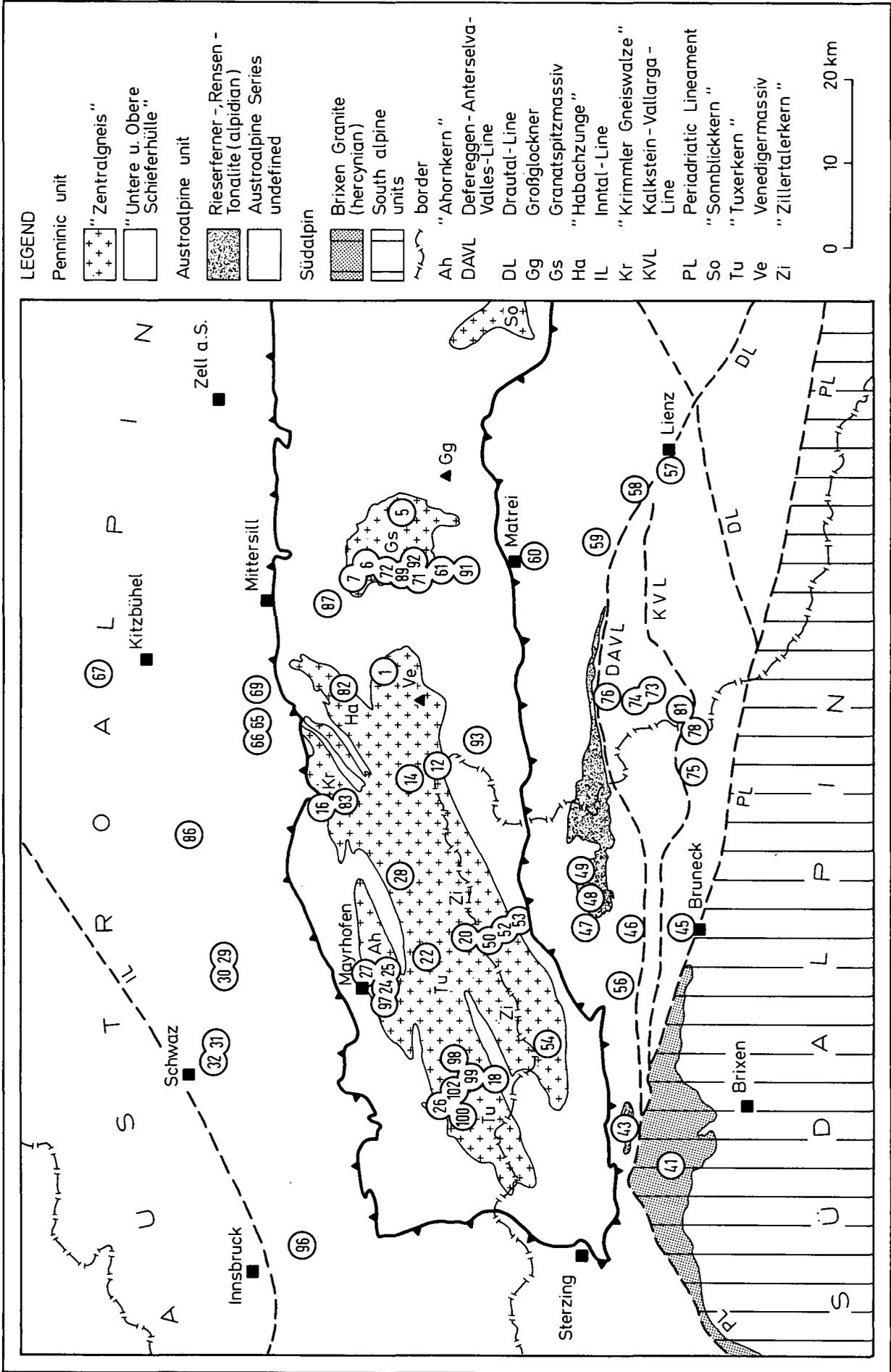


Fig. 3: Sampling localities and sampling numbers presented in a simplified geological sketch map.

using two different counting nets of 10,000 square microns and 1,000 square microns respectively.

3. Results

The analytical data of the fission track dating are given in Tab. 1. The layout of this table is according to the suggestion of NAESER et al. (1979). The fission track ages of the apatites were calculated according to the formula (1):

$$T = \frac{ps}{pi} \cdot \frac{l \cdot \sigma \cdot D}{\lambda_1} = \frac{ps}{pi} \cdot D \cdot \text{const.} \quad (1)$$

The symbols mean:

ps = number of spontaneous fission tracks per cm²

pi = number of induced fission tracks per cm²

l = ratio of the isotopes ²³⁵U/²³⁸U = 7.2527 · 10⁻³

σ = neutron capture cross section = 580.2 barn

D = number of thermal neutrons per cm²

λ₁ = decay constant = 8.46 · 10⁻¹⁷ · a⁻¹

T = fission track age, i. e. the time span between the cooling of the apatite below 100°C, given in millions of years.

For the calculations the decay constant

$$\lambda_1 = 8.46 \cdot 10^{-17} \cdot a^{-1}$$

(GALLIKER et al., 1970) was used. The errors are given in Tab. 1 according to the suggestion of NAESER et al. (1979).

The regional distribution of the measured fission track ages is given in Fig. 4. The youngest ages appear along the central axis of the Tauern Window. The oldest ages are found in the areas of the Austroalpine domain farthest from the border of the Penninic Tauern Window. A rather old age is also shown by the sample from the Brixen Granite (sample No. 41) in the Southern Alps south of the Insubric Line.

The fission track ages of samples originating from a more or less vertical profile can be used for a direct determination of the uplift rate. This uplift rate is only valid for the time span covered by the fission track ages used. In Fig. 5 the elevation of the sampling points (meters above sea level) is plotted against the corresponding fission track ages. The heavy lines are the least squares linear regression lines calculated for selected areas. The slope of the regression lines gives the uplift rate in meters per million years. The numbers near the lines give the resulting uplift rates in millimeters per year.

The areas of the Granatspitz, Krimmler Achental and of the Habachtal show similar uplift rates of 0.4 mm/a. The area between the Schlegeistal and the Stilluptal shows a rate of 0.5 mm/a.

Outside the Tauern window, in the areas of Campo Tures, the Arntal and the Kellerjoch only a few samples are available for the construction of the regression lines. Because of the relatively small differences in elevation covered by the sampling and the rather large scatter of the data points along the regression lines the calculated uplift rates of these areas should be interpreted with care; they are: Campo Tures 0.5 mm/a, Arntal 0.25 mm/a, Kellerjoch 0.2 mm/a.

At present no information exists on the depth of the recent 100°C isotherm in the studied area. The heavy regression lines, as given for the different areas in Fig. 5, can be linearly extrapolated to the time zero (dashed lines) i. e. to the present time. The intercept of the extrapolated lines with the y-axis defines the level

of the present 100°C isotherm provided that the closure temperature of the fission tracks in apatite is around 100°C. It must be pointed out, however, that the linear extrapolation is only valid if the uplift rate remained the same for all different areas starting from the oldest fission track ages determined up to the present. For the areas of the Krimmler Achental, the Habachtal and the Stilluptal a depth of about 2000 m below sea level is defined by the regression lines, whereas for the areas of the Arntal, the Kellerjoch and the Granatspitz the 100°C isotherm is at a depth of only about 1000 m below sea level. A linear extrapolation of the data from Campo Tures and Steinkogel gives a depth of much more than 2000m below sea level for the 100°C isotherm.

As mentioned above, the fission track ages increase with increasing elevation of the sampling points. For a discussion of the regional uplift pattern one has to refer therefore to a common elevation. In agreement with the suggestion of WAGNER et al. (1977) a reference elevation of 1000 m above sea level was chosen. The intersection of the regression line (showing the uplift rate) with the line at 1000 m above sea level gives the time at which sample groups of identical uplift rate passed through the 100°C isotherm (Fig. 5) provided that the 100°C isotherm was horizontal over the entire study area.

In Fig. 6 the areal distribution of the fission track ages after reduction to the 1000 m reference elevation is given. The sample groups are the same as those used for the determination of the direct uplift rates (see above). The time intervals are: 0–5, 5–6.5, 6.5–8, 8–11 and older than 11 Ma. This figure shows that the youngest ages are found along the central axis of the E–W-trending Penninic Tauern Window. Starting from this axis to the north and to the south increasingly older ages appear.

Clear age differences between the areas north and south of the important tectonic lines south of the Tauern window (e. g. the DAV- and the Periadriatic lines) have been observed from Rb/Sr and K/Ar mica ages by BORSI et al. (1978). By contrast no general age discontinuities can be demonstrated from the fission track ages across the DAV- and the KV-lines. This may be due to

- a) small number of samples and/or
- b) rather small age differences along the tectonic lines or
- c) the fact that vertical movements along the tectonic lines are older than the fission track ages but younger than the Rb/Sr and the K/Ar mica ages.

Large age differences are shown only by the samples 57 and 58 (near Lienz) as well as by the samples 41 and 43 (between Brixen and Sterzing). In Fig. 7 the uranium contents of the apatites are shown as calculated from the induced fission tracks according to the formula (2):

$$U = \frac{p}{D \cdot F} \quad (2)$$

The symbols mean:

U = Uranium content in ppm

p = number of induced fission tracks per cm²

D = number of thermal neutrons per cm²

F = factor – valid for fission tracks in apatite etched 45 sec. in 5 % HNO

Table 1: Fission track data table.

(1)	(2)	(3)		(4)		(5)		(6)		(7)		(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)
Sample code	elevation above sea level	P_s		P_s		P_i		P_i		P_s/P_i	Neutron dose	Error of neutron dose	Factor 2s	Age	Error of age	Number of grains or fields	field size	Apatite			
	[m]	[$\times 10^5$ tracks/cm ²]	[tracks]	[%]	[%]	[$\times 10^5$ tracks/cm ²]	[tracks]	[%]	[%]		[$\times 10^{15}$ neutrons/cm ²]	[%]		[Ma]	[Ma]		[mm ²]	[ppm]			
1	SP 79.1	1920	0.33	100	12.35	10.00	1.06	317	9.27	5.62	0.315	6.045	2.0	0.2328	9.5	2.2	300/300	0.001	6.4		
2	SP 79.5	2300	1.05	525	6.09	4.36	7.93	3964	4.04	1.58	0.132	11.25	3.0	0.1106	7.4	0.8	500/500	0.001	26		
3	SP 79.6	1700	1.08	425	4.88	4.85	7.68	3070	2.75	1.81	0.139	8.75	3.0	0.1196	6.0	0.7	400/400	0.001	32		
4	SP 79.7	1450	1.32	661	5.51	5.20	14.47	7234	2.44	1.47	0.091	11.26	3.0	0.1010	5.1	0.5	500/500	0.001	47		
5	SP 79.12	1890	0.36	108	9.60	9.62	1.35	405	7.24	4.97	0.267	6.840	3.0	0.2248	9.1	2.0	300/300	0.001	7.2		
6	SP 79.14	1650	0.58	175	8.35	7.56	2.29	688	5.65	3.81	0.254	6.672	3.0	0.1796	8.5	1.5	300/300	0.001	13		
7	SP 79.16	1170	0.54	162	8.17	7.86	1.65	495	6.80	4.49	0.327	6.379	3.0	0.1810	10.4	2.0	300/300	0.001	9.4		
8	SP 79.18	1790	0.59	176	8.10	4.42	2.34	701	5.18	3.80	0.251	5.948	3.0	0.1790	7.5	1.1	300/300	0.001	14		
9	SP 79.20	1840	0.88	264	7.25	6.15	3.40	1019	4.50	3.13	0.259	5.658	1.9	0.1433	7.3	1.2	300/300	0.001	22		
10	SP 79.22	1300	0.60	181	8.17	7.43	4.74	1423	5.24	2.60	0.127	10.76	3.0	0.1689	6.7	1.1	300/300	0.001	16		
11	SP 79.24	1000	0.83	250	6.51	6.30	7.34	2203	3.62	2.13	0.113	10.82	3.0	0.1463	6.1	0.9	300/300	0.001	25		
12	SP 79.25	2070	1.26	377	6.87	5.14	7.43	2230	5.18	2.12	0.169	9.588	3.0	0.1265	8.1	1.0	300/300	0.001	28		
13	SP 79.26	2630	0.91	273	6.44	5.95	2.88	863	4.41	3.40	0.316	5.658	3.0	0.1435	9.2	1.3	300/300	0.001	19		
14	SP 79.27	750	1.08	325	5.35	5.55	2.51	752	5.77	3.65	0.432	4.127	3.0	0.1387	8.9	1.2	300/300	0.001	22		
15	SP 79.28	1600	0.50	149	7.75	8.19	1.83	548	5.94	4.27	0.272	5.620	1.7	0.1879	7.6	1.4	300/300	0.001	12		
16	SP 79.29	510	1.02	406	7.44	4.97	2.02	806	5.27	3.52	0.504	3.808	2.3	0.1301	9.6	1.2	400/400	0.001	19		
17	SP 79.30	530	0.86	259	6.82	6.21	1.82	546	5.77	4.28	0.474	3.859	2.3	0.1578	9.1	1.4	300/300	0.001	17		
18	SP 79.31	2030	4.70	1411	5.15	2.66	5.19	1558	5.42	2.53	0.906	3.895	2.2	0.0857	17.6	1.5	300/300	0.001	49		
19	SP 79.32	1330	1.08	430	12.11	4.82	2.40	959	11.14	3.23	0.448	6.491	3.7	0.1377	14.5	2.0	400/400	0.001	14		
20	SP 79.41	840	0.75	376	4.86	5.14	2.43	1213	3.70	2.86	0.310	10.72	3.0	0.1324	16.6	2.2	500/500	0.001	8.3		
21	SP 79.43	1450	0.25	74	11.62	11.62	0.62	187	7.28	7.31	0.396	3.937	2.5	0.2792	7.8	2.2	300/300	0.001	5.7		
22	SP 79.45	880	0.61	245	7.60	6.38	1.30	521	5.34	4.40	0.470	3.899	2.1	0.1600	9.2	1.5	400/400	0.001	12		
23	SP 79.46	950	0.73	219	9.52	6.76	1.50	450	7.76	4.71	0.487	3.491	2.4	0.1716	8.5	1.5	300/300	0.001	16		
24	SP 79.47	910	0.65	261	6.52	6.19	3.84	1536	4.15	2.55	0.170	10.21	3.0	0.1467	8.6	1.3	400/400	0.001	14		
25	SP 79.48	1150	0.64	257	6.27	6.24	1.35	541	4.40	4.30	0.475	3.727	2.7	0.1609	8.8	1.4	400/400	0.001	13		
26	SP 79.49	1550	0.53	213	7.31	7.93	2.78	1111	3.54	3.47	0.192	10.12	3.0	0.1612	9.7	1.6	400/400	0.001	10		
27	SP 79.50	2500	0.65	327	5.76	5.53	2.93	1466	3.79	2.61	0.223	8.10	3.0	0.1362	9.0	1.2	500/500	0.001	13		
28	SP 79.52	1440	0.43	130	8.64	8.77	1.08	323	6.93	5.56	0.402	3.623	2.3	0.2128	7.3	1.6	300/300	0.001	11		
29	SP 79.53	1050	0.51	204	7.44	7.00	2.00	801	5.04	3.53	0.255	6.457	3.3	0.1702	8.2	1.4	400/400	0.001	11		
30	SP 79.54	2000	0.45	135	9.03	8.61	1.95	586	5.47	4.13	0.230	6.503	4.2	0.2086	7.5	1.6	300/300	0.001	11		
31	SP 79.56	1200	0.89	266	7.03	6.13	2.95	885	4.96	3.36	0.301	6.057	2.0	0.1455	9.1	1.3	300/300	0.001	18		
32	SP 79.57	700	1.21	484	6.20	4.55	2.11	844	5.33	3.44	0.573	3.809	2.7	0.1262	10.9	1.4	400/400	0.001	20		
33	SP 79.58	950	0.44	175	7.51	7.56	0.78	311	6.72	5.67	0.563	3.36	2.2	0.1940	9.4	1.8	400/400	0.001	8.5		
34	SP 79.59	850	0.32	127	8.22	8.87	0.57	226	6.45	6.65	0.562	3.499	2.2	0.2261	9.8	2.2	400/400	0.001	5.9		
35	SP 79.60	920	0.09	568	4.40	4.20	0.51	3030	2.47	1.82	0.187	7.272	3.0	0.1094	7.0	0.8	600/600	0.01	2.6		
36	SP 79.61	1500	2.77	1108	3.54	3.00	20.87	8348	2.81	1.09	0.133	10.33	3.0	0.0877	6.8	0.6	400/400	0.001	74		
37	SP 80.65	2000	2.26	678	6.51	3.84	5.16	1547	6.06	2.54	0.438	6.153	1.8	0.0989	13.4	1.3	300/300	0.001	31		
38	SP 80.66	2000	3.18	955	6.10	3.23	6.67	2001	5.55	2.22	0.477	6.069	2.0	0.0882	14.4	1.3	300/300	0.001	40		
39	SP 80.67	800	0.49	244	6.59	6.37	0.37	184	7.31	7.37	1.326	6.414	3.0	0.2043	42	8	500/500	0.001	2.1		
40	SP 80.69	1600	0.10	292	8.80	5.85	0.22	667	9.60	3.87	0.438	5.994	3.0	0.1526	13.1	2.0	300/300	0.01	1.3		
41	SP 81.71	1560	1.10	441	4.74	4.39	4.10	1622	3.02	2.48	0.272	3.837	2.3	0.1168	6.1	0.7	400/400	0.001	39		
42	SP 81.72	1570	1.07	426	5.08	4.81	3.68	1473	3.32	2.61	0.294	3.926	2.1	0.1172	5.7	0.7	400/400	0.001	34		
43	SP 81.73	2070	0.95	284	7.03	5.93	1.97	590	5.77	4.12	0.481	6.051	2.1	0.1504	14.5	2.2	300/300	0.001	12		
44	SP 81.74	2070	0.73	218	8.74	6.77	1.47	442	6.94	4.75	0.493	5.705	1.9	0.1698	14.0	2.4	300/300	0.001	9.4		
45	SP 81.75	2100	1.08	323	7.27	5.56	1.78	535	7.89	4.32	0.604	6.179	2.1	0.1471	18.6	2.7	300/300	0.001	11		
46	SP 81.76	1700	1.36	407	5.04	4.96	3.23	968	4.35	3.20	0.417	6.006	3.0	0.1324	12.6	1.7	300/300	0.001	20		
47	SP 81.78	2300	1.17	351	9.31	5.34	1.61	483	8.57	4.55	0.727	5.661	3.0	0.1526	20.5	3.1	300/300	0.001	10		
48	SP 81.81	1700	0.48	1345	3.37	2.73	0.79	2378	3.15	2.05	0.566	5.505	1.6	0.0754	15.5	1.7	300/300	0.01	5.2		
49	SP 81.82	1520	0.71	212	7.01	6.87	2.75	825	4.32	3.48	0.257	6.56	3.1	0.1660	8.4	1.4	300/300	0.001	15		
50	SP 81.83	1500	0.52	156	8.49	8.01	2.14	642	5.66	3.95	0.243	6.476	3.8	0.1940	7.8	1.5	300/300	0.001	12		
51	SP 81.86	1750	0.97	291	7.00	5.86	1.25	374	6.71	5.17	0.778	5.911	3.0	0.1675	22.9	3.8	300/300	0.001	7.7		
52	SP 81.87	1250	0.60	299	6.10	5.78	2.30	1151	3.94	2.95	0.260	6.140	4.2	0.1546	7.9	1.2	500/500	0.001	14		
53	SP 81.89	1565	1.51	602	4.51	4.08	7.41	2962	2.68	1.84	0.203	6.319	3.0	0.1077	6.4	0.7	400/400	0.001	43		
54	SP 81.91	1300	0.54	163	8.16	7.83	2.58	773	6.90	3.60	0.211	6.578	3.0	0.1825	6.9	1.3	300/300	0.001	14		
55	SP 81.92	2430	1.82	726	4.10	3.71	7.27	2907	2.93	1.85	0.250	6.424	3.0	0.1024	8.0	0.8	400/400	0.001	41		
56	SP 81.93	2500	1.13	339	5.45	5.43	3.58	1074	4.08	3.05	0.316	6.543	3.0	0.1383	10.3	1.4	300/300	0.001	20		
57	SP 81.96	2240	0.57	172	7.80	7.62	1.21	364	5.00	5.24	0.473	6.064	3.0	0.1945	14.3	2.8	300/300	0.001	7.3		
58	SP 81.97	800	0.84	251	6.15	6.31	4.89	1467	2.86	2.61	0.171	6.432	3.0	0.1492	5.5	0.8	300/300	0.001	28		
59	SP 81.98	1360	0.22	65	12.98	12.40	1.09	326	8.10	5.54	0.199	6.452	3.0	0.2782	6.4	1.8	300/300	0.001	6.2		
60	SP 81.99	1650	0.20	79	12.38	11.25	0.89	354	8.76	5.31	0.223	6.277	3.8	0.2602	7.0	1.8	400/400	0.001	5.2		
61	SP 81.100	3470	0.27	1075	6.11	3.05	0.90	3605	5.71	1.66	0.298	7.065	3.6	0.1001	10.5	1.1	400/400	0.01	4.6		
62	SP 81.102	1800	0.36	109	12.17	9.58	1.49	4													

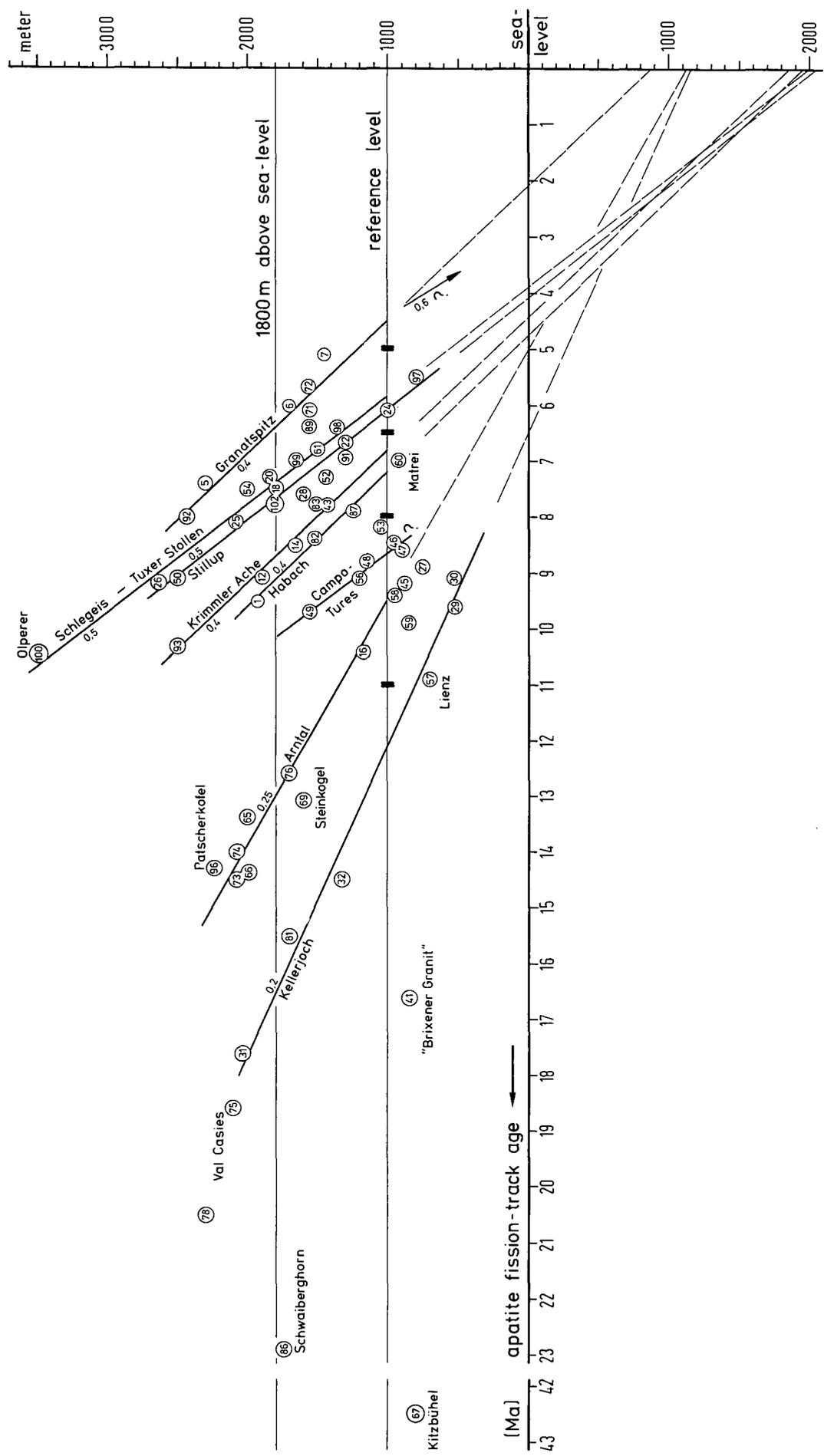


Fig. 5: Elevation of the sampling points versus the corresponding apatite fission track ages. The heavy lines are regression lines giving the uplift rate (in mm/year) for selected areas. The dashed lines are the linear extrapolation of the regression lines. Sample numbers are circled. Black symbols on the reference level give the time intervals referred to in the text.

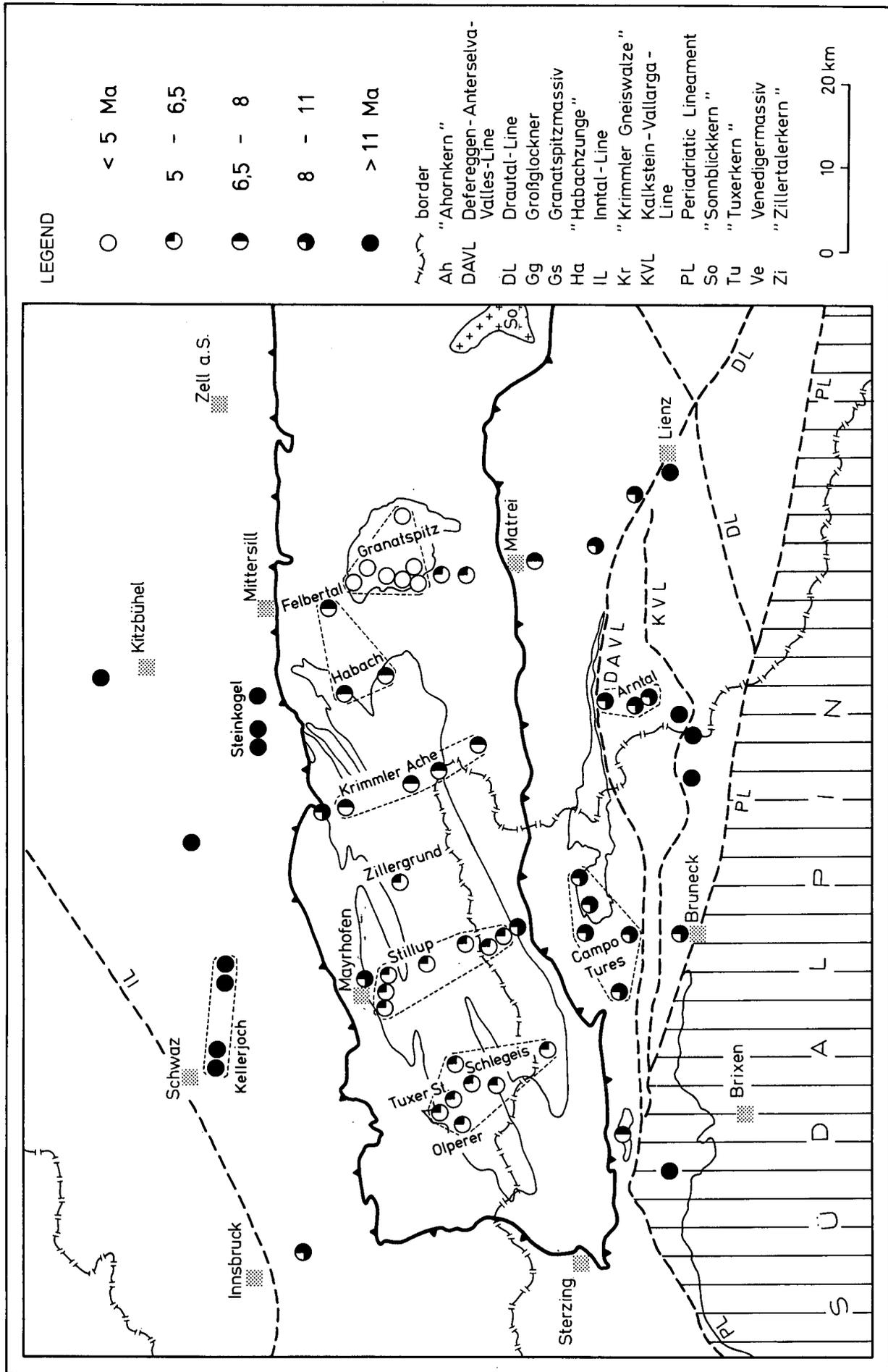


Fig. 6: The areal distribution of the fission track ages after reduction to a reference level of the 1000 m above sea level.

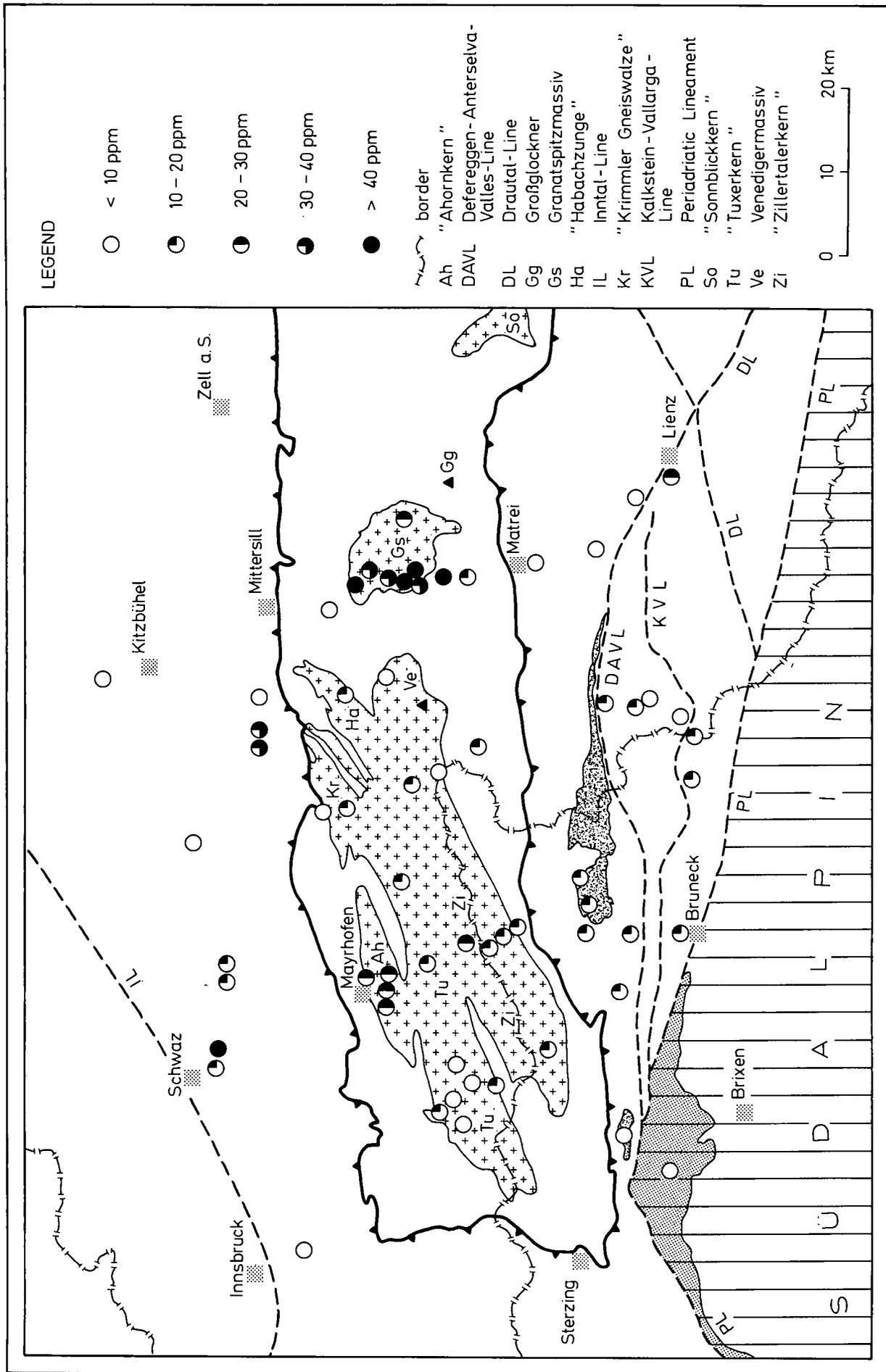


Fig. 7: The regional distribution of the uranium content in apatites from the Penninic rocks of the Tauern Window and from the Austroalpine rocks.

This formula is according to STORZER (pers. comm. 1982). The highest uranium contents (up to 74 ppm) can be found in the apatites of the Granatspitz gneiss massif in the center of the Tauern Window. The apatites of some small augengneiss bodies belonging to the Keller Joch and the Steinkogel units north of the Tauern Window in the Austroalpine area show rather high uranium contents of around 50 ppm.

The uranium, thorium and potassium contents of 27 selected whole rock samples have been determined by INAA in order to estimate the heat production in the lithologies studied due to the radioactive decay of the U, Th and K isotopes (Tab. 2).

The heat production was calculated from the U, Th and K contents according to the formula given by RYBACH (1976) (Tab. 2). From this table and by comparison with Fig. 7 it can be seen that there is no correlation between the U content of the apatites and that of the rocks or between the U content of the apatites and the overall heat production.

Most of the rocks are augen- and flasergneisses showing textures and chemical compositions consistent with a magmatic protolith. The question arises whether the lack of correlation between the U-content of the apatites and the rocks is a primary magmatic feature or was achieved by the apatites during metamorphism.

In Fig. 8 the U-distribution for an apatite from the Granatspitz area is shown. From the fission track density it is obvious that the apatite displays a zonal distribution of the uranium. A compositional zoning due to changing conditions of metamorphism is common in most of the minerals from the Penninic rocks of the

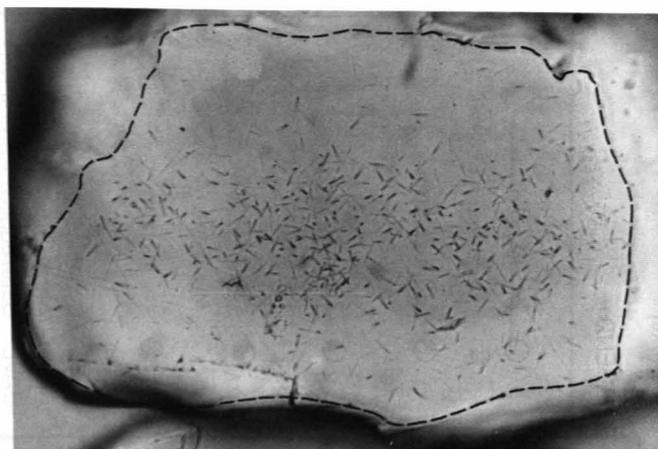


Fig. 8: Inhomogeneous distribution of fission tracks in an apatite separated from the "Augen- und Flasergneise" of the Granatspitz massif, central Tauern Window.

Tauern Window (see MORTEANI, 1971; MORTEANI & RAASE, 1974). A redistribution of the uranium inside the rocks during the metamorphism seems to be very probable, but the reason why the metamorphic apatites in the gneisses of the Granatspitz show a very preferential uptake of uranium remains unknown.

Evidence of mobilization of U (and Pb) during Alpine metamorphism was obtained also by CLIFF & COHEN (1980) from uranium-lead isotope studies on the Penninic metatonalites in the eastern Tauern Window.

Both the Rb/Sr and K/Ar ages are influenced by the elevation of the samples. Unfortunately the elevation of the sampling point for many of the published Rb/Sr and K/Ar mica cooling age determinations is not given in the papers. For the comparison of the Rb/Sr and K/Ar cooling ages with the apatite fission track ages a reference level of 1800 m above sea level was chosen. The elevation of 1800 m above sea level was chosen due to the fact that most reliable Rb/Sr and K/Ar mica cooling ages have been determined only on rock samples collected at this elevation.

In Fig. 9 apatite fission track ages as well as cooling ages of biotite and white mica are plotted versus the closure temperature of the fission tracks in apatite and the closing temperature of the Rb/Sr- and K/Ar-system.

From the Habachtal to the Krimmler Achenal, the Zillergrund and the Schlegeistal, i. e. from the central to the western Tauern Window, the fission track ages as well as the mica cooling ages become increasingly younger. In Fig. 9 the fission track ages of the Kellerjoch, the Arntal and the Granatspitz area are also plotted for comparison. Unfortunately no mica cooling ages are known from the Kellerjoch and the Granatspitz areas.

The uplift and the cooling history of a given area is influenced by the density distribution of the column of rocks beneath the area. The regional density distribution in the area studied is shown in Fig. 10 by the isogals of the Bouguer anomaly according to MAKRIIS (1971). A comparison of Fig. 4 with Fig. 10 shows that young fission track ages are found in the area characterised by a strong negative Bouguer anomaly. The very young ages are found in the Granatspitz gneiss-massif, within an area in which the most negative Bouguer anomaly (- 170 mgal) of the Eastern Alps occurs.

Table 2: Comparison of the heat production as derived from U, Th and K content of 27 selected whole rock samples; additionally the U content of apatite separated from the whole rock samples.

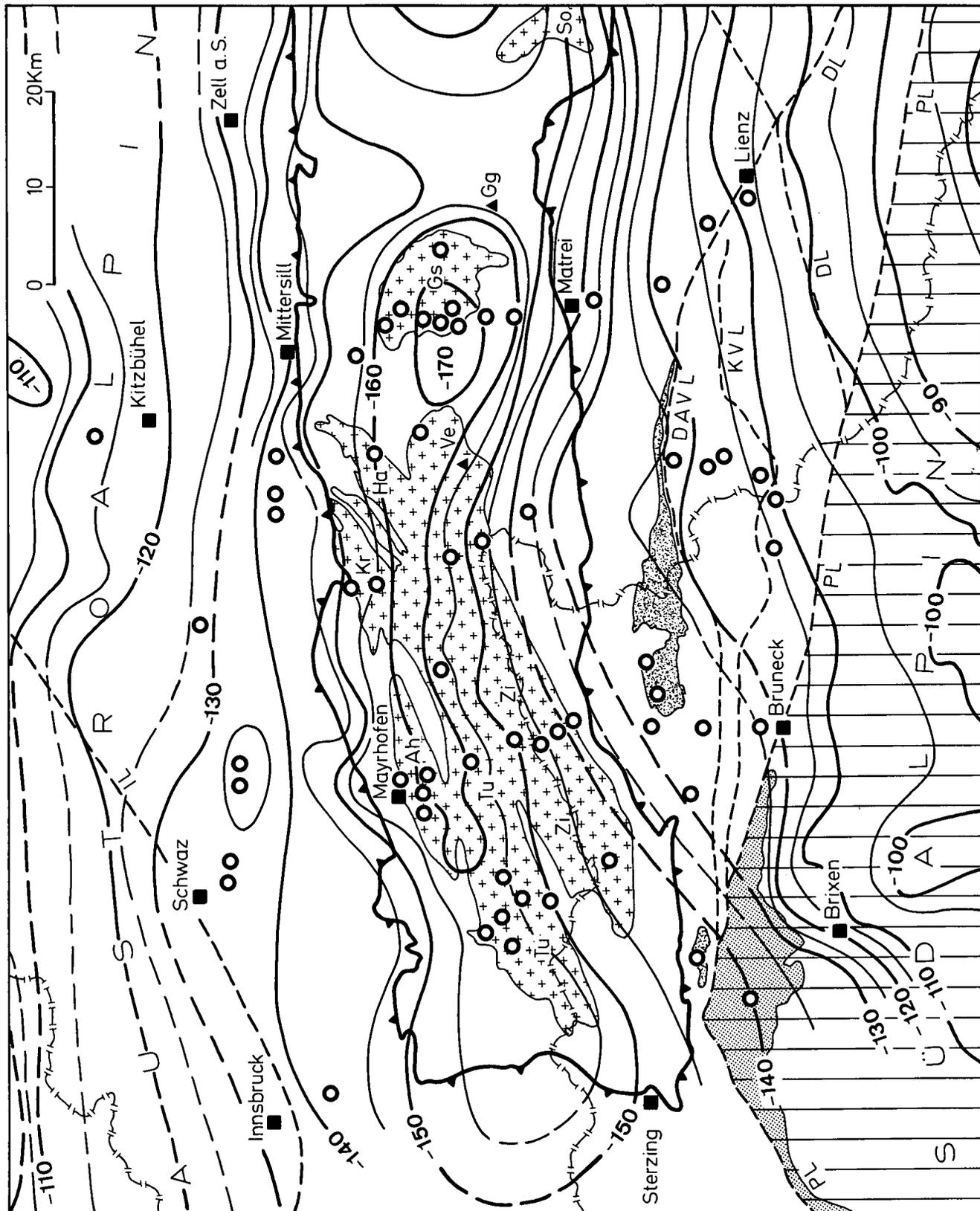
No.	sample	whole rock density	apatite U [ppm]	rock U [ppm]	rock Th [ppm]	rock K [%]	A (HGU)*
1	SP 79.01	2.70	6.4	2.8	17	1.9	4.98
2	SP 79.05	2.67	26	4.4	3.6	3.3	4.00
3	SP 79.06	2.67	32	3.8	13	4.3	5.53
4	SP 79.07	2.67	47	6.8	12	4.0	7.01
5	SP 79.14	2.67	13	2.8	13	2.1	4.31
6	SP 79.27	2.67	22	1.5	5.1	7.2	3.36
7	SP 79.28	2.70	12	2.6	12	2.5	4.17
8	SP 79.31	2.70	49	3.4	22	4.5	6.77
9	SP 79.41	2.67	8.3	1.9	14	3.1	4.14
10	SP 79.43	2.70	5.7	2.3	4.0	1.8	2.49
11	SP 79.45	2.70	12	3.8	11	3.7	5.01
12	SP 79.49	2.72	10	< 1.5	15	2.3	3.87
13	SP 79.52	2.72	11	3.4	7.5	2.4	3.89
14	SP 79.53	2.67	11	2.9	17	4.1	5.47
15	SP 79.54	2.72	11	2.1	8.3	2.8	3.30
16	SP 79.57	2.70	20	3.3	12	3.7	4.87
17	SP 79.60	2.67	2.6	4.8	4.7	2.4	4.24
18	SP 79.61	2.70	74	1.9	14	2.8	4.12
19	SP 80.66	2.70	40	4.5	6.8	4.1	4.83
20	SP 80.67	2.80	2.1	4.0	13	2.2	5.30
21	SP 80.69	2.80	1.3	6.7	4.6	2.8	5.72
22	SP 81.87	2.67	14	42	21	4.0	30.01
23	SP 81.89	2.67	43	5.5	12	3.7	6.15
24	SP 81.91	2.67	14	7.5	28	3.4	9.93
25	SP 81.92	2.67	41	6.0	9.1	3.5	5.94
26	SP 81.99	2.67	5.2	4.1	15	3.2	5.67
27	SP 81.100	2.67	4.6	7.9	26	3.0	9.76

*) A (HGU) calculated after RYBACH (1976)

$$A \text{ (HGU)} = 0.317 \rho (0.718 C_{\text{U}} + 0.193 C_{\text{Th}} + 0.262 C_{\text{K}})$$

$$1 \text{ (HGU)} = 10^{-13} \text{ cal/cm}^3 \text{ sec}$$

Fig. 10: Sampling points (open dots) and isogals of the Bouguer anomalies in the investigated area according to MAKRAIS (1971).



4. Discussion

A depth of about 2000 m below sea level is suggested for the 100°C isotherm by the extrapolation of the regression lines representing the uplift rates for the areas of the Habachtal, Krimmler Achenal, Stilltupl and the Schlegeistal (Fig. 5). All these areas are situated in the central axis of the Eastern Alps in the Penninic domain; this is known to be the deepest tectonic unit of the Eastern Alpine pile of nappes. A depth of 2000 m for the 100°C isotherm corresponds fairly well to the depth of the current 120° isotherm as given by WAGNER et al. (1977) for the Central Alps in Switzerland.

For the areas of the Arntal, the Steinkogel and the Kellerjoch a depth of only 1000 m below sea level is suggested for the 100°C isotherm (Fig. 5). The Arntal is situated to the south, and the Kellerjoch and the Steinkogel to the north of the Tauern Window within the Austroalpine domain. The depth of the 100°C isotherm for these areas results in a calculated geothermal gradient of 37°C/km which is 7°C/km higher than that resulting in the Penninic areas. A much lower geothermal gradient of not more than 22°C/km is given for the Austroalpine Area north of the Tauern Window by HUFNAGEL et al. (1981).

Unfortunately no detailed geothermal data exist for the study area. From the few data given by HAENEL (1976) on the heat flow in the Eastern Alps, the heat flow in the area of the Tauern Window seems to be markedly lower than in the Austroalpine domain north

and south of the Tauern Window. A reduced heat flow for the Austroalpine domain sometime between the Late Cretaceous and the present was demonstrated by TEICHMÜLLER et al. (1978).

The high position of the isotherm as constructed by linear extrapolation in Fig. 5 for the Austroalpine domain is consistent with the recent high thermal flux in this area as observed by HAENEL (1976). From this consistency and the convergence of the extrapolations at a depth of 2000 m below sea level, the linear approximation of the uplift rate may be justified. It is obvious from general considerations that a non linear function for the time dependent uplift rates must be assumed.

In comparison with the Central Alps (WAGNER et al., 1977) the different areas studied in this work show, with the exception of the Granatspitz gneiss massif, a rather continuous development of the uplift rate for the time span covered.

K/Ar mica ages according to RAITH et al. (1978), Rb/Sr mica ages according to SATIR (1975) and JÄGER (1969) and apatite fission track ages (present work) from the Tauern Window are plotted in Fig. 11 in a WSW to ENE profile starting from the Brenner pass and ending in the Felbertal/Granatspitz area. From WSW to ENE an increase of the cooling ages as referred to the same elevation can be observed. This indicates that in the western part of the Tauern Window the rocks were cooled down below 100°C later than in the central part, in accord with the fact that the uplift rate was higher in the western part.

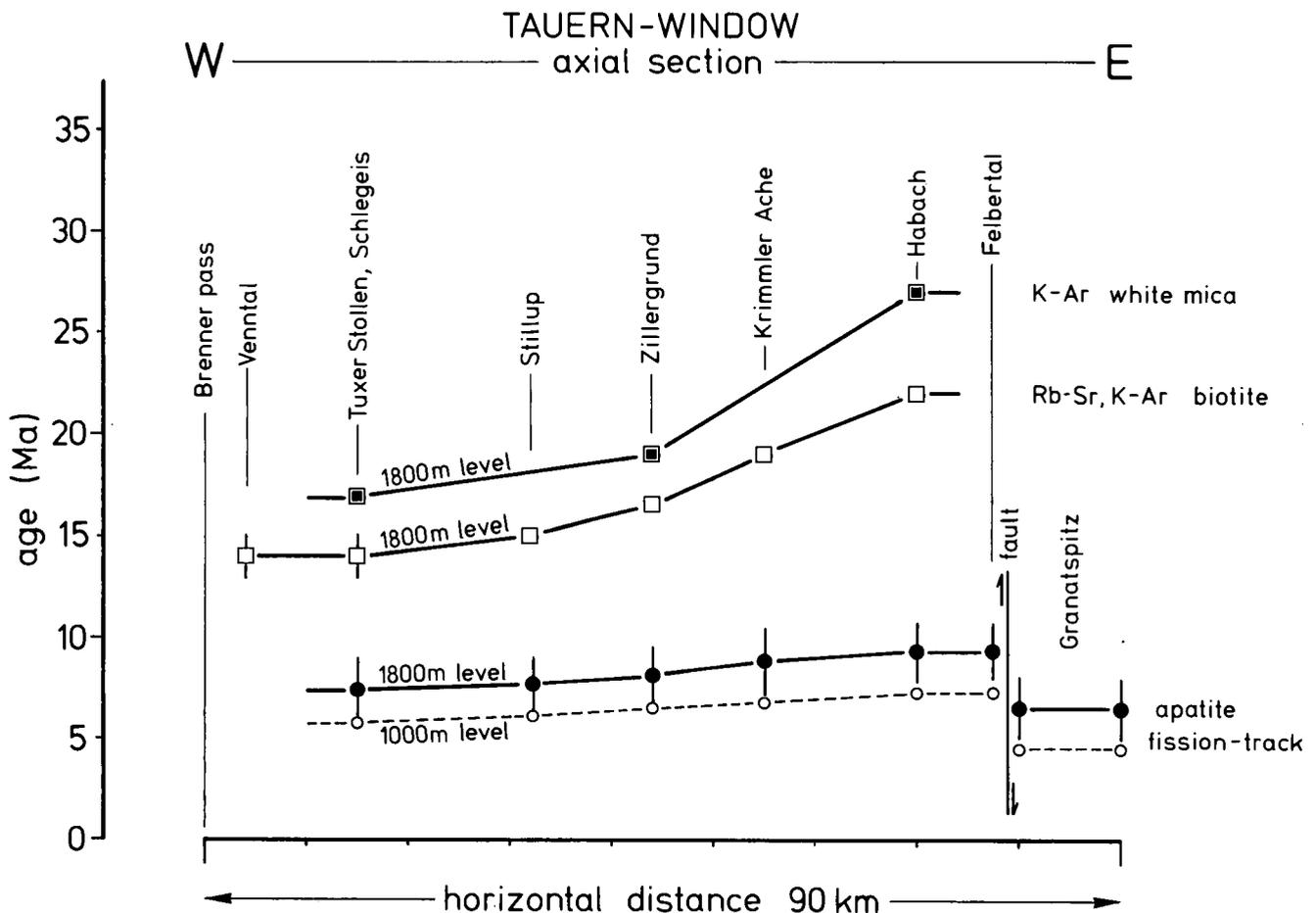


Fig. 11: K/Ar, Rb/Sr mica ages as given by SATIR (1975) and RAITH et al. (1978) and apatite fission track ages shown in a west-east trending profile along the Tauern Window. All values are referred to the reference level of 1800 m above sea level. The ages increase from the Venntal in the west to the Felbertal in the east.

The difference between the uplift rates of the eastern and the western part of the study area can be visualized in a tentative reconstruction of the depth related cooling ages (Fig. 12) using the same WSW to ENE trending profile as represented in Fig. 12. The mica cooling ages and the apatite fission track ages resp. are taken from Fig. 9, so that they are referred to an elevation of 1800 m above sea level. The depths at which the closing temperatures of 100°, 300° and 350°C are supposed are calculated from a constant geothermal gradient of 30°C/km. Such a gradient was suggested by WAGNER et al. (1977) for the Central Alps and by SASSI et al. (1974) for the Eastern Alps. Cooling isochrons obtained by interpolation of the measured ages are given in open dots and show about identical depth intervals in the eastern part of the profile i. e. Krimmler Ache and Habachtal. This indicates at least for the Habachtal area a rather constant uplift rate during the last 20 Ma, whereas changing intervals in the western part of the profile show from 10 Ma downwards the strongly decreasing uplift rates of the western Tauern Window.

A particular problem is posed by the Granatspitz area. The Granatspitz gneiss massif is situated in the central Tauern Window. From the results obtained from the other areas within the Tauern Window a depth of about 2000 m below sea level should also be supposed for the 100°C isotherm in the Granatspitz area. An extrapolation of the fission track ages, however, shows a very shallow depth for the 100°C isotherm at about 1000 m below sea level. This depth is similar to that

calculated for the Austroalpine domain. The uplift rate for the time span covered by the fission track ages (5 to 9 Ma) is very similar to those found in the other areas inside the Tauern Window, particularly to those of the Habachtal and the Krimmler Ache. Furthermore, the youngest fission track ages of the whole study area have been determined in the area of the Granatspitz. For an explanation of the fission track cooling ages at least three models have to be discussed:

- 1 In the time span between the youngest fission track age and the present, the Granatspitz experienced due to faulting a faster uplift rate than the surroundings (especially of the western part of the Granatspitz). In such a case the linear extrapolation of the age versus elevation function to the present time would be wrong. If at the present a depth of 2000 m below sea level is supposed for the 100°C isotherm, the uplift rate of the tectonically isolated Granatspitz gneiss massif increased in the time span 5 Ma to the present time from originally 0.4 mm/a to 0.6 mm/a (see Fig. 5).
- 2 The isotherms in the area of the Granatspitz are closer together than in the surroundings due to an anomalously high heat production inside the granitic rocks forming the Granatspitz gneiss core. At first glance, an anomalously high heat production may be deduced by the relatively high uranium content of the apatites. However the determination of the most important heat producing elements (U, Th, K) in se-

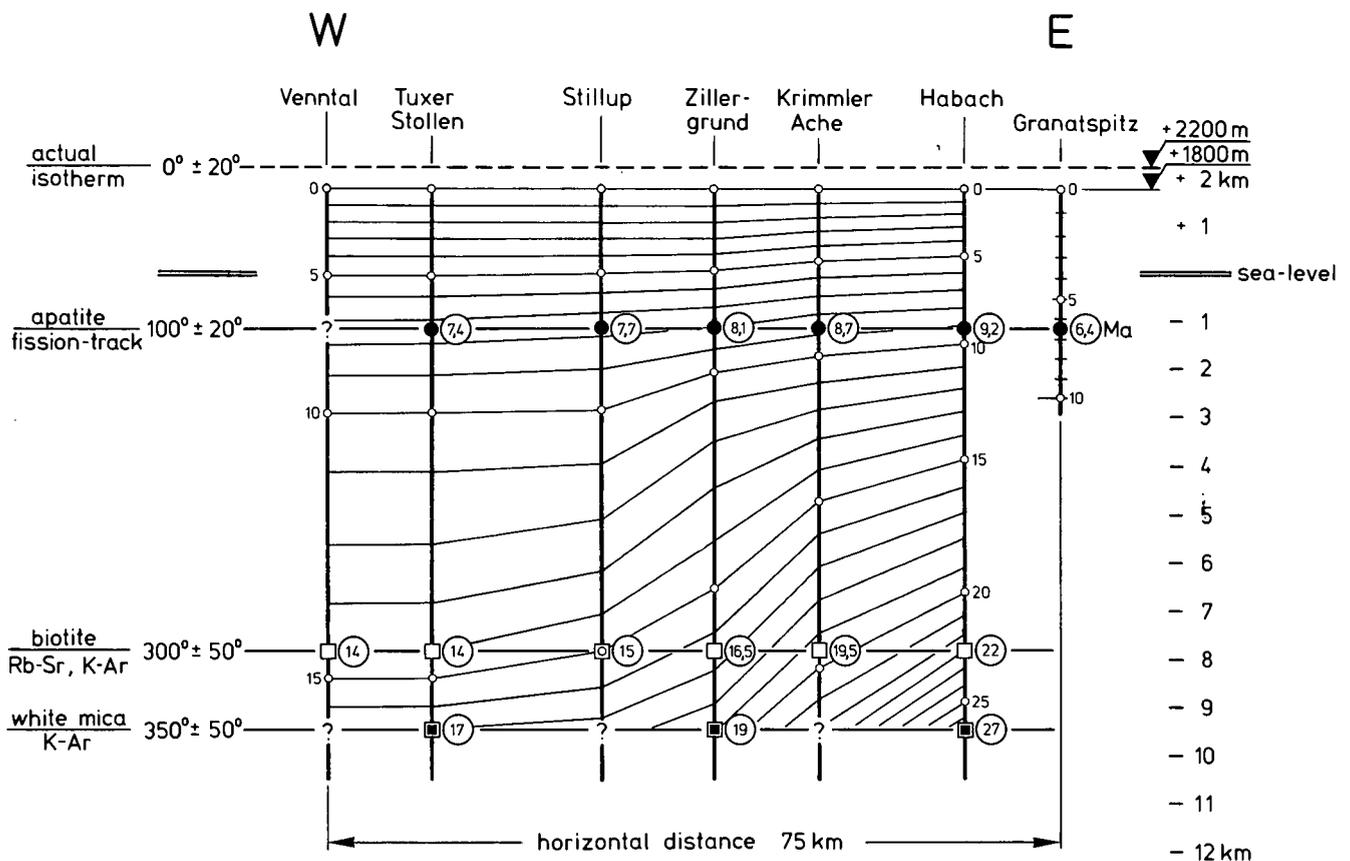


Fig. 12: K/Ar white mica, K/Ar and Rb/Sr biotite ages as given by SATIR (1975) and RATH et al (1978) and apatite fission track ages given in this paper and closure temperatures in a west-east trending cross section from the Venntal to the Granatspitz. The position of the profile is the same as in Fig. 11. The figures near the vertical lines are the ages measured (given in solid symbols) or interpolated (open symbols). The subhorizontal lines are cooling isochrons. The geothermal gradient in the whole area is assumed to be constant at 30°C·km⁻¹. From the variation of the distances between the cooling isochrons it can be seen that the uplift rate in the east was more constant than in the west (Further details see text).

lected whole rock samples does not show a particularly high concentration of these elements, and consequently does not indicate an anomalously high heat production in the Granatspitz.

- ③ The Granatspitz massif was affected by high heat flow due to an unknown underlying heat source but no data exist concerning the amount of heat production supplied by deeper crustal levels in this area.

From the data available the most probable explanation of the age anomaly found in the Granatspitz seems to be No. ① mainly from the fact that subvertical faults can be found at the western border of the Granatspitz gneiss massif, suggesting important vertical movements (PESTAL, 1983; HÖLL, 1975). Furthermore the dome-like structure of the Granatspitz gneiss massif may suggest an isolated updoming due to slip along the schistosity. No definite proof for such a mechanism can be found, but it must be taken into account that movements subparallel to the main schistosity are difficult to recognize and their importance is therefore hard to assess.

The most serious problem is represented by the fact that the postmetamorphic cooling history reported by the fission track ages could have been not only related to the regional heating of the Tauernkristallisation with a maximum at around 40 Ma (see e. g. RAITH et al., 1978) but wholly or partially to a younger regional heating event, called by some authors "third alpine meta-

morphism" or "Neo-Alpine event" at around 20 Ma (see e. g. BORSI et al., 1973; SASSI et al., 1974, 1980). Both views are discussed in KREUZER et al. (1978). Plotting our fission track ages as well as the Rb/Sr and K/Ar mica cooling ages from SATIR (1975) and RAITH et al. (1978) it can be seen that even for the extreme cases Schlegeis in the west and Habach in the east of the study area (Fig. 13) the hypothesis of a late Alpine metamorphic event at 20 Ma due to a heat dome seems to be unrealistic. A very local heat dome between the areas of Habach and Schlegeis is prohibited by the continuous change of the fission track ages and the Rb/Sr and K/Ar mica cooling ages along the profile from Schlegeis to the Habach area (Fig. 11 and Fig. 12).

The sample No. SP 80.67 collected near Kitzbühel in the Austroalpine Grauwackenzone in the extreme north of the studied area gives an age of about 42 Ma. An age of about 22 Ma is given by the sample No. Sp 81.86 situated in the same tectonic unit about 20 km SW of sample SP 80.67. These two ages fall roughly in the time span of the maximum temperature of the middle Alpine Tauernkristallisation. It seems therefore likely that these apatite fission track ages represent original cooling ages of the Eoalpine late Cretaceous metamorphism or mixed Eoalpine and middle Alpine ages. The maximum temperature of the Eoalpine event was estimated by SATIR & MORTEANI (1979) from K/Ar data on micas to be below 300°C in the Austroalpine Steinkogel area south of Kitzbühel.

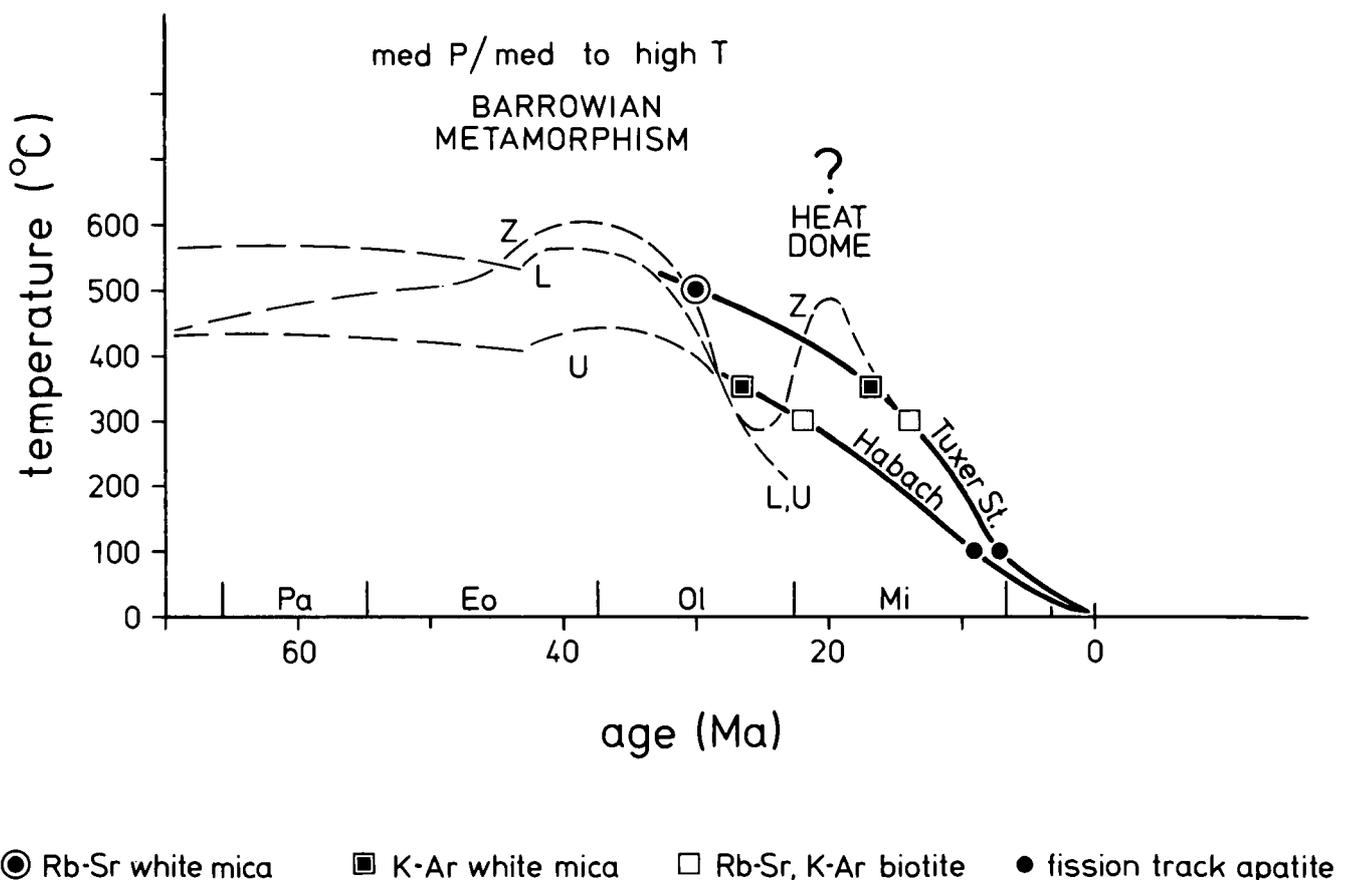


Fig. 13: Temperature versus age diagramm for the Zentralgneis (Z), the Upper Schieferhülle (U) and the Lower Schieferhülle (L) with a temperature/time path as given by KREUZER et al. (1978) (dashed lines). The Rb/Sr and the K/Ar mica ages from JÄGER et al. (1969), SATIR (1975) and RAITH et al. (1978) as well as the apatite fission track ages given in this paper (solid lines) invalidate the evidence of a "heat dome" or "third Alpine event" at 20 ma. Further explanations see text.

5. Conclusions

Comparing our results with those of WAGNER et al. (1977) from the Central Alps it is evident

- a) that the uplift pattern of the investigated area is more homogeneous than that of the Central Alps and
- b) that the uplift rates of the central part of the Eastern Alps remained rather constant from 20 Ma to the present time whereas for the Central Alps a change in the uplift rate in all areas at various times has been observed.

A discrepancy exists between our data and the uplift rates as determined by SENFTL & EXNER (1973) on the basis of repeated levelling measurements. They give a recent uplift rate of around 1 mm/a for the profile following the railroad track from Mallnitz to Badgastein in the eastern Tauern Window. A similar uplift rate of 0.7 mm/a was calculated by MORTEANI (1974) from Rb/Sr and K/Ar age determinations taken from JÄGER et al. (1969). Uplift rates of 0.4 mm/a identical to those given in this paper have been deduced from geological considerations by RAITH et al. (1980) for the southern Venetian area. FRISCH (1976) assumed 0.5 mm/a for the central axis of the western Tauern Window, an uplift rate identical to that given in this paper.

The extrapolation of the recent position of the 100°C isotherm below and outside the Tauern Window as shown in Fig. 5 supports the heat flow determinations of HAENEL (1976) showing a lower heat flow inside the Tauern Window than in the Austroalpine domains.

Comparison of the fission track ages with the K/Ar and Rb/Sr mica ages measured across the DAV- and the KV-tectonic lines suggests that the last movements with significant vertical displacement occurred along these lines before 20 Ma.

A revision of the temperature versus time diagram as given by KREUZER et al. (1978) for Upper Cretaceous to recent times shows that there is no evidence for a third Alpine metamorphism in the Penninic units of the central and western Tauern Window at around 20 Ma (Fig. 13).

The evaluation of our fission track data and of the Rb/Sr and K/Ar data of other authors show that the discussion of the cooling history of an area with strong topography like that studied has to be based on age data carefully referred to the same elevation.

Some rather old fission track ages (42 and 22 Ma) in the Austroalpine area near Kitzbühel are probably original cooling ages of the Eoalpine event rather than of the middle Alpine Tauernkristallisation. From this it may be concluded that the anchimetamorphism demonstrated e. g. by SCHRAMM (1978, 1980) in the Austroalpine Calcareous Alps occurred before their overthrusting over the Penninic tectonic unit.

Acknowledgements

We thank A. DEL MORO (Pisa), R. A. CLIFF (Leeds), M. SATIR (München), G. FRANZ and S. THOMAS (Berlin) for giving us samples previously dated by other radiometric methods. For critical reading we thank G. A. WAGNER (Heidelberg), U. HAACK (Göttingen) and F. P. SASSI (Padova). U. HAACK and G. A. WAGNER helped us a lot in the initial stage of this research. The irradiation with thermal neutrons was done at the Hahn Meitner Institut für Kernforschung GmbH, Berlin. We thank this institution and particularly P. MÖLLER and F. SCHLEY for the determination of the activity of the Co-monitors. The Deutsche Forschungsgemeinschaft supported the work with grants

(Mo 232/11) which is greatly acknowledged. J. SELVERSTONE (Boston) and R. TRUMBULL (Albuquerque) discussed with us the thermal history of the western Tauern Window and also improved the English in the manuscript.

References

- ACKERMAND, D. & MORTEANI, G.: Der Chemismus der Granate, Chlorite, Biotite und Turmaline in den Steinkogelschiefern (Land Salzburg, Österreich). Ein Beitrag zur geologischen Geschichte des Mittelostalpins. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **154/3**, 367–385, Stuttgart 1977.
- BERAN, A., FAUPL, P. & HAMILTON, W.: Anchizonale Metamorphose am Rand des Tennengebirges (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). — *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **5**, 63–66, Wien 1981.
- BESANG, Cl., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P. & WENDT, J.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). — *Geol. Jb.*, **86**, 835–844, Hannover 1968.
- BICKLE, M. J., HAWKESWORTH, C. J., ENGLAND, P. C. & ATHEY, D. R.: A preliminary thermal model for regional metamorphism in the Eastern Alps. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **26**, 13–28, Amsterdam 1975.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the austridic continental margin south of the Tauern Window (Eastern Alps). — *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **32**, Padova 1978.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: Metamorphic evolution of the austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). Radiometric and geopetrologic data. — *Mem. Soc. Geol. It.*, **12**, 549–571, 1973.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G.: On the existence of Hercynian aplites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austrides, Eastern alps). — *N. Jb. Miner. Mh.*, **1980**, H. 11, 501–514, Stuttgart 1980.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: On the age of the periadriatic Rensen massif (Eastern Alps). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1978/5**, 267–272, Stuttgart 1978.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G.: On the age of the Vedrette di Ries (Riesenerferner) massif and its geodynamic significance. — *Geol. Rdsch.*, **68/1**, 41–60, Stuttgart 1979.
- CLARK, S. P.: Thermal models of the Central Alps. — In: "Lectures in Isotope Geology" by JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Ed.). — 329 p., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- CLIFF, R. A.: Rb-Sr isotopic measurements on granite-gneisses from the Granatspitzkern, Hohe Tauern, Austria. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1977/2**, 101–104, Wien 1977.
- CLIFF, R. A. & COHEN, A.: Uranium-lead isotope systematics in a regionally metamorphosed tonalite from the Eastern Alps. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **50**, 211–218, Amsterdam 1980.
- CONTINI, R. & SASSI, F.: Su alcuni effetti metamorfici Alpini nel basamento Austridico in Pusteria (Alpi Orientali). — *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **34**, 187–194, Padova 1980.
- DEL MORO, A. & VISONA, D.: The epiplutonic Hercynian complex of Bressanone (Brixen, Eastern Alps, Italy) Petrologic and radiometric data. — *N. Jb. Miner. Abh.*, **145**, H. 1, 66–85, Stuttgart 1982.
- DODSON, M. H.: Theory of Cooling Ages. — In "Lectures in Isotope Geology" by JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Ed.), 329 p., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1979.
- FAUPL, P., FRANK, W. & FRISCH, W.: Phases of the evolution of the Eastern Alps. — 26th. Int. Geol. Congr. Paris., **05**, 297–300, Paris 1980.
- FRANK, W.: Zeitablauf kretazischer Metamorphose und Tektonik im Ostalpin. — *Abstr. Tagung Geol. Verein. 1983 Berchtesgaden, Berchtesgaden* 1983.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. — *Geol. Rundschau*, **65/2**, 375–393, Stuttgart 1976.

- GALLIKER, D., HUGENTOBLE, E. & HAHN, W.: Spontane Kernspaltung von 238-U und 241-Am. — *Helv. Phys. Acta*, **43**, 593–609, 1970.
- HAENEL, R.: Geothermische Untersuchungen im Bereich Geotraverse München/Salzburg — Verona/Trieste. — *Geol. Rundschau*, **65/2**, 710–715, Stuttgart 1976.
- HAMMERSCHMIDT, K.: Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol. — *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **34**, 273–300, Padova 1981.
- HAWKESWORTH, C. J., WATERS, D. J. & BICKLE, M. J.: Plate tectonics in the Eastern Alps. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 405–413, Amsterdam 1975.
- HÖCK, V.: Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the penninic Tauern Window, Austria. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 119–127, Wien 1980.
- HÖCK, V. & HOSCHEK, G.: Metamorphism of mesozoic calcareous metasediments in the Hohe Tauern, Austria. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 99–118, Wien 1980.
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. — *Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. Abh. N. F.*, **157**, München 1975.
- HOERNES, S.: Untersuchungen zur Metamorphose in den westlichen Hohen Tauern (Österreich). — *T. M. P. M.*, **20**, 81–106, Wien 1973.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H.: Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area (Austria). — *S. M. P. M.*, **54**, 2–3, 769–788, Zürich 1974.
- HOSCHEK, G.: Phase relation of a simplified marly rock system with application to the Western Hohe Tauern (Austria). — *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 53–68, Berlin — Heidelberg — New York 1980.
- HUFNAGEL, H., KUCKELKORN, K., WEHNER, H. & HILDEBRAND, G.: Interpretation des Bohrprofils Vorderriß 1 aufgrund organo-geochemischer und geophysikalischer Untersuchungen. — *Geologica Bav.*, **81**, 123–143, München 1981.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E. C., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J. M.: Metamorphism in the Austroalpine units between Innsbruck and Salzburg (Austria) — A synopsis. — *Österr. Geol. Ges. Mitt.*, **71/72**, 335–341, Wien 1980.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. — *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, **134**, Lief., Bern 1967.
- JÄGER, E.: The Rb-Sr method. — In "Lectures in Isotope Geology" by JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Ed.), 329 p., Berlin — Heidelberg — New York (Springer) 1979.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskovit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenediger-Bereich. — *T. M. P. M.*, **13**, 251–272, Wien 1969.
- KRALIK, M.: Geochronologie der kretazischen Metamorphose in den Kalkalpen und der Grauwackenzone im Mittelabschnitt der Ostalpen. — *Abstr. Tagung Geol. Verein. 1983 Berchtesgaden, Berchtesgaden* 1983.
- KREUZER, H., MORTEANI, G. & ROEDER, D.: Geodynamic Evolution on the Eastern Alps along a Geotraverse. — In "Mobile Earth", Internat. Geodyn. Proj., DFG Final Report of the FRG by CLOSS, H., GEHLEN, K. v., ILLIES, H., KUNTZ, E., NEUMANN, J. & SEIBOLD, E. (Ed.). — 64 p., Boppard (Harald Boldt Verlag), 1978.
- KREUZER, H., HARRE, W., MÜLLER, P., RAASE, P. & RAITH, M.: K/Ar Mineral Ages for the Venediger Area and the Eastern Zillertaler Alps (Hohe Tauern). — *Meet. Geotraverse I A, Trento* 1973.
- MÄRK, E., PAHL, M., PURTSCHELLER, F. & MÄRK, T. D.: Thermische Ausheilung von Uran-Spaltspuren in Apatiten, Alterskorrekturen und Beiträge zur Geothermochronologie. — *T. M. P. M.*, **20**, 131–154, Wien 1973.
- MAKRIS, J.: Aufbau der Kruste in den Ostalpen aus Schwere-messungen und die Ergebnisse der Refraktionsseismik. — *Hamburger Geophys. Einzelschr.*, H. 15, 65 S., Hamburg 1971.
- MORTEANI, G.: Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stilltupal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). — *Verh. Geol. B.-A. Wien* **1971/2**, 287–314, Wien 1971.
- MORTEANI, G.: Excursion B 9, Petrology of the Tauern Window, Austrian Alps. — *Fortschr. Miner.*, **52/1**, Excursion Guidebook, 195–220, Stuttgart 1974.
- MORTEANI, G. & RAASE, P.: Metamorphic plagioclase crystallization and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the western Tauernfenster, Eastern Alps. — *Lithos*, **7**, 101–111, Oslo 1974.
- NAESER, C. W.: Fission-track dating and geologic annealing of fission tracks. — In "Lectures in Isotope Geology" by JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Ed.), 329 p., Berlin — Heidelberg — New York (Springer) 1979.
- NAESER, C. W., GLEADOW, A. J. W. & WAGNER, G. A.: Standardization of fission track data reports. — *Nuclear Tracks*, **3**, 133–136, London 1979.
- NAESER, C. W. & FAUL, H.: Fission track annealing in apatite and sphene. — *J. Geophys. Res.*, **74**, 705–710, 1969.
- NAESER, C. W. & FORBES, R. B.: Variation of fission track ages with depth in two deep drill holes. — *Transact. Amer. Geophys. Union*, **57**, 353, 1976.
- OXBURGH, E. R. & TURCOTTE, D. L.: Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. — *S. M. P. M.*, **54**, 641–662, Zürich 1974.
- PESTAL, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie in den mittleren Hohen Tauern im Bereich des Amer- und des Felbertales (Pinzgau/Salzburg). — *Diss. Univ. Wien*, 117 S., Jochberg 1983.
- PURDY, J. & JÄGER, E.: K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. — *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **30**, 32 p., Padova 1976.
- RAASE, P. & MORTEANI, G.: The potassic feldspar in metamorphic rocks of the western Hohe Tauern area, Eastern Alps. — *Geol. Rundschau*, **65**, 422–436, Stuttgart 1976.
- RAITH, M., RAASE, D., KREUZER, H., & MÜLLER, D.: The age of the alpidic metamorphism in the western Tauern Window, Austrian Alps, according to radiometric dating. — In CLOSS, H., ROEDER, D. H., SCHMIDT, K. (Ed.): "Alps, Apennines, Hellenides". — *Inter-Union commission on Geodynamics, Scientific Report No. 38*, 140–148, Stuttgart 1978.
- RAITH, M., MEHRENS, Ch. & THÖLE, W.: Gliederung, tektonischer Bau und metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet, Osttirol. — *Jahrb. Geol. B.-A. Wien*, **123/1**, 1–37, Wien 1980.
- RYBACH, L.: Die Gesteinsradioaktivität und ihr Einfluß auf das Temperaturfeld in der kontinentalen Kruste. — *J. Geophys.*, **42**, 93–101, 1976.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (1. Bericht). — *Denkschr. d. mathem.-naturwiss. Kl. d. K. Akad. d. Wiss. Wien*, **82**, 257–320, Wien 1911.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (2. Bericht). — *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **70**, 273–296, Wien 1921.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A.: The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1974**, H. 7, 421–434, Stuttgart 1974.
- SASSI, F. P., BELLINI, G., PECCERILLO, A. & POLI, G.: Some constraints on geodynamic models in the Eastern Alps. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1980**, H. 9, 541–548, Stuttgart 1980.
- SATIR, M.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. — *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **30**, 84 S., Padova 1975.
- SATIR, M. & FRIEDRICHSEN, H.: Sauerstoff- und Wasserstoffisotopenuntersuchungen an polymetamorphen Gesteinen der westlichen Hohen Tauern. — *Fortschr. Miner.*, **59**, Beih. 1, 258–259, Stuttgart 1981.

- SATIR, M. & FRIEDRICHSEN, H.: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern auf Grund der radiometrischen Altersbestimmungen und stabilen Isotope. – Abstr. Tagung Geol. Verein. 1983 Berchtesgaden. Berchtesgaden 1983.
- SATIR, M. & MORTEANI, G.: Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – Geol. Rundschau, **68/1**, 1–40, Stuttgart 1979.
- SATIR, M. & MORTEANI, G.: Petrological and radiometric age determination of the migmatites in the penninic rocks of the Zillertaler Alpen (Tyrol/Austria). – T. M. P. M., **30**, 59–75, Wien 1982.
- SCHARBERT, S.: Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 173–188, Wien 1981.
- SCHLEY, F.-E.: Beiträge zur Koinzidenzspektrometrie der Positronen-Vernichtungsstrahlung. – Diss. Techn. Univ. Berlin, 174 S., Berlin 1977.
- SCHRAMM, J. M.: Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) – Ein Zwischenbericht. – Geol. Paläont. Innsbruck Mitt., **7**, 3–20, Innsbruck 1978.
- SCHRAMM, J. M.: Frühalpide Metamorphose in Gesteinen der Grauwackenzone und der nördlichen Kalkalpen. – Jahresber. 1979 Hochschulschwerpunkt S 15, 77–82, Innsbruck 1980.
- SELVERSTONE, J., SPEAR, F. S., FRANZ, G. & MORTEANI, G.: High pressure metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: P-T path from Hornblende-Kyanite-Staurolite schists. – Journ. Petrol., **25**, Part 2, 501–531, 1984.
- SENFELT, E. & EXNER, Ch.: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. Geol. B.-A. Wien, **1973/2**, 209–234, Wien 1973.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R.: Coalification studies in the Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (eds.): Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Comm. on Geodynamics. – Sci. Rep. **38**, 49–55, Stuttgart 1978.
- THÖNI, M.: Geochronologische Daten zur kretazischen Metamorphose im Ostalpin W der Hohen Tauern. – Abstr. Tagung Geol. Verein. 1983 Berchtesgaden, Berchtesgaden 1983.
- WAGNER, G. A.: Fission track dating of apatites. – Earth and Planet. Sci. Lett., **4**, 411–415, Amsterdam 1968.
- WAGNER, G. A. & STORZER, D.: Die Interpretation von Spaltspurenaltern (fission track ages) am Beispiel von natürlichen Gläsern, Apatiten und Zirkonen. – Eclogae geol. Helv., **63/1**, 335–344, Basel 1970.
- WAGNER, G. A. & REIMER, M.: Fission track tectonics: The tectonic interpretation of apatite fission track ages. – Earth and Planet. Sci. Lett., **14**, 263–268, Amsterdam 1972.
- WAGNER, G. A., REIMER, M. & JÄGER, E.: Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: The uplift and cooling history of the central alps. – Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **30**, 27 S., Padova 1977.
- WAGNER, G. A.: Correction and Interpretation of Fission Track Ages. – In "Lectures in Isotope Geology" by JÄGER, E. & HUNZIKER, J. C. (Ed.), 329 p., Berlin – Heidelberg – New York (Springer), Heidelberg 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. März 1985.

Beobachtungen über die Klippenhülle im Gelände des Faniteums (Wien, XIII. Bezirk) in der St. Veiter Klippenzone

Von SIEGMUND PREY*)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 58

Wien
Klippenzone
Klippenhülle
Mergeliges Oberalb
Tonmergeliges Cenoman
Flyschmittelkreide

Zusammenfassung

Es wird von einer Baugrube im Faniteum (Wien, 13. Bezirk) im Bereich der St. Veiter Klippenzone die Grenze zwischen Klippe und Klippenhülle beschrieben. Hier grenzen an den Aptychenkalk zuerst Mergel des Oberalbs, daran kalkärmere Mergel des Cenomans und diese gegen Nordwesten an rote Schiefertone der Flyschmittelkreide. Westlich dieser Klippe war auch eine Keuperklippe zu erkennen.

Die Frage wird zur Diskussion gestellt, ob nicht doch hier deutlich wird, daß die Klippe ein Olistolith ist, der auch die Albmergel mitgebracht hat, denn in der Flyschmittelkreide sind alb-cenomane Anteile enthalten, jedoch nur in Tiefseefazies. Südlich vom Faniteum am Rande von Tennisplätzen wurde aus roten und grünen etwas mergeligen Schiefertönen mit kompakteren Lagen eine auch Kalkschaler führende Cenomanfauna gewonnen.

Summary

New outcrops near the Faniteum building (northern part of the Klippenzone of St. Veit in Vienna) show an overturned sequence of Aptychus Limestone, red and green marls containing planctonic foraminifera (Upper Albian) and similar clayey marls with a poor agglutinating fauna and fewer planctonic forms (Cenomanian). In northern direction red clays with a poor agglutinating fauna of Mid-Cretaceous age as a basal part of the "Flyschmittelkreide" of the Satzbergzug. Red marly clays with agglutinating faunas and scarcely planctonic forms of mostly Cenomanian age have been found recently in a medium position between here and the well known point of Löfflergasse not far from here in the Klippenzone.

The result of the investigations might be an argument for the theory of the klippen being olistolithes which have been transported sediments from less deep water areas into the real deep-water of the Rhenodanubian Flysch Trough.

Im Jahre 1977 hatte der Verfasser Gelegenheit, die Baugrube des Neubaus des Faniteums in Teilen noch ansehen zu können. Die Örtlichkeit liegt in der St. Veiter Klippenzone etwa 250 m östlich vom St. Veiter Türl der Mauer des Lainzer Tiergartens, wo das Klippengebiet gegen Nordwesten an das größere Areal von Flyschmittelkreide des Satzbergzuges grenzt. Trotz der verspäteten Mitteilung ist der mitgeteilte Befund immer noch aktuell.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. SIEGMUND PREY, Eckpergasse 38, A-1180 Wien.

Die Baustelle liegt auf einem Klippenhügel, der komplex zusammengesetzt ist und wo die Klippengesteine von einer tonig-mergeligen Klippenhülle umgeben werden. Nachdem es gelungen ist, aus dieser einige interessante Proben zu gewinnen, ergab sich der Anlaß, kurz darüber zu berichten. In der Karte von R. JANOSCHEK (1956) ist das Gebiet dargestellt. Es ergeben sich aber geringfügige Abweichungen, wie es bei verbesserten Aufschlußverhältnissen nicht anders sein kann.

Die Nordwand der Baugrube des Haupthauses zeigte die interessantesten Aufschlüsse. Etwa 8 m östlich der Westecke der Baugrube stand hellgrauer, örtlich rötlich angehauchter, stark kalzitklüftiger Aptychenkalk westfallend an. Einige Meter des Kalkes waren sichtbar. Unmittelbar darunter kamen rote und grüne verruscelte, mehr mergelige Schiefertone mit seltenen Kalkbröckchen hervor, die die Merkmale eines Bewegungshorizontes zeigen. Von hier nach Osten waren die mergeligen Schiefertone mehrmals freigelegt. Eine kalkreichere Probe stammt etwa aus dem westlichen, eine zweite tonreichere aus dem östlichen Drittel der Wand.

Inmitten der sonst armen Sandschalerfaunen der Flyschmittelkreide fiel die erste der beiden Proben durch größeren Reichtum an Kalkschalern auf. Besonders bemerkenswert sind die häufige *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER), *Clavihedbergella simplex* (MORROW), *Anomalina torneiana* GAND., und die häufige *Thalmaninella ticinensis* (GAND.). Neben diesen Formen tritt die Begleitfauna zurück: *Lenticulina* sp., *Gyroidina* cf. *globosa* (v. HAGENOW), *Rosalina nitens* REUSS, *Quadriformina allomorphinoides* (REUSS), *Clavulinoides gaultina* (MOROSOWA), *Gaudryina spissa* BERTH., *G.* cf. *rugosa* d'ORB. u. w. a. Hingegen sind Radiolarien häufig, aber Ostracoden und Seeigelstacheln selten. Einzustufen wäre die Fauna ins obere Alb.

Wie gesagt, etwa im östlichen Drittel der Baugrube wurden ähnliche, aber tonreichere Tonmergel beprobt. Und diese Fauna war eine arme Fauna mit wenigen Sandschalern, darunter einigen Psamosiphonellen, Glomospiren, auch einigen schwer definierbaren Formen und dazu vereinzelt *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER) und *Rotalipora* sp.; ganz selten sind Dentalinen u. w. a. Damit wäre Cenoman sichergestellt. Die Häufigkeit von Radiolarien fällt auch hier auf.

Bemerkenswert ist übrigens, daß sich im Ostteil der Aufschlüsse in diesen Schichten einige bis 15 cm mächtige kalkige Siltsteinbänke einstellen, die flach etwa NW einfallen und zu den in der Klippenhülle häufigeren flyschartigen Sedimenten überleiten. Nach Angabe des Baupoliers müßte ein wenig südlicher innerhalb der nunmehr schon zugebauten Baugrube ein Reiselberger Sandstein anstehen, der auch im Aushub neben den Siltsteinen und Mittelkreideschiefern gefunden wurde.

Wenig westlich vom Haupthaus wurden in der Böschung eines kleinen Hügels mit einer Eiche quarziti-sche Arkosesandsteine des Keupers beobachtet, die grünlich-bräunlich gefärbt sind und öfter auch rötliche Quarzkörner und -gerölle enthalten. Rote Erde zeigt die begleitenden roten Schiefertone der Klippenhülle an.

Ungefähr 45 m nordöstlich vom Torpfeiler des Eingangstores in den Garten und etwa 8 m von der nördlichen Gartenmauer entfernt wurden aus Röschen zwei Proben roter Schiefertone ohne Hartgesteinseinlagen gewonnen. Von der armen Sandschalerfauna ist höchstens *Trochammina globigeriniformis* J. u. P. zu erwähnen. Radiolarien sind wiederum sehr häufig, Spongiennadeln und Fischzähne selten. Die Proben entsprechen einem häufigeren Typus der Mittelkreideschiefer des Flysches.

Südlich vom Faniteum am Hangfuß gab es damals Aufschlüsse für den Bau von Tennisplätzen in roten, untergeordnet grünen Schiefertönen, die durch kompaktere Lagen gegliedert werden und ab und zu dünne Siltsteinbänke enthalten. Generell fallen sie etwa nach NW ein, sind aber häufig gestört und von mächtigem Gekriech bedeckt. Hier überblickte man den Hang zum Faniteum recht gut. Man sieht, daß die von R. JANOSCHEK (1956) beim Faniteum gezeichnete Klippe in Wirklichkeit wesentlich kleiner ist. Die im Gekriech mitgeführten Lesesteine täuschen eine größere Klippe vor.

Auch die Fauna von hier ist nicht uninteressant, wenn sie auch schlecht erhalten und daher nicht immer genau bestimmbar ist. Jedoch paßt sie in den Rahmen der vorhin beschriebenen Proben. Es gibt darin (nicht häufig) *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER), *Anomalina lornejana* GAND., *Ticinella roberti* (GAND.), *Rotalipora ex gr. appenninica* (RENZ) und *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER). Eine Reihe von Sandschalern, wie u. a. *Trochammina globigeriniformis* J. u. P. und *Clavulinoides gaultina* (MOROSOWA) und zahlreiche Radiolarien vervollständigen die Fauna, die ins Cenoman zu stellen ist.

Die Befunde zeigen, was sowieso selbstverständlich ist, daß tektonische Bewegungen insbesondere im Randbereich der Klippe stattgefunden haben. Ferner zeigen sie, daß das klippennächste Gestein Oberalb in einer kalkhaltigen Fazies ist, an das ein tonreicheres, aber immer noch etwas Kalk enthaltendes Cenoman anschließt. Nachdem man mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen kann, daß das auch die ursprüngliche Altersfolge ist, ergibt sich daraus eine wahrscheinlich überkippte Auflagerung auf den Klippenkalk. Derartige Sedimente dürften in der Nähe eine gewisse Verbreitung haben, wie der bemerkenswerte Fund einer cenomanen Rotaliporenfauna in der nicht weit entfernten Löfflergasse zeigt, deren Fauna R. NOTH (in R. JANOSCHEK et al., 1956) beschrieben hat.

Es sollen nun von diesem Punkt keine großspurigen Spekulationen ausgehen, aber die eine Feststellung sei gestattet, daß es im St. Veiter Klippenraum tatsächlich zweierlei Sedimente gibt, solche, die noch eine merkliche Menge an Kalkschalern führen und solche, die reine Sandschalerfaunen enthalten und überdies häufig Flyscherscheinungen zeigen. Aber beide fallen etwa in die gleiche Altersspanne. Nur selten gibt es Übergänge zwischen den beiden Faumentypen. Man wird zugeben können, daß diese Befunde kräftige Argumente für jene Theorien sind, denen zufolge die Klippen Olistholithe in den Tiefseesedimenten der Flyschmittelkreide sind, die hier auch noch aus etwas seichteren Meeresteilen stammende Sedimentreste mitgeschleppt haben. Über den Charakter der angesprochenen Faunen der Flyschmittelkreide kann man sich am besten in S. PREY (1973, 1975) informieren.

Literatur

- JANOSCHEK, R., KÜPPER, H. & ZIRKL, E. J.: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, 253–308, Wien 1956.
- PREY, S.: Der südlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. — Verh. Geol. B.-A., 67–94, Wien 1973.
- PREY, S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). — Verh. Geol. B.-A., 1–25, Wien 1975.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. März 1985.

Zur Kenntnis der obertriadischen (Nor; Alaun, Sevat) trachyostraken Ammonoideen

Von FRANZ TATZREITER*)

Mit 8 Abbildungen

Österreich
Timor
Trias
Clydonitaceae

Zusammenfassung

Aus dem höheren Nor (Alaun 2, 3 und Sevat) werden folgende Taxa neu beschrieben: Lissonitidae n.fam., *Scheutzites* n.gen., *Scheutzites bilunicarinatus* n.sp. (Typusart), *Nannosteinnannites* n.gen. (Typusart ist *Steinmannites [Arpadites] davidi* MOJSISOVICS, 1893), *Nannosteinnannites nusatenggarae* n.sp., *Tozeria* n.gen., *Tozeria hernsteini* n.sp. (Typusart), *Psamateiceras* n.gen. und *Psamateiceras saxicastelli* n.sp. (Typusart). Zu den Lissonitidae, unter denen ich jene norischen Ammoniten mit goniatitischer, quinquelobater Lobenlinie ohne einen Medianhöcker oder Sattel im Externlobus verstehe, werden vorläufig nur folgende drei Gattungen gerechnet: der auch in Kanada (Britisch Kolumbien) und Peru vorkommende *Lissonites* TOZER, 1979, *Tozeria* n.gen. und *Psamateiceras* n.gen. Alle hier erstbeschriebenen Gattungen und Arten sind einstweilen nur aus der Tethys bekannt.

Summary

From the Upper Norian (Alaunian 2, 3 and Sevatian) one family, four genera and four species are proposed as new taxa of Triassic Ammonoidea. Lissonitidae n.fam. are understood as Norian Ammonoidea with a goniatitic, quinquelobate suture line with the lack of a median saddle in the external lobe. The composition of the new family is as follows: *Lissonites* TOZER, 1979 and the new genera *Tozeria* and *Psamateiceras*. The other new genera are *Scheutzites* and *Nannosteinnannites*. Type species of *Nannosteinnannites* is *Steinmannites [Arpadites] davidi* MOJSISOVICS, 1893. Type species of the others are new and are described: *Scheutzites bilunicarinatus*, *Tozeria hernsteini* and *Psamateiceras saxicastelli*. *Nannosteinnannites nusatenggarae* is also newly described.

The material to *Scheutzites* is part of a big collection made at a newly discovered section on the Schneckenkogel near Leislingalm. *Nannosteinnannites nusatenggarae* and the here described specimen of *N. davidi* originate from the exotic blocks of Hallstatt limestone of Timor, collected in 1975 (TATZREITER, 1978). The ammonoids on which *Tozeria* and *Psamateiceras* are based upon were collected from two fissures of grey Hallstatt limestone at Hernstein, approximately 40 km south of Vienna.

Scheutzites: named for F. SCHEUTZ (St. Agatha), who discovered the type locality on the Schneckenkogel near the Leislingalm. Small evolute Clydonitidae with rectangular whorl section. Inner whorls with strong slightly prorsiradiate falcooid ribs, intercostal furrows wider than ribs. The last two whorls with coarse, marginal spines bearing primary ribs and weaker slightly reversed falcooid secondary ribs and striae of growth. Venter wide with strange double-rope-like keel on stem. Suture line steinmannitid.

Nannosteinnannites: small to dwarfish evolute genus, whorl section quadrangular to slightly rectangular, moderately arched to flattened flanks and wide flattened venter. Generally recti- to prorsiradiate ribs sometimes convex, branching on the

flanks rare. Additional steinmannites-like undulatostriate longitudinal sculpture. If nodes, then marginal. Umbilicus deep, moderately wide. Venter with two notched considerably distant keels bordered by keelfurrows, venter not surpassing.

Tozeria: named for E. T. TOZER (Ottawa). Whorl section hexagonal, flanks sloping to the moderately wide funnel-shaped umbilicus. Widely spaced, strong, simple ribs, rectiradiate, slightly sharpened with bullate long crossing the venter. From here bi- or tripartite branching at the venter with two rows of bullate nodes at periphery and interruption in the siphonal region. Suture line goniatitic, quinquelobate with the lack of a median saddle in the external lobe.

Psamateiceras: dwarfish, globose ammonoids, whorl section crossovoid. Inner whorls smooth, sculptureless. Last whorl with broad folds, only full mature specimens with genuine ribs in the last quarter of living chamber crossing the venter, together with striae of growth. Suture line goniatitic, probably quinquelobate external lobe without a median saddle.

1. Einleitung, Fundpunkte

Intensive Neuaufsammlungen im Rahmen der an der Geologischen Bundesanstalt Wien durchgeführten Projekte zur Grundlagenforschung erbrachten ein umfangreiches und z. T. gänzlich neuartiges Ammonitenmaterial zahlreicher obertriadischer Fundpunkte. Die detaillierte Bearbeitung der einzelnen Faunen wird jedoch noch längere Zeit in Anspruch nehmen, weshalb hier vorläufig erst einmal die neuen Taxa zweier Fundpunkte vorgestellt werden. Und zwar von der seit altersher bekannten Lokalität Hernstein (HAUER, 1847, 1848; STUR, 1851; BITTNER, 1882) und dem auch bereits bei MOJSISOVICS (1893, 807) erwähnte Schneckenkogel auf der Leislingalm bei St. Agatha. Umfangreichere Faunenlisten zu beiden Punkten finden sich bei TATZREITER (1985, Paläontologische Aufnahmsberichte zu den Blättern 76 und 96).

Mit der Lokalität Hernstein (historische Schreibweise Hörnstein), ist immer der Burgfelsen mit der Ruine hinter dem, heute im Besitz der Wiener Handelskammer befindlichen, Schloß Hernstein gemeint. Eine erstmalige geologische und paläontologische Bearbeitung fand das Gebiet bei HAUER (1848, 65 ff.), der auch bereits einige für das höhere Nor typische Versteinerungen anführte. Nämlich *Ammonites (= Arcestes) galeatus* HAUER, 1846 und *Monotis salinaria* BRONN, 1830. Damit war eine stratigraphische Einstufung vorgegeben worden, an der sich bis heute nichts geändert hat.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. FRANZ TATZREITER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

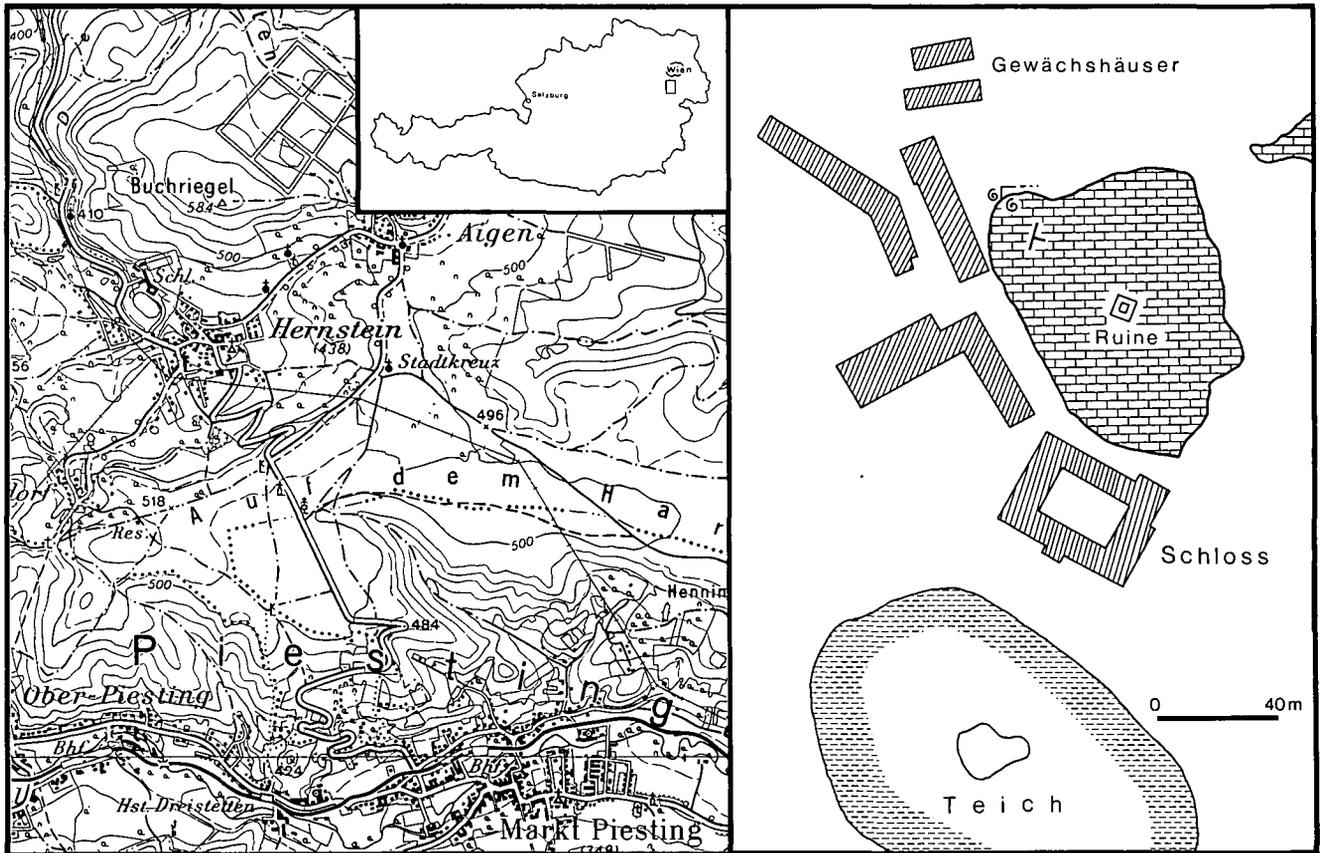


Abb. 1: Lageskizze der Fundpunkte „Basis“ und „Balustrade“ in der Hallstätter Kalk-Scholle von Hernstein. „Basis“ liegt am Fuße der Felswand ca. 35 m SSE der Gewächshäuser, „Balustrade“ etwa 6 m höher.

Bei STUR (1851, 29) findet sich eine umfangreichere Liste von Cephalopoden in der vor allem *Ammonites* (= *Halorites*) *ramsaueri* HAUER, 1847 auffällt, mit dem, falls keine Fehlbestimmung vorliegt, auch alaanisches Alter belegt wäre.

Für das Niveau des *Halorites ramsaueri*, heute Alaun 3, gelang bis jetzt kein zweiter Nachweis mehr. Das knapp 20 cm lange Handstück eines grau und gelb geflaserten Hallstätterkalkes, aus dem der ?*Ectolcites* von MOSTLER et al. (1968, 31) stammte, wurde nach dem Publizieren

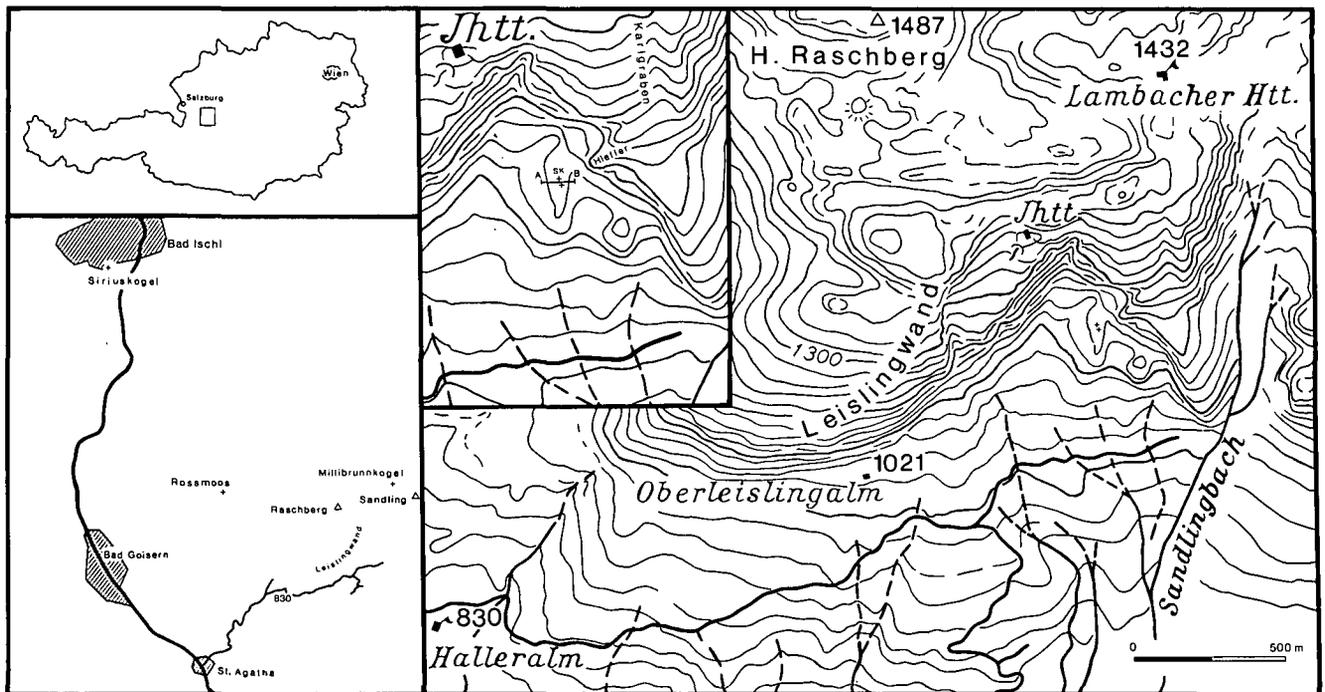


Abb. 2: Lageskizze der Lokalität Schneckenkogel (Seehöhe 1140 m) 340 m SSW der Lambacher Hütte am Raschberg. Der Fundpunkt SK I liegt unmittelbar über (nördlich), SK II direkt unterhalb (südlich) der Profilinie A - B.

zerschnitten. Auf dem jetzt noch vorliegenden Teil befinden sich nur noch vier, davon zwei sehr gut erhaltene, Placiten. Die Hoffnung auf den Beweis von Alaun 2 (Hogarti Zone) hat sich nach Besichtigung dieses Materials als nichtig erwiesen. Das Sevat (im alten Sinne) konnte, leider stets nur mit glattschaligen Ammoniten, jedoch immer wieder belegt werden (siehe oben). Der Nachweis von trachyostraken Ammoniten des Sevat ist aber meines Wissens bisher nicht publiziert worden.

Das von mir gesammelte Material sevatischen Alters stammt aus zwei Spalten von grauem, bituminösem, zum Teil etwas limonitischen Hallstätter Kalk, wobei die Ammoniten im Inneren oft gänzlich rekristallisiert sind.

Beide Spalten liegen gegenüber der Gewächshäuser (Abb. 1; siehe auch MOSTLER et al., 1968), die eine am Fuße des Felsens ca. 8 Meter NNW des Probenpunktes M₂, die zweite etwa 6 Meter höher im Bereich der kleinen Balustrade. Das Material zu *Tozeria hernsteini* n.gen. et n.sp. lieferte zur Gänze die höhere, das zu *Psamateiceras saxicastelli* n.gen. et n.sp. zum überwiegenden Teil die tiefere Spalte. Als Begleitelement findet sich in beiden unter anderem *Rhabdoceras suessi* HAUER, 1860.

Ein bislang unbekanntes mittelnorisches Profil am Schneckenkogel (Abb. 2), das wahrscheinlich einen Teil der Bicrenatus-Zone enthält, die ganze Hogarti- und Macer-Zone abdeckt und wahrscheinlich sogar bis ins Sevat reicht, lieferte ein umfangreiches zum Teil völlig neues Ammonitenmaterial in dem bis jetzt Alaun 2 und 3 sicher nachgewiesen sind und aus dem hier stellvertretend das nur schwer zuordenbare Genus *Scheutzites* n.gen. mit der Typusart *Scheutzites bifunicarinatus* n.sp. vorgestellt sei.

Steinmannites davidi MOJSISOVICS, 1893 als Typusart für *Nannosteinnmannites* n.gen. stammt vom altberühmten Milli-brunnkogel (= Vorderer Sandling). Das von mir dazu beschriebene Exemplar lieferte der Block A im unbenannten Seitenbach des Bihati bei Baun auf Timor, Indonesien (vgl. TATZREITER, 1981, 8). Das Material zu *Nannosteinnmannites nusatenggarae* n.sp. wurde ebenfalls aus dem Block A im unbenannten Seitenbach des Bihati gewonnen.

2. Paläontologische Beschreibungen

Superfamilie Clydonitaceae MOJSISOVICS, 1879

Familie Thisbitidae SPATH, 1951

Genus *Scheutzites* nov.gen.

Typusart: *Scheutzites bifunicarinatus* n.sp.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Franz SCHEUTZ, dem Entdecker der mittelnorischen Fundstelle auf dem Schneckenkogel.

Diagnose: Kleinwüchsige, weitnabelige Clydonitidae, Windungsquerschnitt querrechteckig, Windungen nicht umfassend. Innenwindungen mit kräftigen, leicht prorsiradiaten falcoiden Rippen, gerundete Intercostalfurchen breiter als Rippen. Die zwei Schlußwindungen mit überaus derben, Marginaldornen tragenden Primär- und leicht verkehrt sigmoiden, schwächeren Sekundärrippen, zusätzlich feine Anwachsstreifen. Venter breit, mit kreneliertem, tauförmigem Doppelkiel.

Beziehungen: Gehäuseform, Berippung und Sutur zeigen die nahe Verwandtschaft zu den jüngeren Ge-

nera *Thetidites* und *Pseudothetidites*, die jedoch eine ventrale Skulpturunterbrechung oder zumindest Abschwächung aufweisen. Mit ihrem total aberranten Kiel unterscheidet sich die neue Gattung allerdings vollkommen von allen bisher bekannten Thetiditidae.

Aus der tieferen Hogarti-Zone Timors liegen noch einige, bislang unbearbeitete, schlecht erhaltene Exemplare von Thetiditen vor, die kräftige Umbilikal- und Marginalstachel, sowie zwei Reihen zarter Externknoten besitzen. Ähnliche Formen finden sich im selben Zeitabschnitt in Kanada in größerer Häufigkeit. E. T. TOZER wird dafür eine neue Gattung vorgeschlagen (pers. Mitt.).

Sicher sind in *Scheutzites* n.gen. und in dem eben erwähnten Formenkreis die direkten Vorläufer der in der Macer Zone erscheinenden Gattungen *Thetidites* und *Pseudothetidites* zu suchen.

Sutur: Thetidid, wahrscheinlich quinquelobat.

Vorkommen und Verbreitung: Das gemeinsame Auftreten mit den bereits sicher eingestufteten Arten *Pseudosirenites elegans* (MOJSISOVICS, 1896), *Distichites sollasii* DIENER, 1906 und *Parathisbites hyrtli* MOJSISOVICS, 1893 verweisen die neue Gattung in die Hogarti Subzone der Hogarti Zone, Schichten 14 und 15 von Timor. Da *Scheutzites* n.gen. bis jetzt aber nur vom Schneckenkogel (Leislingalm) bekannt ist, kann eine etwas größere stratigraphische Reichweite nicht ausgeschlossen werden.

Scheutzites bifunicarinatus n.sp.

(Abb. 3a-e)

Holotypus: Original zu Abb. 3a-d.

Locus typicus: Schneckenkogel auf der Leislingalm, Punkt SK II/1.

Stratum typicum: Hangend Rotkalk, Zone des *Hima-vaites hogarti*.

Derivatio nominis: Von funis, -is m. (lat. Seil) und carinatus (lat. gekielt), wegen des Externknieles, der wie zwei nebeneinander liegende Seile aussieht.

Material: Ein Schalenexemplar mit einem Teil der Wohnkammer.

Sammlung	DM	WH	h	WB	b	Nw	w	WB/WH
GBA 1985/2/1/1 *)	26	6,5	0,25	10	0,38	13,5	0,52	1,54
**) 29	9	0,31	10	0,34	13,5	0,46	1,11	

*) Werte ohne Kiel

**) Werte mit Kiel, Kielhöhe der Endwindung geschätzt

Beschreibung: Der breitrechteckige Windungsquerschnitt mit stark gerundeten Flanken bleibt von juvenil bis zu Beginn der Endwindung erhalten. Erst dann nimmt die Windungshöhe leicht zu, die Flanken verflachen und fallen zum Nabel hin ab, wodurch der Windungsquerschnitt schwach trapezförmig wird.

Die Rippen, mit leicht zugeschärftem Profil, entspringen an der Naht, queren die weit ausladende, überhängende Nabelwand und überziehen, gleichmäßig an Stärke zunehmend, in verkehrt falcoidem Verlauf die Flanken. Es sind stets Einfachrippen, einzelne besitzen jedoch schon auf den innersten Windungen einen mächtigen, stumpfen Marginalknoten. Die Intercostalfurchen sind in diesem Stadium breiter als die Rippen und gerundet.

Mit Beginn der vorletzten Windung werden die Rippen fast schlagartig viel kräftiger, wobei einzelne be-

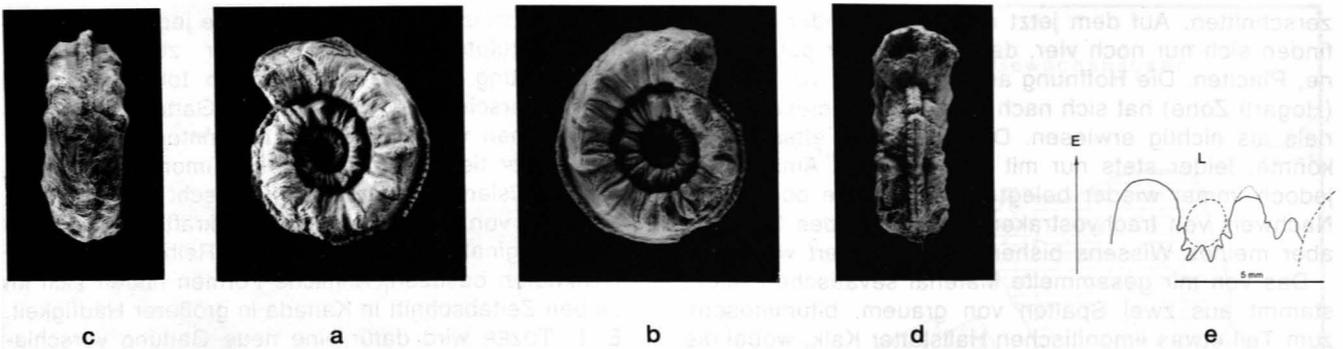


Abb. 3: Holotypus von *Scheutzites bifunicarinatus* (GBA 1985/2/1/1). a+b = Lateralansicht; c = Ventralansicht; d = Frontalansicht (alle natürliche Größe); e = unvollständige Externsutura bei 6 mm Windungshöhe (incl. Kiel).

sonders dominieren, der Verlauf ändert sich nach etwa einer viertel Windung unterschiedlicher Richtungen auf generell rectiradiat. Nunmehr bilden sich einzelne, überaus kräftige, breit auffächernde Rippen mit einem großen, auf die Flanken reichenden Marginaldorn heraus. Die Schlußwindung besitzt dann nur mehr diese mächtigen, weitstehenden, dornentragenden Primärrippen. In den sehr breiten Intercostalzwischenräumen finden sich andeutungsweise noch Sekundärrippen.

Mit der Änderung der Berippung auf der vorletzten Windung treten auch feine Anwachsstreifen auf, die bis auf die Wohnkammer ausgebildet werden.

Die breite Externseite wird von den Marginaldornen und dem noch höheren Kiel überragt. Der Venter senkt sich von der gerundeten Marginalschulter zuerst minimal gegen die Mitte um darauf rasch an Höhe zunehmend, den wulstigen, beiderseits krenelierten, eine leichte Ventralfurche tragenden, hochaufragenden Externkiel zu bilden.

Beziehungen und Verbreitung: Siehe Gattungsbeschreibung.

Sutura: Es wurde nur die Externsutura freigelegt (Abb. 3), da auf ein Aufbrechen des Unikates verzichtet werden mußte. Auch der Externlobus konnte nicht präpariert werden, es scheint aber einen einspitzigen Medianhöcker zu besitzen. Die Externsutura unterscheidet sich praktisch nicht von der des *Thetidites huxleyi* MOJSISOVICS, 1896 und der des *Pseudothetidites indicus* JEANNET, 1958. Die Sättel sind ganzrandig, gut gerundet und nur der Laterallobus weist eine Zerschlitzung mit einem etwas vergrößerten Medianzacken auf.

Sie dürfte aller Wahrscheinlichkeit nach quinquelobat sein.

Vorkommen: Bis jetzt nur vom Schneckenkogel, Punkt SK II/1 bekannt.

Familie Clionititidae ARABU, 1932

Genus *Nannosteinnannites* n.gen.

Typusart: *Steinnannites (Arpadites) davidi* MOJSISOVICS, 1893

Derivatio nominis: Von *nannos* (gr.) Zwerg, wegen der geringen Größe und *Steinnannites*.

Diagnose: Zwerg- bis kleinwüchsige Formen mit quadratischem bis schwach querrrechteckigem, kastenförmigen Windungsquerschnitt, leicht gerundeten bis flachen Flanken und breitem, abgeplatteten Venter. Zu-

meist Einzelrippen, Rippenspaltung auf den Flanken, aber selten. Rippverlauf recti- bis prorsiradiat, zum Teil konvex. Zuzüglich noch undulatostrate Längsskulptur wie bei den *Steinnannites*. Wenn Knoten, dann nur marginal. Nabel mäßig eng, aber tief. Externseite mit zwei weitstehenden, gekerbt, in einer Depression liegenden Kielen, die beiderseits von einer Kielfurche begleitet werden und den Venter nicht überragen.

Beziehungen: *Steinnannites* als nächstverwandte Gattung unterscheidet sich durch die erheblich größeren Dimensionen und dadurch, daß die Externkiel, auch schon in juvenilem Alter, über den Venter herausragen. Bei der neuen Gattung liegen sie in einer Depression in den Venter eingesenkt.

Sutura: Eine typische *Steinnannites*-Sutura mit einem relativ hohen Mediansattel im Externlobus. Der Externsattel ist im adulten Stadium das höchste Element, während er bei den Jugendwindungen vom Lateral-sattel leicht überragt wird.

Vorkommen und Verbreitung: In Timor sind je ein Exemplar in Schicht 14 (Hogarti Zone) und 17/1 (Macer Zone) nachgewiesen. Der Holotypus der Typusart stammt aus den „Gastropodenschichten des Vorderen Sandling“, das entspricht dem Millibrunnkogel nach neuer Terminologie.

Bemerkung: Die neue Gattung umfaßt bis jetzt außer der Typusart nur noch die anschließend neu beschriebene Art *Nannosteinnannites nusatengarae*.

Nannosteinnannites davidi (MOJSISOVICS, 1893)

(Abb. 4a-f)

v. 1893 *Steinnannites (Arpadites) davidi* E. v. MOJSISOVICS, – MOJSISOVICS, S. 483, Taf. 142, Fig. 11.

Holotypus: Original zu MOJSISOVICS, 1893, Taf. 142, Fig. 11.

Locus typicus: Vorderer Sandling (= Millibrunnkogel).

Stratum typicum: Gastropoden-Marmor des Vorderen Sandling.

Material: 1 beschalter Phragmokon.

Sammlung	DM	WH	h	WB	b	Nw	w	WB/WH
GBA 1893/01/454*)	15,5	6	0,39	6	0,39	5	0,32	1,00
GBA 1985/2/2/1	17,5	6,5	0,37	8,5	0,48	6	0,34	1,31

*) Holotypus

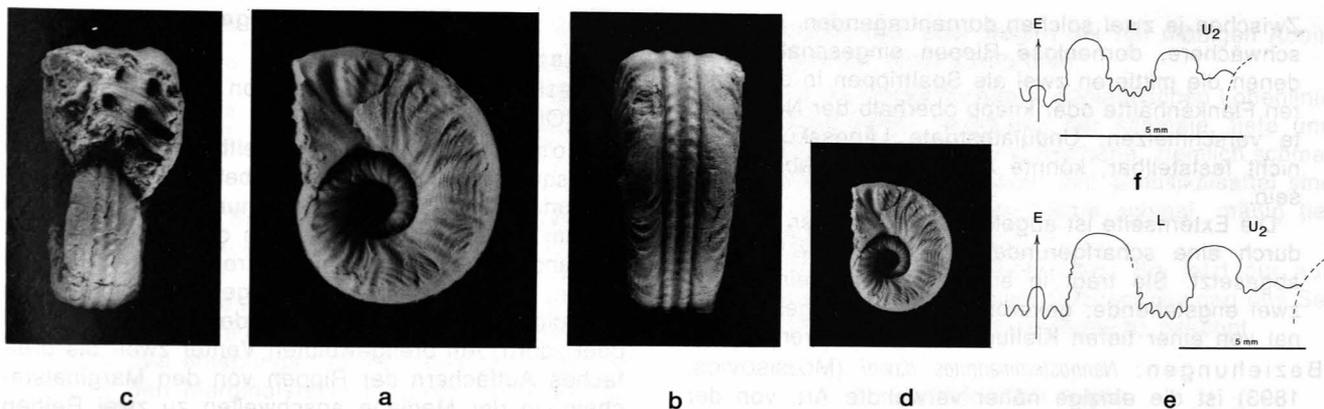


Abb. 4: Phragmokon von *Nannosteinmannites davidi* (GBA 1985/2/2/1) aus der Schicht 17/1 des Blockes A im unbenannten Seitenbach des Bihati bei Baun auf Timor.

a, d = Lateralansicht; b = Ventralansicht; c = Frontalansicht; e = bei 6 mm Externsuturen; f = bei 4 mm Windungshöhe. a–c: 2×; d: natürliche Größe.

Beschreibung: (vgl. MOJSISOVICS, 1893, 483) Durch die Präparation der ursprünglich nicht freiliegenden Innenwindungen des Holotypus ist es gelungen, die völlige Identität mit dem aus Timor stammenden, ausgezeichnet erhaltenen Phragmokonexemplar festzustellen.

Die Anfangswindungen sind rippenlos, dann folgt ein Umgang, bis ca. 4 mm Durchmesser, auf dem sich breite, flache, gerundete, nach marginal sich leicht keulenförmig verbreiternde Einfachrippen ausbilden. Einzelne treten, etwas angeschwollen, deutlicher hervor. Die mittleren Windungen, ab etwa 4 mm Durchmesser, besitzen schon die von MOJSISOVICS (1896, 629) so treffend bezeichnete undulatostriate Längsskulptur. Ab ungefähr 12 mm Durchmesser wird der Rippenverlauf unregelmäßig, überwiegend sind sie jedoch schwach konvex, manche gabeln sich schon an der Nabelkante, gegen Phragmokonende stellt sich dann eine Dreifachteilung in der Flankenmitte ein. Stets sind aber Einzelrippen, manchmal nur als kurze Rippenstrümpfe, dazwischen geschaltet. Die Rippen werden in diesem Bereich von der undulatostriaten Längsskulptur kräftig überprägt, so daß die gesamte Flankenskulptur etwas verschwommen wirkt.

Sutur: Vgl. Gattungsbeschreibung. Beim Holotypus gelang es bei 9 mm Durchmesser, den Externlobus, der einen kleinen Medianhöcker besitzt, und einen Teil des gerundeten Externsattels freizulegen. Sie scheint also mit der des Timor-Exemplares (Abb. 4e,f) ident zu sein.

Vorkommen und Verbreitung: Das vorliegende Einzelstück stammt aus der Schicht 17/1 des blaßrosa Hallstätterkalkes von Block A im unbenannten Seitenbach des Bihati bei Baun auf Timor (vgl. TATZREITER, 1981, 8). Die Art ist somit in Timor und am Millibrunnkogel des oberösterreichischen Salzkammergutes nachgewiesen.

Nannosteinmannites nusatenggarae n.sp.

(Abb. 5a–d)

Derivatio nominis: Nach Nusatenggara, der indonesischen Bezeichnung für die Kleinen Sundainseln.

Holotypus: Original zu Abb. 5.

Locus typicus: Unbenannter Seitenbach des Bihati bei Baun (Timor), Block A.

Stratum typicum: Blaßrosa Hallstätterkalk des Alaun von Baun, Schicht 14.

Material: Ein rekristallisiertes, leicht korrodiertes Exemplar.

Sammlung	DM	WH	h	WB	b	Nw	w	WB/WH
GBA 1985/2/3/1	13	4	0,31	7	0,54	5	0,38	0,25

Beschreibung: Das kleine Gehäuse behält zeitlebens seinen querrechteckigen Windungsquerschnitt mit ausgeprägter Marginalkante und leicht zum Nabel abfallenden, flachgewölbten Flanken.

Der Rippenverlauf ist ziemlich konstant rectiradiat. Auf der Schlußwindung ist jede vierte Rippe kräftiger und trägt einen abstehenden, stumpfen Marginaldorn.

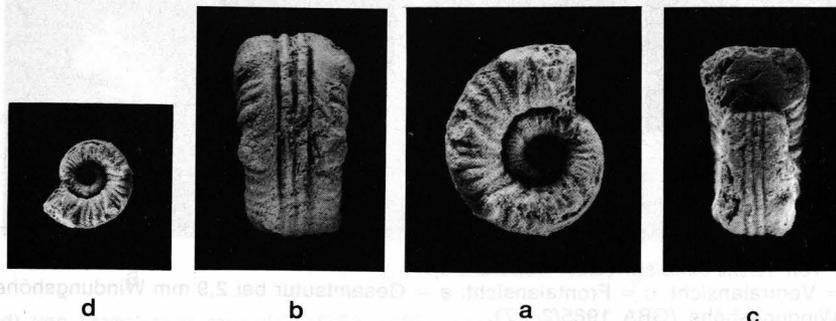


Abb. 5: Holotypus von *Nannosteinmannites nusatenggarae* (GBA 1985/2/3/1) aus der Schicht 14 des Blockes A im unbenannten Seitenbach des Bihati bei Baun auf Timor.

a, d = Lateralansicht; b = Ventralansicht; c = Frontalansicht. a–c: 2×; d: natürliche Größe.

Zwischen je zwei solchen dornentragenden, sind vier schwächere, dornenlose Rippen eingeschaltet, von denen die mittleren zwei als Spaltrippen in der unteren Flankenhälfte oder knapp oberhalb der Nabelkante verschmelzen. Undulatostriate Längsskulptur ist nicht feststellbar, könnte aber eventuell abgewittert sein.

Die Externseite ist abgeflacht und von den Flanken durch eine scharfgerundete Marginalkante deutlich abgesetzt. Sie trägt in einer Vertiefung eingesenkt zwei engstehende, gekerbte Kiele, die gegen marginal von einer tiefen Kielfurche begrenzt werden.

Beziehungen: *Nannosteinnmannites davidi* (MOJSISOVICS, 1893) ist die einzige näher verwandte Art, von der sich die Titelart durch den Besitz der Marginaldornen und eventuell durch das Fehlen der undulatostriaten Längsskulptur unterscheidet.

Sutur: Ganze Lobenlinie konnte keine gewonnen werden, die vorhandenen Reste lassen sie aber recht gut mit der des *N. davidi* vergleichen.

Vorkommen und Verbreitung: Bis jetzt nur aus dem Alaun 2 (Hogarti Zone) des Blocks A im unbekannten Seitenbach des Bihati bei Baun auf Timor bekannt (vgl. TATZREITER, 1981, 8).

Familie Lissonitidae n.fam.

Gemeinsames Merkmal der im höheren Nor auftretenden Lissonitidae ist die goniatische, quinquelobate Lobenlinie mit dem Fehlen eines Medianhöckers im Externlobus.

Es sind durchwegs klein- bis zwergwüchsige Formen. Die Gehäuseform variiert von involut und annähernd skulpturlos bis evolut, kräftig berippt und bestachelt.

Vorerst können nur folgende drei Gattungen zu den Lissonitidae gestellt werden: *Lissonites* TOZER, 1979, *Tozeria* n.gen. und *Psamateiceras* n.gen.

Unklar bleibt einstweilen noch die Zugehörigkeit von *Cyclocelites*, dessen goniatische Sutur ebenfalls keinen Medianhöcker im Externlobus aufweist, sich aber durch den Besitz von nur vier Loben deutlich unterscheidet. Sie jedoch zu den Celtitidae zu stellen, wie KOLLAROVA-ANDRUSOVOVA (1973, 52), scheint mir schon allein wegen der stratigraphischen Stellung unzulässig.

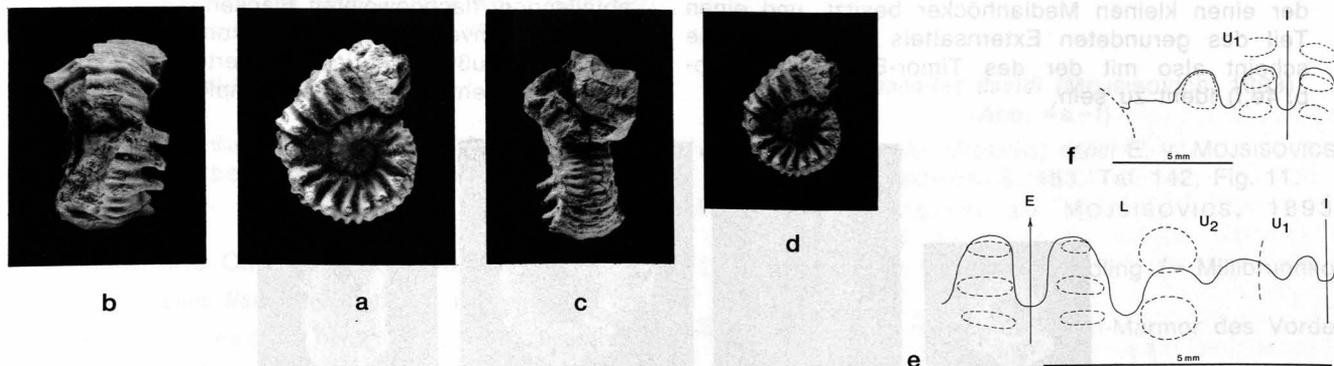


Abb. 6: Holotypus (a–d) von *Tozeria hernsteini* (GBA 1985/2/4/3). a, d = Lateralansicht; b = Ventralansicht; c = Frontalansicht; e = Gesamtsutur bei 2,9 mm Windungshöhe (GBA 1985/2/4/7); f = Internsutur bei 3,4 mm Windungshöhe (GBA 1985/2/4/7).

Die wenigen noch vorhandenen Marginalstacheln brachen beim Präparieren ab. Es gelang nicht immer, die ursprünglich mit schätzungsweise 10 Grad gegen die Aufrollungsrichtung (apical) gerichteten Stacheln wieder in ihrer ursprünglichen Position anzukleben.

a–c: 1,5×; d: natürliche Größe.

Genus *Tozeria* n.gen.

Typusart: *Tozeria hernsteini* n.sp.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. E. T. TOZER (Ottawa).

Diagnose: Lissonitidae mit breithexagonalem Windungsquerschnitt, flach zum Nabel abfallenden Flanken und breit-trichterförmigen, nur mäßig tiefen und weitem Nabel. Flanken direkt in die senkrechte Nabelwand übergehend. Einfache rectiradiate Flankenrippen, kräftig, weitstehend, zugespitzt, mit einem auf die Flanken herabreichenden Marginalstachel oder -dorn. Am breitgewölbten Venter zwei- bis dreifaches Auffächern der Rippen von den Marginalstacheln, in der Mediane anschwellen zu zwei Reihen bullater Externknoten, im Siphonalbereich wieder Abschwächung.

Beziehungen: *Lissonites* unterscheidet sich durch die evoluteren Gehäuse mit einem eher schlanken Windungsquerschnitt und durch den Mangel an Stacheln oder Dornen, besitzt jedoch die gleiche goniatische Sutur mit dem Fehlen eines Medianhöckers im Externlobus. *Metasibirites* weist keine externe Rippenunterbrechung und keine Ventralnuten auf, dürfte aber auch den einfachen Externlobus besitzen.

Sutur: Einfache quinquelobate goniatische Lobenlinie ohne Medianhöcker im Externlobus und Externsattel als höchstem Element.

Vorkommen und Verbreitung: Im Obenor (Sevat) von Hernstein (Österreich) und Kotel (Bulgarien).

Tozeria hernsteini n.sp.

(Abb. 6a–f, 7)

Holotypus: Original zu Abb. 6a–d.

Locus typicus: Burgfelsen von Hernstein in Niederösterreich.

Stratum typicum: Grauer, bituminöser Hallstätterkalk des Sevat.

Derivatio nominis: Nach dem Fundpunkt Hernstein.

Material: 10 beschaltete Exemplare, z. T. mit Wohnkammer und 4 Fragmente.

Sammlung	DM	WH	h	WB	b	Nw	w	WB/WH
GBA 1985/2/4/1	13	5,5	0,42	≈ 8	0,61	5	0,34	1,45
GBA 1985/2/4/2	17	6,5	0,38	≈ 8	0,47	5,5	0,32	1,23
GBA 1985/2/4/3*	16	8,5	0,53	≈ 9	0,56	5,5	0,34	1,06
GBA 1985/2/4/4	15	7,5	0,50	≈ 10	0,67	4,7	0,31	1,33

*) Holotypus

Beschreibung: Siehe auch Gattungsdiagnose.

Die kräftig skulptierten, mäßig evoluten Gehäuse besitzen einen breithexagonalen Windungsquerschnitt. Die Flankenrippen sind rectiradiat, selten ganz schwach falcoïd, weitstehend und etwas zugschärft. Sie entspringen an der Naht und enden vorerst in den Marginalstacheln. Diese sind sehr lang, hohl und leicht gegen die Aufrollungsrichtung geneigt. Von ihnen gehen zweifach – selten dreifach – gespaltene, abapical gekrümmte Externrippen, ähnlich wie bei *Thetidites*, aus, die in der Mediane in einen wohlausgebildeten, bullaten Knoten übergehen. Bis auf die Endwindung erfahren die Rippen im Siphonalbereich eine anfänglich sogar sehr starke Abschwächung. Erst in der letzten Hälfte der Schlußwindung vollwachsender Exemplare heben sich die Rippen auch in diesem Bereich kräftig empor.

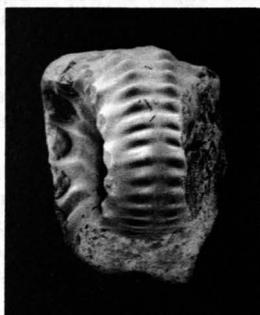


Abb. 7: Ventralansicht von *Tozeria hernsteini* (GBA 1985/2/4/1); Syntypus: 2×.

Beziehungen: SACHARIEWA-KOWATSCHEWA beschreibt (1967, 105f.) einen *Metasibirites trachyceratiformis* mit einer „goniatitenähnlichen“, ganzrandigen Lobenlinie, in dem ich einen nahen Verwandten von *Tozeria hernsteini* sehe. Als unterscheidend zur neuen Art betrachte ich den Windungsquerschnitt, der höher und schlanker ist und gewölbte Flanken aufweist. Auch in der Externberippung und in der Art der Marginaldornen bzw. -stacheln scheinen Unterschiede zu beste-

hen, lassen sich aber wegen der nur mäßigen Abbildungsqualität nicht überprüfen.

Sutur: In der quinquelobaten, goniatitischen Lobenlinie (Abb. 6e,f) fallen besonders der schmale, tiefe und gerundete Externlobus und der hohe, ziemlich schmale Externsattel auf. Lateral- und Umbilikalsattel sind flach und breit, der Internlobus schmal, mäßig tief und gerundet.

Vorkommen und Verbreitung: Bis jetzt nur aus den grauen Hallstätter Kalk Spaltenfüllungen des Sevat von Hernstein (Niederösterreich) bekannt.

Psamateiceras n.gen.

Typusart: *Psamateiceras saxicastelli* n.sp.

Derivatio nominis: Nach der Neréide Psamate.

Diagnose: Zwergwüchsige, globose, stark involute Gehäuse mit breitovalalem Windungsquerschnitt. Innenwindungen skulpturfrei, glatt, erst auf der Schlußwindung Einschnürungen auf den Flanken, dadurch Entstehen von breiten, rippenähnlichen Falten. Nur bei komplett altersreifen Individuen sind auf der Wohnkammer echte Rippen vorhanden, die dann auch den Venter leicht konvex gewölbt überschreiten. Anwachsstreifen im letzten Viertel der Wohnkammer oder etwas früher stets vorhanden. Wohnkammerlänge ca. dreiviertel Umgang.

Beziehungen: Die praktisch idente Sutur mit dem Fehlen eines Medianhöckers im Externlobus weist die neue Gattung in die Verwandtschaft zum altersgleichen *Lissonites* und zur *Tozeria*. Andererseits nimmt *Psamateiceras* jedoch durch die stark reduzierte Skulptur eine recht isolierte Stellung ein.

Bemerkung: In der interessanten ökologischen Arbeit von LAWS (1982, 139f.) wird aus einer ähnlichen Faunenzusammensetzung wie in Hernstein ein *Eremites* sp. erwähnt, bei dem es sich um einen Vertreter von *Psamateiceras* handeln könnte. Absolute Sicherheit kann aber nur ein Suturenvergleich erbringen. Bei den abgebildeten Gehäusen scheint es sich um eine Form mit ?2 Reihen echter Knoten zu handeln, mit einer lateralen und einer angedeuteten umbilikalen.

Sutur: Goniatitisch, vermutlich quinquelobat, Externlobus ohne Medianhöcker.

Vorkommen und Verbreitung: Bis jetzt ist nur die aus sevatischen Spaltenfüllungen von Hernstein stammende Typusart bekannt.

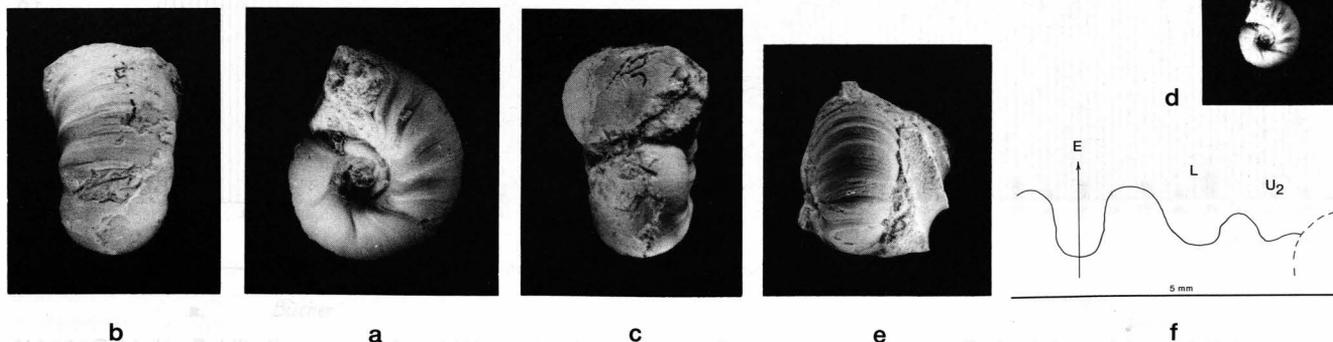


Abb. 8: Holotypus (a–d) von *Psamateiceras saxicastelli* (GBA 1985/2/5/2).

a, d = Lateralansicht; b = Ventralansicht; c = Frontalansicht; e = Ventralansicht des Wohnkammerendes eines Fragmentes (GBA 1985/2/5/1), 2×; f = etwa drittletzte Externsuture eines nicht ganz erwachsenen Tieres bei 2 mm Windungshöhe (GBA 1985/2/5/4).

a–c: 3×; d: natürliche Größe.

Psamateiceras saxicastelli n.sp.

(Abb. 8a–f)

Holotypus: Original zu Abb. 8a,b,c,e.

Locus typicus: Burgfelsen von Hernstein in Niederösterreich.

Stratum typicum: Grauer, bituminöser Hallstätterkalk des Sevat.

Derivatio nominis: Nach dem Burgfelsen; saxum (lat.) Fels, castellum (lat.) Burg.

Material: 7 beschaltete mit Wohnkammer versehene Exemplare und 8 Fragmente.

Sammlung	DM	WH	h	WB	b	Nw	w	WB/WH
GBA 1985/2/5/1	10,5	4,5	0,43	6	0,57	2,5	0,24	1,33
GBA 1985/2/5/2 ¹⁾	9,5	3,5	0,37	6	0,63	2,5	0,26	1,71
GBA 1985/2/5/6 ²⁾	9,0	3	0,33	5,5	0,61	2,5	0,28	1,83
GBA 1985/2/5/3	8,5	3,5	0,41	5,5	0,65	2	0,23	1,57
GBA 1985/2/5/7 ²⁾	8,5	3	0,35	?6	0,70	?2	0,23	2
GBA 1985/2/5/4 ³⁾	7	2,5	0,36	4,5	0,64	1	0,14	1,80
GBA 1985/2/5/5	7	1,8	0,26	4,5	0,64	1,5	0,21	2,50

1) Holotypus

2) Balustrade

3) Suturenoriginal

Beschreibung: Vgl. auch Gattungsdiagnose. Windungsquerschnitt der Innenwindungen queroval mit einer deutlichen Flankenante, wodurch eine cadiconartige Gehäuseform entsteht. Erst auf der Schlußwindung, die zu dreiviertel von der Wohnkammer eingenommen wird, können sich, mit der Entwicklung von Einschnürungen, niedrige, flache Flanken herausbilden. In der letzten Hälfte bzw. Viertel der Wohnkammer individualisieren sich aus den Einschnürungen breite, niedrige, schwach verkehrt falcoide Rippenwülste, die abgeflacht, sich dachziegelartig überlappend (verkehrt imbriziert), den Venter in konkaven Bogen übersetzen. Auf der Wohnkammer stellen sich auch feine, rippenparallele Anwachsstreifen ein. Der Nabel ist zeitlebens sehr eng, jedoch offen.

Beziehungen: Der weitgehende Mangel einer ausgeprägteren Skulptur läßt keinen näheren Vergleich mit anderen Arten zu.

Sutur: Die vermutlich quinquelobate, goniatische Sutur (Abb. 8f) ähnelt stark der von *Tozeria hernsteini*, ist jedoch gedrungener.

Vorkommen und Verbreitung: Bis jetzt nur aus den sevatischen Spaltenfüllungen, zusammen mit *Rhabdoceras suessi* HAUER, 1860 und *Sagenites quinquepunctatus* MOJSISOVICS, 1893, von Hernstein in Niederösterreich bekannt.

Literatur

- BITTNER, A.: Die Geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich und der weiteren Umgebung. – In: (BECKER, M. A., Ed.) *Hernstein in Niederösterreich sein Gutsgebiet und das Land im weiteren Umkreise* 1. Theil, 15 Abb., 4 Ktn., Wien (Hölder) 1882.
- HAUER, F. v.: *Monotis* in den österreichischen Alpen. – Ber. über die Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften, 1/1846, 160–162, Wien 1847.
- HAUER, F. v.: Geologische Beschaffenheit von Hörnstein. – Ber. über die Mitteilungen der Freunde der Naturwissenschaften, 3/1847, 65–69, Wien 1848.
- KOLLAROVA-ANDRUSOVOVA, V. & KOCHANOVA, M.: Molluskenfauna des Bleskovy Pramen bei Drnava (Nor, Westkarpaten). – 234 S., 65 Abb., 18+10 Taf., Bratislava (Verl. Slowak. Akad. Wiss.) 1973.
- LAWES, R. A.: Late Triassic Depositional Environments and Molluscan Associations from West-Central Nevada. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 37/1982, 131–148, Amsterdam 1982.
- MOJSISOVICS, E. v.: Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. – Abh. Geol. R.-A., 6, 2. Hälfte (2. Bd.), Wien 1893.
- MOJSISOVICS, E. v.: Beiträge zur Kenntniss der obertriadischen Cephalopoden-Faunen des Himalaya. – Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 63, 575–701, 8 Abb., 22 Taf., Wien 1896.
- MOSTLER, H., OBERHAUSER, R. & PLÖCHINGER, B.: Die Hallstätter Kalk-Scholle des Burgfelsens Hernstein (N.-Ö.). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1967/1, 2, Wien 1968.
- SACHARIEVA-KOWATSCHEWA, Kr.: Norische Ammoniten von der Trias bei Kotel. – (in bulgarischer Sprache) *Ann. Univ. Sofia Fac. Géol. Geogr.*, Livre 1 Geol., 60 (1965/1966), 75–106, Sofia 1967.
- STUR, D.: Die Cephalopodenführenden Kalksteine von Hörnstein. – *Jb. Geol. R.-A.*, 2, 27–30, Wien 1851.
- TATZREITER, F.: Zur Stellung der *Himalaites columbianus* Zone (Höheres Mittelnor) in der Tethys. – *Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, 4, 105–139, 7 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Wien 1978.
- TATZREITER, F.: Ammonitenfauna und Stratigraphie im höheren Nor (Alaun, Trias) der Tethys aufgrund neuer Untersuchungen in Timor. – *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 121, Wien 1981.
- TATZREITER, F.: Bericht 1984 über paläontologische Untersuchungen in Hallstätterkalken auf Blatt 76 Wr. Neustadt und 96 Bad Ischl. – *Jb. Geol. B.-A.*, 128/2, Wien 1985 (in Druck).
- TOZER, E. T.: Latest Triassic Ammonoid Faunas and Biochronology, Western Canada. – *Current Research B, Geol. Surv. Canada, Paper*, 79-1B, 127–135, Abb. 16/1, Tab. 16/1, Taf. 16/1, Ottawa 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 14. Mai 1985.

40 Jahre Paläontologie an der Universität Wien (1945 – 1984)

Von ERICH THENIUS*)

Mit 5 Abbildungen und 1 Tafel

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	217
1. Einleitung	227
2. Die ersten Nachkriegsjahre	228
3. Die Ära OTHMAR KÜHN (1951–1964)	229
4. Die Zeit unter ERICH THENIUS (1965–1974)	232
5. Die jüngste Dekade (1975–1984)	233
6. Das Studium der Paläontologie an der Universität Wien	235
Anhang: Die Österreichische Paläontologische Gesellschaft	236
Literatur	236

Zusammenfassung

Kurzer historischer Überblick über die Entwicklung der Paläontologie an der Universität Wien in den Jahren 1945 bis 1984. Diese Übersicht wurde in etwas modifizierter Form als Abschiedsvorlesung des Verfassers am 26. 3. 1985 gehalten.

Summary

Short review on the historical development of the Palaeontology at the University of Vienna in the years from 1945 to 1984. It is a modified lecture held on the occasion of the retirement of the author.

1. Einleitung

Anlaß zu diesen Zeilen ist die mit 28. 2. 1985 erfolgte vorzeitige Emeritierung des Autors, der seit dem Jahr 1943 in wechselnder Funktion dem Institut für Paläontologie der Universität (damals Paläontologisches und Paläobiologisches Institut) angehört. In den vergangenen vier Jahrzehnten hat die Paläontologie an der Universität Wien eine Entwicklung genommen, an welcher der Verfasser nicht unmaßgeblich beteiligt war. Es ist

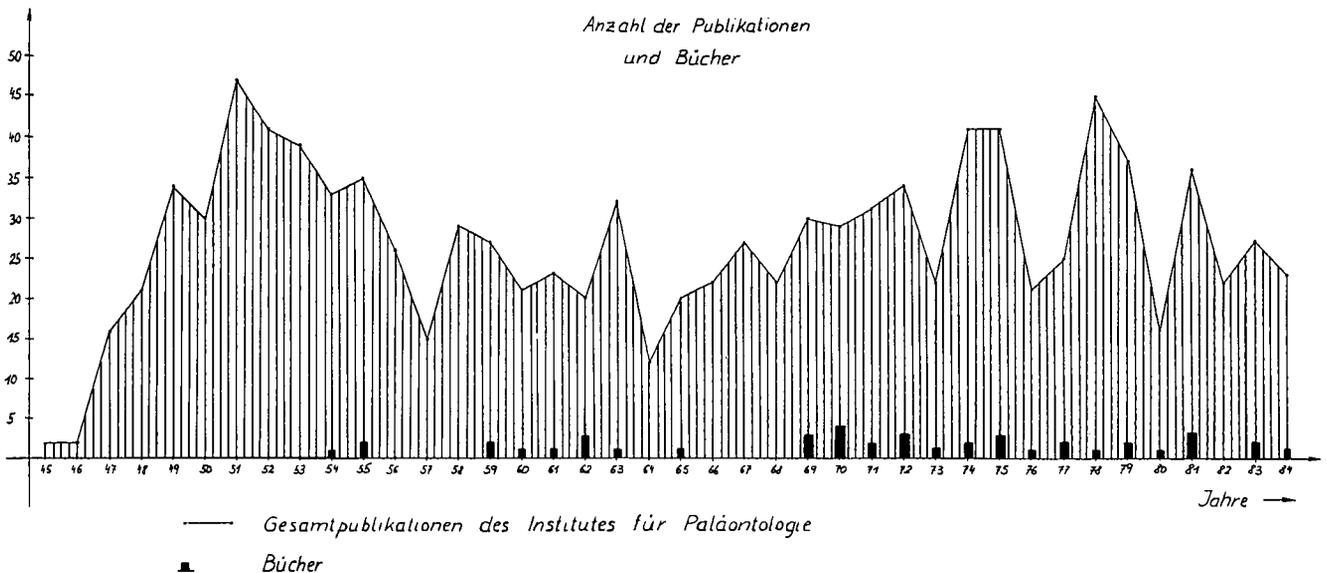


Abb. 1: Zahl der Publikationen von Angehörigen des Institutes für Paläontologie (vormals Paläontologisches und Paläobiologisches Institut) der Universität Wien, die in den Jahren 1945–1984 veröffentlicht wurden. Buchpublikationen (insgesamt 43) sind schwarz ausgezeichnet.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. ERICH THENIUS, Institut für Paläontologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7/II, A-1010 Wien.

XXVII. Paläontologie.

Paläontologie I: Evertibraten, 4st., Mo. Di. Mi. Do. 9—10; geol.-paläontol. Hs.	o. Prof. Leuchs
Paläobiologie in Einzeldarstellungen, 1st., Mo. 15—16; ebenda.	o. Prof. Leuchs
Paläontologisch-paläobiologisches Praktikum, 4st., n. Ü. (p. A.); paläontol.-paläobiol. Inst. Lab.-Taxe S 8.—.	o. Prof. Leuchs
Anleitung zu selbständigen wissenschaftlichen Arbeiten (p. A.), ganztägig (gilt als 10st.); Paläontol.-paläobiol. Inst. Lab.-Taxe S 8.—.	o. Prof. Leuchs
Paläontologisch-paläobiologische Lehrausflüge, fallweise Ankündigung (gilt als 1st.).	o. Prof. Leuchs

jene Zeit, in der nicht nur die Zahl der Ordinariate von 1 auf 4 vermehrt werden konnte, sondern auch die der Assistentenposten von 3 auf 9 erhöht wurde und das Institut als ältestes im deutschsprachigen Raum sein 100-jähriges Bestehen feiern konnte. Der Raum konnte in dieser Zeit von 1040 m² auf 1365 m² (ohne Keller-räumlichkeiten) erweitert werden.

In diesem Rahmen sind neben der rein personellen und räumlichen Entwicklung vor allem die Ausweitung der wissenschaftlichen Arbeitsrichtungen und ihre Ergebnisse, soweit sie in Publikationen ihren Niederschlag gefunden haben, sowie die auch für den Nicht-Österreicher interessanten Veränderungen des Studienganges berücksichtigt.

Für die Überlassung von Daten sowie zahlreiche Hinweise bin ich den Mitarbeitern des Institutes für Paläontologie zu Dank verpflichtet. Es ist selbstverständlich, daß in diesem Rahmen nur eine Skizzierung des Geschehens erfolgen kann, also Vollständigkeit weder beabsichtigt noch möglich ist, ganz abgesehen davon, daß die Auswahl etwas subjektiv sein mag.

Eine Übersicht über die Geschichte des Institutes für Paläontologie anlässlich des 100-jährigen Bestehens findet sich in STEININGER & THENIUS (1973). Weitere Hinweise geben die Publikationsverzeichnisse für die Jahre 1945 bis 1980 (THENIUS, 1961, 1973; RAUSCHER & THENIUS, 1981), in denen auch jene hier im Text zitierte Literatur angeführt ist, die im Literaturverzeichnis aus Platzgründen nicht berücksichtigt werden konnte.

Insgesamt sind in den Jahren 1945–1984 weit über 1000 Publikationen von Institutsangehörigen veröffentlicht worden, davon mehr als 40 Buchpublikationen bzw. Skripten. Die Publikations-„Kurve“ (Abb. 1) zeigt die enorme „Produktion“ im ersten Nachkriegsjahrzent (ohne verwaltungsmäßige Belastung wie in späteren Jahren), der 1964 ein Tiefstand folgte, der auf die im Jahr 1962 erfolgte Übersiedlung des Institutes in das „Neue Institutsgebäude“ zurückzuführen sein dürfte.

2. Die ersten Nachkriegsjahre (1945–1950)

Die Jahre nach dem Ende des 2. Weltkrieges waren dem Wiederaufbau des durch zahlreiche Bombentreffer schwer beschädigten Institutes gewidmet. Da Prof. Dr. Kurt Ehrenberg, Vorstand bis Kriegsende, vom Dienst entbunden worden war (seine Pensionierung erfolgte am 30. 6. 1947), wurde der Geologe Prof. Dr. Kurt Leuchs am 12. 10. 1945 mit der interimistischen Leitung des Institutes betraut. Diese Funktion hatte K. Leuchs mit Unterbrechungen bis zu seinem frühen Tod am 7. 9. 1949 inne (CORNELIUS, 1950). Die neuerliche interimistische Leitung wurde nunmehr durch den Geologen Prof. Dr. L. Kober, damals Vorstand des Geologischen Institutes der Universität Wien, wahrgenommen. Das Fehlen eines Institutsvorstandes wirkte sich in vieler Hinsicht (z. B. Dienstposten, Räumlichkeiten, Dotation) für das Institut negativ aus.

Immerhin konnte bereits im Winter-Semester 1945/46 der Unterrichtsbetrieb in beschränktem Maße aufgenommen werden. Im Sommer-Semester 1946 wurden dann folgende Lehrveranstaltungen angeboten: Paläontologie I (Evertibraten) 4-st., Paläobiologie in Einzeldarstellungen 1-st., Paläontologisch-paläobiologisches Praktikum 4-st., Anleitung zu selbständigen wissen-

Abb. 2: Vorlesungsangebot aus Paläontologie im Sommersemester 1946 an der Universität Wien.

schaftlichen Arbeiten 10-st. und Paläontologisch-paläobiologische Lehrausflüge 1-st.; d. h. es wurden insgesamt 10 Wochenstunden (ohne wiss. Arbeiten) aus Paläontologie angeboten (Abb. 2). Zum Vergleich das Sommer-Semester 1984: 9 Stunden im 1. Studienabschnitt, 23 Stunden im 2. Studienabschnitt sowie 22 Stunden in Form von Wahlfächern, also insgesamt 54 Wochenstunden (ohne Anleitung zu wissenschaftlichen Arbeiten) (Abb. 3).

Der Personalstand umfaßte 1945 nur 6 Personen (s. Abb. 4). Die Zahl der Dienstposten konnte bis zum Jahr 1982 schrittweise auf insgesamt 24 erhöht werden. Damit war ein richtiges Großinstitut entstanden. Zunächst jedoch war es noch nicht so weit.

Das Jahr 1948 brachte nicht nur eine im Zuge der Wiedererrichtung der zerstörten Institutsräumlichkeiten erfolgte Erweiterung von Arbeitsräumlichkeiten am Institut (durch die Einbeziehung ehemaliger Gänge), sondern auch die Eingliederung der Paläobotanik in das Institut. Im Winter-Semester 1948/49 nahm Frau Dozent Dr. Elise Hofmann ihre Vorlesungen aus Paläobotanik auf. E. Hofmann, der am 18. 2. 1950 der Titel eines a.o. Professors verliehen wurde, übersiedelte anfangs der 50er Jahre mit dem bisher am Botanischen Institut der Universität Wien befindlichen paläobotanischen Lehrapparat bzw. Sammlung an das Paläontologische Institut. Damit war erstmalig in der Geschichte der Paläontologie an der Universität Wien die Paläobotanik dem Paläontologischen Institut eingegliedert worden. Frühere paläobotanische Vorlesungen fanden im Rahmen der Botanik statt. Der Schwerpunkt der wissenschaftlichen Arbeit von E. Hofmann galt zwar fossilen und subfossilen Hölzern, also xylotomischen Untersuchungen, doch zählten auch Früchte und Samen prähistorischer Fundstellen zu den bevorzugten Objekten. Erstmals jedoch führte sie mit Studien über den Oberkreideflysch die präquartäre Palynologie an der Universität Wien ein, eine Arbeitsrichtung, die später durch W. Klaus (s. u.) in wesentlich erweiterter Form und auch mit geänderter Zielrichtung weitergeführt werden sollte (HOFMANN, 1951). Im Rahmen einer Dissertation wurde von ihr noch eine weitere zukunftsrichtige Arbeitsrichtung inauguriert, nämlich die Untersuchung von fossilem Nannoplankton. Die von Herbert Stradner unter der Leitung von E. Hofmann durchgeführte Dissertation entstand über Anregung von A. Papp. Leider verstarb E. Hofmann im März 1955 (EHRENBERG, 1956; KLAUS, 1956; KÜHN, 1958). Da sie keine Planstelle innehatte (sie war hauptberuflich Hauptschullehrerin gewesen), war die Paläobotanik am Institut nunmehr ohne fachliche Vertretung. Die Pflichtvorlesung für Lehramtskandidaten wurde in den Jahren 1955 bis 1965 von E. Thenius abgehalten. Abb. 5 zeigt die verschiedenen Arbeitsgebiete am Institut in chronologischer Folge.

8.07. Erdwissenschaften

1. Studienabschnitt

- 807 050 Einführung in die Paläobotanik (für Lehramtskandidaten, Geologen, Botaniker), 2st., Fr 12—14; Hs. d. Inst. f. Paläont. VO — G 112 O. Prof. Klaus
- 807 061 Einführung in die Paläozoologie (für Fachstudenten), 2st., Mo Di 11—12; Hs. d. Inst. f. Paläont. VO — G 113 Univ.-Doz. Vávra
- 807 072 Paläontologische Übungen für Anfänger (Voraussetzung: Prüfung über „Biologie für Erdwissenschaften“), 4st., n. Ü.; Hs. d. Inst. f. Paläont. VO + UE — G 115 Univ.-Doz. Rabeder
- 807 115 Paläontologische Exkursionen (Fachstudenten Vordiplom), 1st., n. Ü. (p. A.); gem. m. Ass. Dr. Piller. EX — G 122 Ao. Prof. Steininger

2. Studienabschnitt

Studienzweig: Paläontologie

Pflichtfächer

- 807 753 Paläobiogeographie, 2st., Di Mi 8—9; Hs. d. Inst. VO — G 502 Ao. Prof. Steininger
- 807 764 Spezielle Paläontologische Übungen II (Gelände). Geländemethoden mit Exkursionen (Voraussetzung: „Paläontologische Übungen für Anfänger“), 4st., n. Ü. (p. A.); gem. m. Doz. Hohenegger und Dr. Piller. UE + EX — G 504 Ao. Prof. Steininger
- 807 775 Systematische Mikropaläontologie, 2st., Mi 14—16; Hs. d. Inst. VO — G 508 Univ.-Doz. Hohenegger
- 807 786 Biostratigraphie des Paläozoikums, 2st., Di Mi 12.15—13; Hs. d. Inst. VO — G 509 Univ.-Doz. Krystyn
- 807 797 Exkursionen zu charakteristischen Fossilagerstätten (bes. für Paläontologen, Geologen und Biologen, gilt als Exkursionen für den 2. Studienabschnitt), 4st., n. Ü. (p. A.); gem. m. Doz. Hohenegger und Dr. Piller. EX — G 512 Ao. Prof. Steininger
- 807 807 Palynologie: Stratigraphie und Morphologie (vorwiegend präquartär), 1st., Di 14.45—15.30; Seminarsaal d. Inst. VO — G 543 O. Prof. Klaus
- 807 818 Pollenanalytisches Praktikum II: Stratigraphie (vorwiegend Präquartär), 3st., Di 15.30—17.45; Labor d. Inst.; gem. m. Ass. Mag. Dr. Zetter. UE — G 547 O. Prof. Klaus
- 807 829 Paläobotanische und palynologische Exkursionen, 1st., n. Ü. (p. A.); gem. m. Ass. Mag. Dr. Zetter. EX — G 548 O. Prof. Klaus

- 807 830 Biostratigraphische Demonstrationen I (ergänzend zu 807 786), 1st., Mi (pünktl.) 13—13.45; Inst. SE — G 561 Univ.-Doz. Krystyn
- 807 841 Biostratigraphische Exkursionen (ergänzend zu 807 786), 3st., n. Ü. (p. A.). EX — G 561 Univ.-Doz. Krystyn
- Wahlfächer
- 807 852 Anleitung zu wissenschaftlichen Arbeiten, 12st., n. Ü.; Inst. SE O. Prof. Thenius
- 807 863 Spezielle Lehrveranstaltungen für Doktoranden der Palynologie, 4st., n. Ü.; Inst. SE O. Prof. Klaus
- 807 874 Wissenschaftliche Arbeiten aus Paläobotanik und Palynologie, 10st., n. Ü. (p. A.). SE O. Prof. Klaus
- 807 885 Wissenschaftliche Arbeiten, 10st., Mo—Fr 9—17, n. Ü.; Inst. (p. A.). SE Ao. Prof. Steininger
- 807 896 Privatissimum für Dissertanten der Biostratigraphie, 2st., n. Ü.; Inst. (p. A.). SE emer. O. Prof. Zapfe
- 807 906 Anleitung zu wissenschaftlichen Arbeiten, 10st., ganztägig, n. Ü.; Inst. (p. A.). SE emer. O. Prof. Zapfe
- 807 917 Wissenschaftliche Arbeiten, 10st., ganztägig, n. Ü.; Inst. (p. A.). SE Univ.-Doz. Vávra
- 807 928 Leitfossilien und Leitfossilforschung, 2st., Mi 18—20; Hs. d. Inst. VO Univ.-Doz. tit. Ao. Prof. Sieber
- 807 939 Museumskunde und Naturdenkmalpflege (für Erdwissenschaften und Paläobiologie), 1st., Mo—Sa n. Ü.; Hs. d. Inst. VO Univ.-Doz. tit. Ao. Prof. Sieber
- 807 940 Wissenschaftliche Arbeiten, 10st., Mo—Fr n. Ü.; Inst. SE Univ.-Doz. tit. Ao. Prof. Sieber
- 807 951 Anleitung zu wissenschaftlichen Arbeiten, 10st., n. Ü.; Inst. (p. A.). SE Univ.-Doz. Rabeder
- 807 962 Höhlenpaläontologische Lehrgrabung in den Sommerferien, 4st., n. Ü. (p. A.); gem. m. Lektor Dr. Mais. UE Univ.-Doz. Rabeder
- 807 973 Höhlenkundliche Exkursionen, 4st., n. Ü. (p. A.); gem. m. Lektor Dr. Mais. EX Univ.-Doz. Rabeder
- 807 984 Mikrovertebraten-Paläontologie III, 1st., Mi 16—17; Hs. d. Inst. VO Univ.-Doz. Rabeder
- 807 995 Biostratigraphisches Seminar, 2st., n. Ü.; Inst. (p. A.). SE Univ.-Doz. Krystyn
- 858 001 Fossilgenetik, 2st., Mo 14—16; Hs. d. Inst. VO Univ.-Doz. Hohenegger
- 858 012 Wissenschaftliche Arbeiten, 10st., n. Ü.; Inst. (p. A.). UE Univ.-Doz. Hohenegger

Abb. 3: Lehrveranstaltungen aus Paläontologie im Sommersemester 1984 an der Universität Wien. Vorlesungen aus den übrigen Erdwissenschaften im 1. Studienabschnitt nicht angeführt.

3. Die Ära Othmar Kühn (1951—1964)

Am 31. 1. 1951 erfolgte die Ernennung von Dr. Othmar Kühn, dem vormaligen Direktor der Geologisch-Paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien, zum Ordinarius für Paläontologie und Paläobiologie sowie zum Vorstand des Institutes. O.

Kühn war als Schüler Carl Dieners Evertbratenpaläontologe (mit Schwerpunkten auf Hydrozoen, Anthozoen und Rudisten) und Biostratigraph (hpts. Kreide). Damit war auch „offiziell“ der Wandel der Hauptarbeitsrichtung des Institutes von der rein paläobiologischen Betrachtungsweise (ohne taxonomische und stratigraphische Unterlagen) unter K. Ehrenberg zu systematisch-faunistischen und stratigraphischen Untersuchungen

Dienstposten am Institut für Paläontologie der Universität Wien (vormals Paläontologisches und Paläobiologisches Institut)

1945	1962	1974	1982	1985
1 Ordinarius	1 Ordinarius	4 Ordinarii	4 Ordinarii	3 Ordinarii
-	1 Extraordinarius	-	1 Extraordinarius	-
1 Assistent	2 Assistenten	5 Assistenten	6 Assistenten	7 Assistenten
1 wiss.Hilfskraft	1 wiss.Hilfskraft	3 wiss.Hilfskräfte	2 Stud.-bzw.V-Assist.	1 Stud.-bzw.V-Assist.
1 Präparator	1 Präparator	1 Präparator	1 Präparator	1 Präparator
-	-	1 Bibliothekar	1 Bibliothekar	1 Bibliothekar
-	1 Sekretärin	1 Sekretärin	1 Sekretärin	2 Sekretärinnen
-	-	1 Graphiker	1 Graphiker	1 Graphiker
-	-	1 Photograph	1 Photograph	1 Photograph
1 Laborant	1 Laborant	3 Laboranten	3 Laboranten	3 Laboranten
1 Reinigungsfrau	2 Raumpflegerinnen	2 Raumpflegerinnen	2 Raumpflegerinnen	2 Raumpflegerinnen
-	-	-	1 Jugendlicher VB	1 Jugendlicher VB

Abb. 4: Der Personalstand am Institut für Paläontologie in den Jahren 1945 bis anfangs 1985. Man beachte die Vermehrung der Dienstposten von 6 auf insgesamt 23.

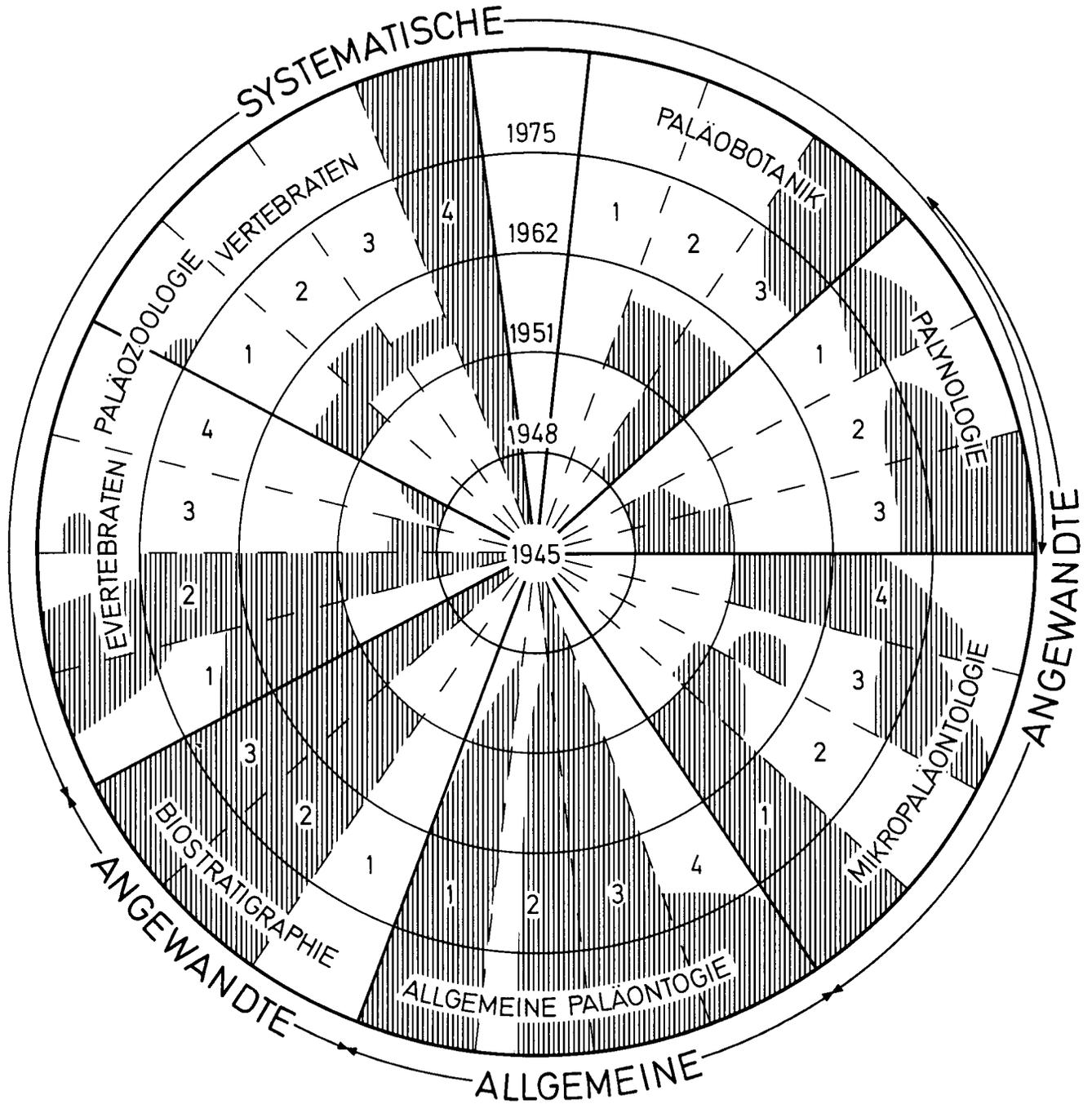


Abb. 5: Die verschiedenen Arbeitsgebiete von Angehörigen des Institutes für Paläontologie an der Universität Wien (Schema).

Allgemeine Paläontologie:

1 = Taxonomie, Evolution, Quantitative Paläontologie; 2 = Stratigraphie und Chronologie; 3 = „Paläobiologie“ (Palökologie etc.), Fossilisation und Vorkommen, Lebensspurenanalyse, Aktuopaläontologie; 4 = Paläobiogeographie, Paläo(bio-)chemie.

Systematische Paläontologie:

Paläozoologie – Evertebraten-Paläontologie: 1 = Coelenterata – Parazoa – Tentaculata; 2 = Mollusca; 3 = Articulata (Annelida, Arthropoda); 4 = Echinodermata – Chaetognatha – Hemichordata.

Paläozoologie – Vertebraten-Paläontologie: 1 = „Pisces“; 2 = Amphibia und Reptilia; 3 = Aves; 4 = Mammalia.

Paläobotanik: 1 = Prokaryota und „Thallophyta“; 2 = Pteridophyta; 3 = Spermatophyta.

Palynologie: 1 = Paläophytikum; 2 = Mesophytikum; 3 = Känophytikum.

Angewandte Paläontologie:

Mikropaläontologie: 1 = Foraminifera; 2 = Ostracoda; 3 = Conodontida, Radiolaria, Pteropoda, Chitinozoa, Calpionellen, Diatomeen, Characeen etc.; 4 = Nannofossilien (z. B. Coccolithineen, Silicoflagellata).

Biostratigraphie: 1 = Präkambrium, Paläozoikum; 2 = Mesozoikum; 3 = Känozoikum.

vollzogen. Ein Wandel, der sich bereits seit 1945 in den Publikationen von K. Leuchs, A. Papp und E. Thenius widerspiegelt. Während Leuchs als Geologe sich vorwiegend lithologischen Untersuchungen in den Kalkalpen widmete, mit Berücksichtigung fazieller, stratigraphischer und tektonischer Gesichtspunkte, lag der Schwerpunkt der Arbeiten von A. Papp damals auf nichtmarinen Molluskenfaunen (der Paratethys) und ihrer stratigraphischen Verwertbarkeit (Papp gelang erstmals die biostratigraphische Gliederung von Sarmat und Pannon der zentralen Paratethys; PAPP, 1951, 1953, 1954, 1956), bei jenen von E. Thenius auf quartär- und tertiärzeitlichen Wirbeltierfaunen und ihrer Bedeutung für die Stratigraphie, Stammesgeschichte und Paläoökologie. Weitere Themenbereiche waren fossile Lebensspuren und Insekten (Papp) sowie Rekonstruktionen fossiler Säugetiere (Thenius in Zusammenarbeit mit F. Effenberger). Damit ergab sich von selbst eine Arbeitsteilung, die annähernd jener entsprach, wie sie in Wien in den 20er Jahren unter Carl Diener (Paläontologisches Institut) und Othenio Abel (Paläobiologisches Institut) herrschte, als zwei paläontologische Institute nebeneinander existierten. Zusammen mit der Paläobotanik waren folgende Schwerpunkte am Institut vertreten: Evertibraten- und Vertebraten-Paläontologie, Biostratigraphie und Paläobotanik, doch waren die wenigsten dieser Arbeitsgebiete in Form einer Professur verankert.

In den 50er Jahren war durch Walter Berger, einen Dissertanten von K. Leuchs, vorübergehend die Blattmorphologie fossiler Pflanzen als Schwerpunkt am Institut vertreten. W. Berger bearbeitete über Anregung von A. Papp und E. Thenius zahlreiche tertiäre Blattfloren, von denen als wichtigste nur jene von Vösendorf, vom Laaerberg, aus dem Lavanttal und von der Türkenschanze genannt seien (BERGER, 1952, 1955a, 1955b; BERGER & ZABUSCH, 1953). Sie bildeten die erwünschte Ergänzung zu den Arbeiten von Papp und Thenius und befaßten sich zugleich mit paläoklimatologischen Fragen im Tertiär Mitteleuropas (BERGER, 1954, 1955c). Die Untersuchung fossiler Flyschhölzer (1950, 1966) erfolgte über Anregung von E. Hofmann. W. Berger ging mangels geeigneter Anstellungsmöglichkeiten am Institut zunächst als Assistent nach Deutschland, später dann zur ÖMV (Österreichische Mineralölverwaltung).

Als zukunftsweisend erwies sich der Wunsch O. Kühn's nach einer Vertretung der Mikropaläontologie am Institut. A. Papp widmete sich daher mikropaläontologischen Untersuchungen, die 1952 zur ersten Publikation auf diesem Sektor führten (PAPP & KÜPPER, 1952, 1954) und damit eine alte Wiener Tradition, die mit Namen wie L. Fichtel & J. P. C. Moll, A. Reuss, R. Jaeger, R. Grill und R. Noth verknüpft ist, fortsetzten. Bereits 1949 war ein Sektor der Mikropaläontologie, nämlich die Otolithenforschung, durch E. Weinfurter am Institut etabliert worden (s. THENIUS, 1968). Sie ist als Fortsetzung der Arbeiten von R. J. Schubert anfangs des 20. Jahrhunderts anzusehen. Die mit der Dissertation von H. Stradner im Jahr 1956 inaugurierte Nannoplanktonforschung trug erst ab 1958 publizistische Früchte (STRADNER, 1958, 1959).

Vorübergehend erweiterten Untersuchungen über Paläoneurologie (THENIUS & PSARIANIOS, 1954) und über die praktische Verwendung des Fluortestes an fossilen Knochen (THENIUS, HOFER & PREISINGER, 1959) die be-

reits etablierten Arbeitsrichtungen. Auch die langjährige, seit 1953 auf das Gebiet der Speläologie und damit auf die Quartärpaläontologie ausgerichtete Tätigkeit von Prof. Dr. Kurt Ehrenberg sei hier genannt, obwohl er als Dozent für Speläologie dem Geographischen Institut der Universität zugeordnet war (THENIUS, 1980).

Das Jahr 1956 brachte auch die über Initiative von Prof. Kühn erfolgte Aufstellung der Bibliothek der Geologischen Gesellschaft in Wien im Institut. Die Bibliothek umfaßt mehrere hundert Zeitschriften der Erdwissenschaften. Die Bibliotheksbestände mußten, da sie während des Krieges verlagert waren und große Schäden erlitten hatten, erst durch E. Thenius geordnet, neu erfaßt und katalogisiert werden (THENIUS, 1956). Im Jahr 1980 erschien durch den jetzigen Bibliothekar, Herrn OR Dr. H. Kröll, ein neues Verzeichnis (KRÖLL, 1980).

Als weitere Schwerpunkte seien hier nur jene erwähnt, die auch in Form von Buchpublikationen ihren Niederschlag fanden. Über Einladung von F. Lotze, dem Herausgeber des „Handbuches der stratigraphischen Geologie“, entstand 1959 der Doppelband „Tertiär“ (Enke, Stuttgart), verfaßt von A. Papp & E. Thenius unter Mitwirkung einiger Fachkollegen. 1960 folgte die von E. Thenius gemeinsam mit dem Zoologen Helmut Hofer verfaßte „Stammesgeschichte der Säugetiere“ (Springer, Heidelberg – Berlin), wobei sich die Studien für den Band „Tertiär“ als nützliche Vorarbeiten dafür erweisen sollten. Im Jahr 1962 konnte O. Kühn unter Mitarbeit zahlreicher Fachkollegen aus ganz Österreich den Band „Autriche“ im Rahmen des „Lexique stratigraphique international“ (CNRS, Paris) herausbringen. O. Kühn ist auch Begründer des „Catalogus Fossilium Austriae“ im Rahmen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Er wird jetzt von H. Zapfe herausgegeben. Im gleichen Jahr erschien auch im Rahmen der Bundesländerserie der Geologischen Bundesanstalt in Wien eine Geologie von Niederösterreich (THENIUS, 1962), die vor allem als Unterrichtsbehelf für die Lehramtskandidaten gedacht war. Eine 2. Auflage konnte in wesentlich erweiterter Form 1974 veröffentlicht werden. Im Jahr 1963 konnte E. Thenius die über Einladung von Prof. Dr. K. von Frisch als Herausgeber der Reihe „Verständliche Wissenschaft“ abgefaßte 1. Auflage der „Versteinerten Urkunden“ (Springer, Heidelberg – Berlin) veröffentlichen. Sie war von Anfang an als Einführung in die Paläontologie für einen breiteren Leserkreis gedacht. Eine Aufgabe, der diese Publikation voll gerecht wurde, wie die seitherigen Auflagen (1972 und 1981) dokumentieren.

Seit 1955 wurden von O. Kühn Anträge auf Lehraufträge bzw. zur Errichtung von Lehrkanzeln für Mikropaläontologie und Wirbeltierpaläontologie, etwas später auch ein Lehrauftrag für Biostratigraphie, an das Bundesministerium für Unterricht gestellt. Die Lehraufträge wurden jeweils ab dem Winter-Semester 1955/56, 1960/61 bzw. 1962/63 vom Ministerium genehmigt. In den Jahren 1955 und 1956 war O. Kühn Präsident der Paläontologischen Gesellschaft. Im Studienjahr 1960/61 bekleidete O. Kühn als Rektor der Universität Wien das höchste Amt auf akademischem Boden, nachdem er 1956/57 Dekan der Philosophischen Fakultät der Universität Wien war (BACHMAYER & ZAPFE, 1967; STEININGER, 1970; ZAPFE, 1971).

Im Sommer/Herbst 1962 erfolgte die Übersiedlung des Institutes in das Neue Institutsgebäude in der Universitätsstraße. Der Raumgewinn entsprach zwar mit

etwas über 300 m² nicht ganz den Erwartungen, doch wurde versucht, dies durch zweckmäßige Raumausnutzung etwas auszugleichen, indem der Mittelgang für Sammlungsschränke und Vitrinen mit Ausstellungsobjekten genutzt wurde. Der Osttrakt des Ganges wurde einheitlich mit Originalfunden, Rekonstruktionsmodellen (meist von Abel-Roubal) und Lebensbildern gestaltet.

Im Jahr 1962 bewilligte das Ministerium eine ao. Lehrkanzel für Wirbeltierpaläontologie, auf die Erich Thenius berufen wurde. E. Thenius hatte 1960 eine Berufung auf ein Extraordinariat für Paläontologie an der Universität Köln erhalten, diese jedoch abgelehnt. Damit war die Wirbeltierpaläontologie, die in den Jahren 1912 bis 1934 an der Universität Wien durch Othenio Abel vertreten wurde, hier durch eine eigene Lehrkanzel etabliert. E. Thenius wurde auf Wunsch O. Kühn's auch zum Mitvorstand des Institutes ernannt.

Die Lehrveranstaltungen am Institut wurden durch die sehr vielfältigen Spezialvorlesungen von Rudolf Sieber aufs beste ergänzt. Rudolf Sieber, ein Schüler von Othenio Abel, habilitierte sich 1949 für Paläontologie, erhielt 1956 den Titel eines ao. Professors und war von 1959 bis zu seiner Pensionierung als Paläontologe an der Geologischen Bundesanstalt in Wien tätig. Den Schwerpunkt der Arbeiten von R. Sieber bildeten tertiäre marine Molluskenfaunen. Besonders wertvoll sind seine Revisionen der miozänen Molluskenfaunen des Wiener Beckens.

Während der Amtsperiode von O. Kühn erfolgten die Habilitationen von E. Thenius (1951) und Erik Flügel (1962).

Im Jahr 1963 wurde vom Verfasser erstmalig ein Antrag auf die Errichtung einer Lehrkanzel für Paläobotanik an das Ministerium für Unterricht gestellt.

4. Die Zeit unter Erich Thenius (1965–1974)

Auf das mit der Emeritierung von O. Kühn frei gewordene Ordinariat wurde mit 23. 1. 1965 Erich Thenius berufen, nachdem Berufungsverhandlungen mit M. F. Glaessner (dzt. Adelaide) gescheitert waren. Das vormalige Extraordinariat für Wirbeltierpaläontologie wurde im Hinblick auf das Ausscheiden von O. Kühn in ein Extraordinariat für Biostratigraphie umgewidmet. Auf diese Lehrkanzel wurde tit. ao. Prof. Helmuth Zapfe, Direktor der Geologisch-Paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien, berufen und mit 20. 7. 1965 zum Extraordinarius ernannt. Die Umwandlung dieser Lehrkanzel in ein Ordinariat erfolgte am 25. 5. 1972. Mit H. Zapfe kehrte der älteste Schüler von K. Ehrenberg wieder an das Institut zurück, dem er bis 1945 als Assistent angehört hatte. Durch H. Zapfe wurde ein alter Traditionsschwerpunkt der Wiener Paläontologenschule, nämlich die Triasforschung, die mit Namen wie E. von Mojsisovics, A. Bittner, C. Diener, L. Waagen und G. von Arthaber verknüpft ist, wieder fortgeführt, wobei der gesamte Tethysraum Berücksichtigung fand (ZAPFE, 1973, 1983). Die Arbeiten von H. Zapfe betreffen einerseits die Paläontologie der nordalpinen Riffe, andererseits tertiär- und eiszeitliche Säugetiere sowie deren Vorkommen. Von letzteren seien nur die Monographien über *Pliopithecus* (1962) und *Chalicotherium* (1979) erwähnt. Das von Zapfe im Rahmen des „Catalogus Fossilium Austriae“ publizierte Verzeichnis

der österreichischen Paläontologen (1972) ist ein außerordentlich wertvoller Beitrag zur Geschichte der Paläontologie in Österreich.

Im Jahr 1966 wurde die seit Jahren beantragte ao. Lehrkanzel für Mikropaläontologie endlich bewilligt. Aus rein sachlichen Erwägungen heraus wurde – unter Wahrung des Anspruchs auf eine solche Lehrkanzel – diese von der Fakultät in ein Extraordinariat für Paläobotanik umgewidmet. Dank dieser Vorgangsweise wurde die Lehrkanzel für Mikropaläontologie auch tatsächlich 1967 bewilligt (s. u.).

Auf das Extraordinariat für Paläobotanik wurde Wilhelm Klaus, Chefgeologe und Leiter des Palynologischen Labors der Geologischen Bundesanstalt in Wien, berufen. Die Ernennung erfolgte am 30. 5. 1967, die Umwandlung der Lehrkanzel in ein Ordinariat am 17. 1. 1973, nachdem im Jahr 1970 die Lehrkanzel auf Antrag von W. Klaus in Paläobotanik und Palynologie umbenannt worden war. Damit wurde einer erstmals 1948 eingeführten Arbeitsrichtung Rechnung getragen. Der Schwerpunkt der Arbeiten von W. Klaus, eines Schülers von E. Hofmann, liegt auf palynologischen Untersuchungen, wobei quartärzeitliche Pollenfloren (hpts. Moore) ebenso wie tertiärzeitliche (Braunkohlen und Phosphorite), mesozoische und paläozoische Sporomorphen (aus Salz- und Gipsvorkommen) Gegenstand seiner Untersuchungen waren (KLAUS, 1953, 1954, 1960a, 1972). Neben biostratigraphischen Ergebnissen (z. B. Alterseinstufung alpiner Salzvorkommen durch die Palynologie; s. W. KLAUS, 1955, 1960b, 1963 und 1965) sind vor allem die Bemühungen von W. Klaus über die botanische (= biospezifische) Zugehörigkeit von präquartären *Sporae dispersae* zu erwähnen (KLAUS, 1977a). Von den quartärzeitlichen Studien sei hier nur das Mondsee-Interglazial genannt (1975). In jüngster Zeit betrifft ein weiterer Schwerpunkt die Gattung *Pinus* (Kiefern), die vor allem nach pollenmorphologischen und karpologischen Gesichtspunkten untersucht wird (KLAUS, 1977a, 1980). Nicht zu vergessen sind auch die in Zusammenarbeit mit dem Institut für Radiumforschung und Kernphysik (Dr. E. Pak) erstmals eingeleiteten Untersuchungen über Schwefelisotopen und ihre Bedeutung für die Alterseinstufung von Evaporiten in Österreich. Von den verschiedenen, von W. Klaus vergebenen Dissertationsthemen, die sich mit palynologischen (einschl. Heufieberproblematik), morphologischen und histologischen (kutikularanalytischen und xylotomischen) Themen befassen, sei nur eine erwähnt: die durch Ilse Draxler (1972) über Anregung von K. Ehrenberg untersuchte Pollenflora aus der Salzofenhöhle im Toten Gebirge (Oberösterreich). Die Pollen zahlreicher insektenblütiger Pflanzen deuten darauf hin, daß diese durch die Exkremente des jungeszeitlichen Höhlenbären (*Ursus spelaeus*) als Honigfresser in die Höhle gelangt sein müssen.

Im Jahr 1967 wurde die Lehrkanzel für Mikropaläontologie bewilligt. Damit war das Ziel des Verfassers, nämlich die gesamte Paläontologie, einschließlich der Paläobotanik und Mikropaläontologie, durch Lehrkanzeln am Institut vertreten zu haben, erreicht. Die Hebung dieses Extraordinariates zum Ordinariat erfolgte gleichfalls am 17. 1. 1973, so daß damals das Institut über 4 Ordinariate aus Paläontologie verfügte. Auf die Lehrkanzel für Mikropaläontologie wurde Prof. Dr. Adolf Papp, bisher Oberassistent am Institut und Schüler von K. Ehrenberg, berufen. Seine Ernennung erfolgte am 3. 10. 1967. A. Papp war seit 1939 als wissenschaftli-

che Hilfskraft, seit 1940 als Assistent (mit kriegsbedingter Unterbrechung) am Institut tätig gewesen. Der Habilitation im Jahr 1949 folgte 1956 die Verleihung des Titels eines ao. Professors. Wie bereits oben erwähnt, lag der Schwerpunkt der wissenschaftlichen Tätigkeit von A. Papp ursprünglich auf nichtmarinen Molluskenfaunen sowie auf Lebensspuren (Flysch, Fraßspuren). Im Rahmen der Reihe „Chronostratigraphie und Neostatotypen“ wurden von ihm die Bände Badenien und Sarmatien herausgegeben (PAPP, MARINESCU & SENEŠ, 1974; PAPP, CICHA, SENEŠ & STEININGER, 1978). Erst ab 1951 widmete er sich auch mikropaläontologischen Untersuchungen, hpts. an tertiärzeitlichen und mesozoischen Foraminiferen. Als wichtigste Ergebnisse sind neben zahlreichen faunistischen Dokumentationen der Nachweis von Evolutionsreihen innerhalb verschiedener Foraminiferengruppen (z. B. Uvigerinen, *Orbulina*) zu nennen, die zugleich als Basis für die stratigraphische Auswertung dienen (1953). Studien an Großforaminiferen (z. B. Heterosteginen, Nummuliten, Miogypsinen, Orbitoiden) ergänzten seine Untersuchungen ebenso wie jene an Planktonforaminiferen und über Nannoplankton (z. B. Discoasteriden, Coccolithophoriden). A. Papp erkannte als einer der Ersten die stratigraphische Bedeutung von Plankton-Mikrofossilien (PAPP & STRADNER, 1961). Sie waren letztlich auch mit entscheidend für die Erkenntnis, daß die von F. X. Schaffer vorgenommene Parallelisierung einiger Stufen des österreichischen Jungtertiärs (z. B. Helvet, Torton) mit der Tethys bzw. den übrigen Paratethysbereichen und damit mit den klassischen Typuslokalitäten nicht zutrifft. Dies machte eine Neubenennung derartiger Stufen im Bereich der Paratethys notwendig (z. B. Eggenburgien, Ottnangien, Badenien; s. PAPP et al., 1968, 1971). Dabei kam A. Papp auch die Zusammenarbeit mit der Erdölindustrie (v. a. der ÖMV) zugute. Einen weiteren Schwerpunkt der Arbeiten von A. Papp bildeten Studien an Flyschsedimenten, die in Zusammenarbeit mit Sedimentologen und Petrologen erfolgten und zu exakteren Vorstellungen über die Ablagerungstiefe von Flyschsedimenten führten (PAPP et al., 1970a, 1972). Zahlreiche Auslandsreisen und -aufenthalte dienten zur Erweiterung und Vertiefung derartiger Untersuchungen.

In Fortsetzung der Arbeiten von E. Thenius erschien 1969 eine „Stammesgeschichte der Säugetiere“ im „Handbuch der Zoologie“ (de Gruyter, Berlin), der 1972 die „Grundzüge der Verbreitungsgeschichte der Säugetiere“ (G. Fischer, Jena – Stuttgart, 2. Aufl. 1980) und 1979 als UTB die „Evolution der Säugetiere“ (G. Fischer, Stuttgart) folgten. Ein Publikationsverzeichnis ist in der anlässlich des 60. Geburtstages erschienenen Festschrift enthalten (THENIUS, 1984).

In den letzten Jahren konnte A. Papp sowohl die Revision des Standardwerkes von A. d'ORBIGNY über die Foraminiferen des Wiener Beckens (1846) abschließen als auch die Arbeiten zum Band Pannon in der Reihe „Chronostratigraphie und Neostatotypen“ weitgehend fertigstellen.

Im Jahr 1968 übernahm das Institut die überaus wertvolle Fossil Sammlung von Dipl.-Kfm. Emil Weinfurter als Legat. E. Weinfurter hatte 1937 zwei Gliedmaßenknochen in miozänen Ablagerungen des Wiener Beckens gefunden, die von K. Ehrenberg als Reste von Menschenaffen (*Austriacopithecus weinfurteri*) erkannt und eingehend beschrieben wurden. Die umfangreiche Niederösterreichsammlung dient seit Jahren den Studierenden als erste Übersicht über die Fossilvorkommen in

der weiteren Umgebung von Wien, die Gegenstand von Exkursionen sind.

Mit der Vermehrung der Lehrkanzeln konnte auch die Zahl der Planposten erhöht werden. Der Personalstand des Institutes belief sich 1973 auf 4 Ordinariate, 7 Assistenten (einschl. wissenschaftlicher Hilfskräfte), 1 Präparator, 1 Bibliothekar, 1 Sekretärin, 1 Graphiker, 1 Photograph, 3 Laboranten und 2 Raumpflegerinnen (vgl. Abb. 4).

Zur Amtszeit von E. Thenius habilitierten sich W. Klaus (1965) für Paläobotanik und F. Steininger (1969) für Paläontologie.

Ende 1973 fand die 100-Jahrfeier des Institutes im Rahmen einer Festveranstaltung statt. Aus diesem Anlaß bewilligte das Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung über Antrag 50 % der Mittel zum Ankauf eines Rasterelektronenmikroskopes. Das restliche Geld wurde je zur Hälfte aus Mitteln von Forschungsprojekten von W. Klaus und A. Papp (aus dem „Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung“) beige-steuert. Damit waren die für moderne Arbeitsmethoden notwendigen Voraussetzungen vor allem im Bereich der Mikropaläontologie und Palynologie geschaffen worden.

5. Die jüngste Dekade (1975–1984)

Mit 15. 10. 1974 übernahm A. Papp die Funktion des geschäftsführenden Vorstandes. Die Ernennung zum Vorstand war zusammen mit W. Klaus und H. Zapfe bereits am 8. 3. 1974 erfolgt. Während der Amtsperiode von A. Papp fanden die Habilitationen von Gernot Rabeder (Wirbeltierpaläontologie, 1976), Norbert Vávra (Paläozoologie und Paläochemie, 1979), Leopold Krystyn (Biostratigraphie, 1979) und Johann Hohenegger (Mikropaläontologie, 1980) statt, sowie die Ernennung von Ober-Assistent Friedrich Steininger zum Extraordinarius (23. 12. 1977). Dies führte zu einer neuerlichen Erweiterung der wissenschaftlichen Schwerpunkte.

In diese Zeitspanne fällt aber auch die Emeritierung von H. Zapfe (30. 9. 1982) und das Ableben von A. Papp (29. 10. 1983). Eine Liste der überaus zahlreichen Arbeiten von A. Papp findet sich in der anlässlich seines 65. Geburtstages erschienenen Festschrift (SENEŠ, 1980). Die Emeritierung von H. Zapfe führte zu einer Einziehung des Ordinariates für Biostratigraphie durch das Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung, was ziemliche Probleme für den Unterricht dieses Faches bedeutete. Sie konnten jedoch durch vermehrten Einsatz von ao. Prof. F. Steininger und der Assistenten H. Hohenegger, L. Krystyn, W. Piller und N. Vávra gemeistert werden. Kaum waren diese Probleme gelöst, als durch die Erkrankung von A. Papp im Sommersemester 1983 und seinen nach längerem, schweren Leiden erfolgten Tod im Herbst 1983 erneut eine Krise über das Institut hereinzubrechen drohte. Die Leitung des Institutes wurde dem bereits für die nächste Funktionsperiode gewählten Vorstand, Fritz Steininger, vorzeitig übertragen. Über letzten Wunsch von Prof. A. Papp (am Krankenbett) wurde von der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät die Umwidmung des Ordinariates Mikropaläontologie in ein solches für Biostratigraphie vorgenommen und vom Ministerium auch genehmigt. Auf dieses Ordinariat wurde mit Wirkung vom 1. 1. 1985 ao. Prof. Dr. Fritz Steininger

ger berufen. Damit ist die Zahl der Professoren gegenüber fünf im Jahr 1982 auf drei zurückgegangen. Dennoch wird die Mikropaläontologie in Unterricht und Forschung dank des Einsatzes von Doz. Dr. J. Hohenegger und Dr. W. Piller auch weiterhin vertreten.

Der Schwerpunkt der Arbeiten von F. Steininger, einem Schüler von O. Kühn, seit 1959 als wissenschaftliche Hilfskraft, ab 1962 als Assistent, seit 23. 12. 1977 als ao. Prof. am Institut tätig gewesen, liegt neben recht vielfältigen faunistischen und morphologischen Untersuchungen (von Foraminiferen bis zu Säugetieren) vor allem auf stratigraphischen Studien (s. STEININGER, 1963, 1965, 1967, 1975a). In den letzten Jahren haben sich seine Untersuchungen zunehmend auf Probleme der Parallelisierung des Neogens der Paratethys mit dem mediterranen Bereich unter Berücksichtigung der Paläo(bio-)geographie und Geodynamik dieses Raumes und auf die Paläogen-Neogengrenze verlagert (STEININGER & SENEŠ [Hrsg.], 1971; STEININGER, 1973; STEININGER, 1975b; RÖGL & STEININGER, 1983; STEININGER & RÖGL, 1984; STEININGER, BORSETTI & GELATI, 1981). Besonders hervorgehoben sei die Herausgabe des Bandes „Eggenburgien“ im Rahmen der Reihe „Chronostratigraphie und Neostatotypen“ (STEININGER & SENEŠ, 1971). Ein reiches Angebot an Lehrveranstaltungen, das von der systematischen Paläozoologie (Evertibraten) über die Biostratigraphie bis zur Aktuopaläontologie und Paläobiogeographie reicht, die Vortragstätigkeit im In- und Ausland vor wissenschaftlichen Gesellschaften, ferner für die Weiterbildung von AHS-Lehrern sowie im Rahmen der Volkshochschulen und im Volkswbildungswerk haben Steininger zu einem gesuchten Vortragenden gemacht. Seine organisatorischen Fähigkeiten haben sich bei der Herausgabe des „Lexique stratigraphique international“ ebenso bewährt wie bei der Übersiedlung des Institutes in das Neue Institutsgebäude (1962) und bei diversen Ausstellungen und Tagungen samt Exkursionen. F. Steininger war Leiter zahlreicher erfolgreicher internationaler Arbeitsgruppen (z. B. „Working group on Stratotypes“, „Correlation of late Oligocene to early Miocene of the Central Paratethys“, „Stratigraphic correlation of the Tethys and Paratethys Neogene“) und ist dzt. Chairman der „Working group on the Palaeogene/Neogene Boundary“ und Angehöriger des „Executive Council“ des „Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy“ (RCMNS). Zahlreiche, z. T. mehrmonatige Auslandsaufenthalte in Frankreich, Deutschland, USA, Ungarn, Griechenland, Ägypten und Westindien standen in Zusammenhang mit verschiedenen Untersuchungen.

Mit der Habilitation der obgenannten Assistenten konnten neue, zusätzliche Schwerpunkte eingeführt oder bereits bestehende erweitert werden. Gernot Rabeder, seit 1966 wiss. Hilfskraft, seit 1970 Assistent am Institut, befaßt sich über Anregung von E. Thenius mit plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen, speziell Kleinsäugetern (RABEDER, 1972, 1974, 1976), Arbeiten, die in stammesgeschichtlicher und stratigraphischer Hinsicht zu außerordentlich wertvollen Erkenntnissen geführt haben. Durch seine Untersuchungen über die Arvicoliden (Rodentia) konnte die biostratigraphische Gliederung wesentlich verfeinert werden (RABEDER, 1981). „Absolute“ Altersbestimmungen an Fossilien mit physikalischen und chemischen Methoden, zusammen mit einer Arbeitsgruppe vom Institut für Radiumforschung und Kernphysik, versprechen schon jetzt neue Daten für Prähistoriker und sonstige Quartärforscher (HILLE et al.,

1981). Diese Untersuchungen stehen in Verbindung mit den Grabungen in pleistozänen Höhlen (z. B. Herdenghöhle, Ramesch). Rabeder konnte weiters durch die Einführung der quantitativen Morphogenetik an Höhlenbärenzähnen einen wertvollen Beitrag zur Evolution dieser pleistozänen Bärenform liefern (RABEDER, 1983).

Norbert Vávra, seit 1972 Assistent am Institut, setzt einerseits mit seinen Studien an tertiären Bryozoen, die auf C. Bobies zurückgehende Tradition fort (VÁVRA, 1977), hat jedoch andererseits als ausgebildeter Chemiker die Palette der Arbeitsrichtungen durch die Paläo(bio-)chemie bereichert. Er selbst befaßt sich hauptsächlich mit fossilen Harzen und (präkambrischen) Chemofossilien (BANDEL & VÁVRA, 1981; VÁVRA, 1980, 1982, 1984; VÁVRA & VYČUDILIK, 1976).

Leopold Krystyn als Dissertant von H. Zapfe ist seit 1972 Assistent am Institut. Seine Schwerpunkte sind einerseits Trias-Makrofaunen (besonders Ammonoidea der Hallstätter Fazies) der Alpen, Dinariden, Tauriden, des Himalaya, von Timor und des pazifischen Nordamerika (Kanada), andererseits Conodonten der Trias. Letztere sind somit erstmalig sehr erfolgreich am Institut bearbeitet worden. Sie werden auch durch M. Schauer weitergeführt (SCHAUER, 1983). Die regionalen Untersuchungen von L. Krystyn wurden u. a. ermöglicht durch meist mehrwöchige Expeditionen in den Himalaya, nach Timor und Britisch-Kolumbien, die im Rahmen von internationalen Forschungsprogrammen (z. B. International Geologic correlation Program) stattfanden. Diese Untersuchungen erbrachten zahlreiche neue Erkenntnisse auf dem taxonomisch-phylogenetischen Sektor, ebenso wie in biostratigraphisch-fazieller Hinsicht (KRYSSTYN, 1973, 1974, 1978). Es sei hier besonders auf die mit dem Begriff Rhät als jüngste Triasstufe verbundene Problematik hingewiesen (WIEDMANN et al., 1979).

Weitere Dissertanten von H. Zapfe wie G. Tichy, Bernhard Gruber, F. Tatzreiter, H. M. Liebermann und B. Gamsjäger arbeiteten über Megalodonten, Halobien und Ammonoideen der Trias.

Durch Johann Hohenegger, einem Schüler von A. Papp, seit 1972 Assistent am Institut, wurden die mikropaläontologischen Untersuchungen am Institut nicht nur auf altmesozoische Mikrofossilien (z. B. Foraminiferen der Ober-Trias und des Lias) ausgedehnt, sondern zugleich auch biometrische Klassifikationsmethoden in Form von stochastischen Analysen eingeführt (HOHENEgger, 1974, 1982). Letztere führten zu einem weiteren neuen Arbeitsgebiet in der Mikropaläontologie, nämlich zu Studien über Fossilgenetik, wie sie vor Jahren durch F. Bettenstaedt initiiert worden waren (HOHENEgger, 1978). Aktuopaläontologische Untersuchungen an rezenten Foraminiferen der Adria sowie mikrofazielle Studien, die gemeinsam mit W. Piller auch in taxonomischer Hinsicht bei Foraminiferen zu interessanten Ergebnissen führten (HOHENEgger & PILLER, 1975a, 1975b) ergänzen das Arbeitsprogramm von H. Hohenegger.

Mit der Mikrofazies ist ein weiterer Schwerpunkt genannt, der von Werner Piller, einem Dissertanten von A. Papp und seit 1975 als Assistent am Institut, weitergeführt wird. Bereits vor Jahren durch A. Papp inauguriert, konzentrieren sich die Untersuchungen von W. Piller, z. T. in Zusammenarbeit mit einer Arbeitsgruppe unter der Leitung von E. Flügel aus Erlangen, auf „Riffe“ der Trias in den Nördlichen Kalkalpen wie auf sol-

che aus dem Jungtertiär des Wiener Beckens (bes. *Co-rallinaceen* des Leithakalkes) (PILLER, 1976, 1981).

Mit Reinhard Zetter, Studienassistent seit 1977, Assistent seit 1979, Karl Rauscher, Studienassistent seit 1980, Assistent seit 1984, Loretta Wittibschlager, Vertragsassistent seit 1980, und Karl Kleemann, Vertragsassistent seit 1981, sind weitere Assistenten genannt, welche auf den Gebieten der Paläobotanik (Blattmorphologie und -histologie), der Wirbeltierpaläontologie (Herpetofauna des Plio-Pleistozäns) und der Evertebratenpaläontologie (Biometrie von Gastropoden, Lebensspuren bohrender Bivalven und Crustaceen) tätig sind. Zahlreiche Diplomanden und Dissertanten arbeiten über Themen der Mikropaläontologie, Kleinsäuger, Palichnologie und Aktuopaläontologie.

Im Jahr 1976 konnte ein lang geplantes Projekt durch die Initiative von Doz. Dr. G. Rabeder realisiert werden, nämlich die Herausgabe der „Beiträge zur Paläontologie von Österreich“. Sie ist die Fortsetzung der seinerzeitigen Institutszeitschrift, die zuletzt unter dem Titel „Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Österreich-Ungarn und des Orients“ erschienen ist. Ein Neudruck dieser alten Bände ist in den Jahren 1965–1968 durch die Firma O. Koeltz, Koenigstein/Taunus erfolgt. Aus dem anteiligen Erlös für das Institut wurde ein Ford-Kombi-Bus angeschafft. In der neuen Institutszeitschrift, deren Schriftleiter G. Rabeder ist, konnten bis Ende 1984 insgesamt 11 Nummern mit den verschiedensten Themen, die von der Mikropaläontologie über die Paläobotanik, Palynologie, Biostratigraphie, Wirbeltierpaläontologie und Präparationstechnik bis zur Paläochemie reichen, veröffentlicht werden.

In den vergangenen 40 Jahren wurden über 50 Dissertationen aus Paläontologie approbiert und 10 Habilitationen erfolgreich abgeschlossen. Absolventen des Institutes sind gegenwärtig oder waren im In- und Ausland, z. T. in leitender Funktion tätig. Im Inland etwa an den Universitäten Wien und Salzburg, am Naturhistorischen Museum in Wien, an der Geologischen Bundesanstalt in Wien, bei Landesregierungen (Niederösterreich, Wien, Burgenland, Oberösterreich und Kärnten), im Bundesministerium für Unterricht und in der Erdölindustrie (ÖMV, RAG). Im Ausland (Deutschland, Holland, Türkei, Syrien, Persien, Indien, Indonesien, Nigeria, Libyen und USA) sind sie meist als Geologen oder Paläontologen beschäftigt.

Am 25. 3. 1980 wurde von der Institutskonferenz die Gliederung des Institutes in folgende fünf Abteilungen beschlossen:

1. Allgemeine Paläontologie und Wirbeltierpaläontologie (Leiter: E. Thenius),
2. Biostratigraphie und Fazieskunde (Leiter: H. Zapfe),
3. Paläobotanik und Palynologie (Leiter: W. Klaus),
4. Angewandte Paläontologie und Mikropaläontologie (Leiter: A. Papp),
5. Palökologie und Evertebratenpaläontologie (Leiter: F. Steininger).

Sie wurden bisher vom Ministerium nicht genehmigt, seither jedoch vom Institut her etwas modifiziert.

Im Jahr 1983 wurde von E. Thenius ein Othenio Abel-Preis gestiftet, der alle zwei Jahre durch die Österreichische Akademie der Wissenschaften verliehen werden soll.

6. Das Studium der Paläontologie an der Universität Wien

Das Studium der Paläontologie hat in den letzten Jahren durch das am 1. 10. 1975 in Kraft getretene UOG (= Universitätsorganisationsgesetz) eine bedeutende Änderung erfahren. Die wichtigste Neuerung ist die mit der Einführung des Diplomstudiums verbundene Gliederung in 2 Studienabschnitte (1.–4. Semester mit Vordiplom als Abschluß; 5.–10. Semester mit der Diplomprüfung = Mag. rer. nat.). Ein Doktoratsstudium (nur für Wissenschaftler) ist nur nach Ablegung der Diplomprüfung möglich. So begrüßenswert der für alle Erdwissenschaftler verpflichtende 1. Studienabschnitt auch ist, bedeutet es doch, daß der Studierende der Studienrichtung Erdwissenschaften sich nicht gleich im 1. Semester für die Wahl eines bestimmten Faches entscheiden muß, so sehr führt die neue Regelung zu einer Verschulung durch einen genau vorgeschriebenen Studienplan (seit 1980) im Rahmen der Studienordnung. Damit ist die einst für Universitäten charakteristische „freie“ Wahl der Fächer weitgehend eingeschränkt worden. Im 2. Studienabschnitt bildet die Paläontologie einen eigenen Studienzweig im Rahmen der Studienrichtung Erdwissenschaften. Innerhalb dieses Studienzweiges ist für den Studierenden in Österreich – allerdings nur an der Universität Wien – die Wahlmöglichkeit zwischen drei Sparten (Paläozoologie, Paläobotanik und Biostratigraphie) mit verschiedenen Pflichtvorlesungen gegeben. Außerdem ist – und dies ist vor allem für zukünftige Wirbeltierpaläontologen und Paläobotaniker zu empfehlen – in Wien der Zugang zur Paläontologie über die Biowissenschaften (1. Studienabschnitt gemeinsam mit Zoologie, Botanik und Humanbiologie) möglich.

Außerdem sei hier festgehalten, daß im Rahmen der Ausbildung der Lehramtskandidaten (= zukünftige Lehrer an den AHS) aus „Biologie und Umweltkunde“ (entspricht „Bio- und Erdwissenschaften“ im Studienplan der Universität) die Paläontologie mit insgesamt 8 Wochenstunden (Einführung in die Paläozoologie, 2-st.; Einführung in die Paläobotanik, 2-st.; Fossilbestimmungsübungen, 3-st. und Exkursionen, 1-st.) vertreten ist.

Folgende Skripten existieren für Fachstudenten bzw. Lehramtskandidaten:

- RABEDER, G. & STEININGER, F.: Leitfaden zu einem Paläontologischen Praktikum für Anfänger (Wirbellose). – Wien 1972.
- THENIUS, E.: Allgemeine Paläontologie. – Wien – Eisenstadt, 1976.
- THENIUS, E.: Fossilbestimmungsübungen (für Lehramtskandidaten). – 1. Aufl., Wien 1975, 2. Aufl., Wien 1977.
- THENIUS, E.: Einführung in die Paläozoologie. – Wien 1978.
- THENIUS, E.: Systematische Paläozoologie II, Wirbeltiere. – Wien 1981.

Weitere – ursprünglich nur für den Unterricht an den AHS vorgesehene – Lehrbeihelfe bilden die gemeinsam mit akad. Maler Prof. Fritz Zerritsch geschaffene Farbwandtafelserie „Geschichte des Lebens auf der Erde“ (1. Aufl., Wien 1955, 2. Aufl., Wien 1971) und die „Geologie von Niederösterreich“ (1. Aufl., Wien 1962, 2. Aufl., Wien 1974) des Verfassers.

Auslandsexkursionen für Studenten finden seit 1964 statt. Bisher nach Deutschland, Jugoslawien, England, Italien, Ungarn, Rumänien, Bulgarien, Griechenland, Türkei, Frankreich und Ägypten.

Auch das Habilitationsverfahren wurde durch das UOG geändert, indem eine Überprüfung der didaktischen Fähigkeiten und anstelle eines allgemeinen Habilitationskolloquiums jetzt ein solches über die Habilitationsschrift und die sonstigen wissenschaftlichen Arbeiten des Bewerbers vorgesehen ist.

Vorstände 1945 – 1984

LEUCHS 1945–1949

MARINELLI & KOBER (interim. Leiter)

KÜHN 1951–1964

THENIUS 1962 (1965)–1974

PAPP 1974–1983

STEININGER seit 1983

Daten (Auswahl)

- 1945 Biostratigraphie, Wirbeltierpaläontologie, Evertbratenpaläontologie, „Paläobiologie“
- 1948 Paläobotanik & Palynologie (Hofmann)
- 1951 Mikropaläontologie
- 1953 Speläologie (Ehrenberg)
- 1956 Bibliothek der Geologischen Gesellschaft in Wien
- 1958 Nannoplankton
- 1962 Lehrkanzel für Wirbeltierpaläontologie; Übersiedlung des Institutes
- 1965 Lehrkanzel für Biostratigraphie (Umwidmung)
- 1966 Lehrkanzel für Paläobotanik; Gründung der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft
- 1967 Lehrkanzel für Mikropaläontologie
- 1968 Sammlung Weinfurter (Legat)
- 1970 Erweiterung der Lehrkanzel für Paläobotanik auf Palynologie
- 1972 Mikromammalia & Conodonten
- 1973 100-Jahrfeier; REM
- 1974 Mathematische Paläontologie
- 1975 UOG (Universitäts-Organisations-Gesetz)
- 1976 Paläochemie
- 1978 Fossilgenetik
- 1980 Studienplan für Paläontologie
- 1983 Quantitative Morphogenetik

Anhang

Die Österreichische Paläontologische Gesellschaft

Im Jahr 1966 wurde die Österreichische Paläontologische Gesellschaft durch ein Proponentenkomitee gegründet, dem H. Zapfe, F. Bachmayer, E. Thenius, F. Steininger und E. Weinfurter angehörten. Ziel und Zweck der Gesellschaft ist laut den Statuten die Pflege und Förderung der Paläontologie in Österreich (durch Vorträge, Sammlerabende, Exkursionen und Druckschriften). Ein Grund zur Gründung einer eigenen Gesellschaft (vor dem 2. Weltkrieg existierte eine eigene Sektion im Rahmen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft in Wien) war die Möglichkeit, Subventionen für

Auslandsvorträge zu erhalten. Unter den zahlreichen Vortragenden kamen weit über 30 aus dem Ausland (BR Deutschland, Bulgarien, ČSSR, DDR, England, Frankreich, Holland, Italien, Polen, Schweiz, Ungarn, USA und USSR). Als Jahresabgaben konnten stets Einzelpublikationen (z. B. Festschrift Kühn, Festschrift Bachmayer, Neostatotypenbände, Niederösterreich im Wandel der Zeiten) an die Mitglieder, die Inländer sein müssen, vergeben werden.

Die bisherigen Präsidenten waren in chronologischer Folge Thenius, Papp, Zapfe, Steininger, H. Kollmann und Vávra. Derzeit ist Dr. H. Summesberger (Geologisch-Paläontologische Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien) der Vorsitzende. Bisher wurde die Ehrenmitgliedschaft an vier Mitglieder vergeben.

Literatur

Die hier aus Raumgründen nicht zitierte Literatur findet sich in den Publikationsverzeichnissen des Institutes für die Jahre 1945–1980 (s. THENIUS, 1961, 1973; RAUSCHER & THENIUS, 1981).

BACHMAYER, F. & H. ZAPFE: Univ. Prof. Dr. h.c.mult. Othmar Kühn zum 75. Geburtstag. – Ann. Naturhist. Mus., **71**, VI–XV, Wien 1967.

BANDEL, K. & VÁVRA, N.: Ein fossiles Harz aus der Unterkreide Jordaniens. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1981**, 19–33, Stuttgart 1981.

BERGER, W.: Die altpliozäne Flora der Congerenschichten von Brunn-Vösendorf bei Wien. – Palaeontographica **B**, **92**, 79–21, Stuttgart 1952.

BERGER, W.: Die altpliozäne Flora des Laaerberges in Wien. – Palaeontographica **B**, **97**, 81–113, Stuttgart 1955a.

BERGER, W.: Jungtertiäre Pflanzenreste aus dem unteren Lavanttal in Ostkärnten. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **100**, 402–430, Stuttgart 1955b.

BERGER, W.: Neue Ergebnisse zur Klima- und Vegetationsgeschichte des europäischen Jungtertiärs. – In: RÜBEL, E. & LÜDI, W.: Ber. Geobotan. Forsch. Inst. Rübel f. 1954, 12–29, Zürich 1955c.

BERGER, W.: Die Pflanzenreste im Flysch. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **58/1965**, 233–239, Wien 1966.

BERGER, W. & ZABUSCH, F.: Die obermiozäne (sarmatische) Flora der Türkenschanze in Wien. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **98**, 226–276, Stuttgart 1953.

CORNELIUS, H. P.: Kurt Leuchs (Nachruf). – Almanach Österr. Akad. Wiss., **1949**, 316–321, Wien 1950.

DRAXLER, I.: Palynologische Untersuchungen an Sedimenten der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. – Ann. Naturhist. Mus., **76**, 161–186, Wien 1972.

EHRENBERG, K.: Elise Hofmann †. – Quartär, **7/8**, 241–242, Bonn 1956.

HILLE, P., MAIS, K., RABEDER, G., VÁVRA, N. & WILD, E.: Über Aminosäuren- und Stickstoff/Fluor-Datierung fossiler Knochen aus österreichischen Höhlen. – Die Höhle, **32/3**, 74–91, Wien 1981.

HOFMANN, E.: Wege und Ziele der Paläobotanik in Österreich. – Verh. zool.-botan. Ges. Wien, **92**, 260–265, Wien 1951.

HOHENEGGER, J.: Populationsgenetische Deutung des morphologischen Wandels der triassischen Foraminifere *Nodosaria striatoclavata*. – Lethaia, **11**, 199–215, Oslo 1978.

HOHENEGGER, J.: Numerische Klassifikation von Individuen und Merkmalsnormierung. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. I, **191**, 15–72, Wien 1982.

KLAUS, W.: Bemerkungen zur Palynologie der Hausruck-Kohlen (Ober-Österreich). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1952/9**, 69–77, Wien 1952.

KLAUS, W.: Braunkohlen-Palynologie einiger weststeirischer Lagerstätten. – Verh. Geol. B.-A., **1954**, 170–179, Wien 1954.

- KLAUS, W.: Über die Sporendiagnose des deutschen Zechsteinsalzes und des alpinen Salzgebirges. – Z. dtsh. geol. Ges., **105**, 776–788, Hannover 1955.
- KLAUS, W.: Abschied von Elise Hofmann. – Grana Palyn. n. S., **1/2**, 115–118, Uppsala 1956.
- KLAUS, W.: Pollendiagramme der Moore des niederösterreichischen Waldviertels I. Das Haslauermoos. – Verh. Geol. B.-A., **1960**, 72–77, Wien 1960a.
- KLAUS, W.: Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. – Jb. Geol. B.-A., Sd.Bd. **5**, 107–183, Wien 1960.
- KLAUS, W.: Sporen aus dem südalpinen Perm. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 229–363, Wien 1963.
- KLAUS, W.: Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. – Z. dtsh. geol. Ges., **116**, 544–548, Hannover 1965.
- KLAUS, W.: Forschungsschwerpunkte der Paläobotanik und Palynologie der Universität Wien. – Rev. Palaeobotany & Palyn., **23**, 303–330, Amsterdam 1977a.
- KRÖLL, H.: Verzeichnis der laufenden Zeitschriften und Serien der Bibliothek der österreichischen geologischen Gesellschaft, Stand 1980. – Mitt. österr. Geol. Ges., Beil. zu Bd. **73**, 1–20, Wien 1980.
- KRYSTYN, L.: Probleme der biostratigraphischen Gliederung der alpin-mediterranen Obertrias. – Schr.reihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **2**, 137–144, Wien 1974.
- KÜHN, O.: Elise Hofmann (Nachruf mit Schriftenverzeichnis). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **49**, 357–363, Wien 1958.
- KÜHN, O. (Ed.): Autriche. – Lexique stratigraphique international, Fasc., **8**, 1–646, Paris (CNRS) 1962.
- PAPP, A. & KÜPPER, K.: The genus *Heterostegina* in the Upper Tertiary of Europe. – Contr. Cushman Found. Foram. Res., **5**, 108–127, Bridgewater 1954.
- PAPP, A. & THENIUS, E.: Tertiär I und II. – Handb. strat. Geol., **3**, XI+411, XI+328, Stuttgart (Enke) 1959.
- PAPP, A., MARINESCU, F. & SENEŠ (Hrsg.): M₅. Sarmatien. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **4**, 1–707, Bratislava 1974.
- PAPP, A., CÍCHA, I., SENEŠ & STEININGER, F. (Hrsg.): M₄. Badenien. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **6**, 1–594, Bratislava 1978.
- PAPP, A. zus. m. GRILL, R., JANOSCHEK, R., KAPOUNEK, J., KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K.: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 9–27, Wien 1968.
- PAPP, A. et al.: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. – Jb. Geol. B.-A., **113**, 73–158, Wien 1970.
- PAPP, A. et al.: Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. – Jb. Geol. B.-A., **115**, 103–186, Wien 1972.
- PILLER, W.: The Steinplatte reef complex, part of an upper Triassic carbonate platform near Salzburg, Austria. – Soc. Econ., Palaeont. & Mineral., Spec. Publ., **30**, 261–290, Tulsa 1981.
- RABEDER, G.: Die Carnivoren (Mammalia) aus dem Altpleistozän von Deutsch-Altenburg 2. – Beitr. Paläont. Österr., **1**, 5–119, Wien 1976.
- RABEDER, G.: Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älteren Pleistozän von Niederösterreich. – Beitr. Paläont. Österr., **8**, 1–343, Wien 1981.
- RABEDER, G.: Neues vom Höhlenbären: Zur Morphogenetik der Backenzähne. – Die Höhle **34/2**, 67–85, Wien 1983.
- RAUSCHER, K. & THENIUS, E.: Veröffentlichungen aus dem Institut für Paläontologie der Universität Wien 1974–1980. – 1–27, Wien (Selbstverlag) 1981.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. – Ann. Naturhist. Mus., **85 A**, 135–163, Wien 1983.
- SCHAUER, M.: Zur Altersstellung obertriadischer Dachsteinkalke. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Jg. **1983**, 127–138, Wien 1983.
- SENEŠ, J.: Adolf Papp zum 65. Geburtstag. – Beitr. Paläont. Österr., **7**, 2–16, Wien 1980.
- STEININGER, F.: Othmar Kühn (Nachruf mit Schriftenverzeichnis). – Mitt. geol. Ges. Wien, **62**, 175–184, Wien 1970.
- STEININGER, F. & RÖGL, F.: Palaeogeography and palinostatic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and the Paratethys. – In: DIXON, J. E. & ROBERTSON, A. H. F. (eds): The geological evolution of the Eastern Mediterranean, 317–326, Oxford (Geol. Soc.) 1984.
- STEININGER, F. & SENEŠ, F. (Hrsg.): M, Eggenburgien. Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus. – Chronostratigraphie & Neostatotypen, **2**, 1–827, Bratislava 1971.
- STEININGER, F. & THENIUS, E.: 100 Jahre Paläontologisches Institut der Universität Wien 1873–1973. – 1–68, 12 Taf., Wien (Selbstverlag) 1973.
- STEININGER, F., BORSETTI, A. M. & GELATI, R. (eds.): Potential boundary stratotype sections in Italy and Greece and a comparison with results from the deep-sea. – In: CATI, F. (ed.): In search of the Palaeogene/Neogene boundary stratotype. Pt. 1. IUGS, Comm. Strat. Publ., **3**, 1–210, Bologna 1981.
- STRADNER, H.: Die fossilen Discoasteriden Österreichs I. – Erdöl-Z., **74**, 178–188, Wien 1958.
- STRADNER, H.: Die fossilen Discoasteriden Österreichs II. – Erdöl-Z., **75**, 472–488, Wien 1959.
- THENIUS, E.: Bibliotheksverzeichnis der Geologischen Gesellschaft in Wien. – Mitt. geol. Ges., **47**, 369–376, Wien 1956.
- THENIUS, E.: Veröffentlichungen aus dem Paläontologischen Institut der Universität Wien 1945–1960. – 1–28, Wien (Selbstverlag) 1961.
- THENIUS, E.: Emil Weinfurter (Nachruf mit Publikationsverzeichnis). – Mitt. geol. Ges. Wien, **61**, 188–191, Wien 1969.
- THENIUS, E.: Veröffentlichungen aus dem Paläontologischen Institut der Universität Wien 1961–1973. – 1–34, Wien (Selbstverlag) 1973.
- THENIUS, E.: Kurt Ehrenberg. 22. 11. 1896 – 6. 10. 1979 (mit Nachtrag zum Schriftenverzeichnis). – Mitt. österr. Geol. Ges., **73**, 255–260, Wien 1980.
- THENIUS, E.: Bibliographie (1947–1983). – Beitr. Paläont. Österr., **11**, 7–20, Wien 1984.
- VÁVRA, N.: Bryozoa tertiaria. – Catalogus Foss. Austriae V b 13, 1–210, Wien (Österr. Akad. Wiss.) 1977.
- VÁVRA, N.: Bernstein und andere fossile Harze. – Z. dtsh. Gemmol. Ges., **31**, 213–254, Idar-Oberstein 1982.
- VÁVRA, N.: Bernstein – die Tier- und Pflanzenwelt fossiler Harze. – Schr. Ver. Verbr. naturw. Kenntn. **122/123**, 67–96, Wien 1984.
- WIEDMANN, J., FABRICIUS, F., KRYSTYN, L., REITNER, J. & UR- LICH, M.: Über Umfang und Stellung des Rhaet. – Newsl. Stratigr. **8**, 133–152, Berlin 1979.
- ZAPFE, H.: Die Primatenfunde aus der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (Devinská Nová Ves), Tschechoslowakei. – Schweizer. Paläont. Abh. **78**, 1–293, Basel 1962.
- ZAPFE, H.: Othmar Kühn (Nachruf). – Almanach Österr. Akad. Wiss., **120**, 288–293, Wien 1971.
- ZAPFE, H.: Index Palaeontologicorum Austriae. – Catal. Foss. Austriae **15**, 1–140, Wien 1972.
- ZAPFE, H. (Hrsg.): Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. – Mitt. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **2**, 1–251, Wien 1973.
- ZAPFE, H.: *Chalicotherium grande* (BLAINV.) aus der miozänen Spaltenfüllung von Neudorf a. d. March (Devinská Nová Ves), Tschechoslowakei. – Neue D. Schr. Naturhist. Mus., **2**, 1–282, Wien 1979.
- ZAPFE, H. (Hrsg.): Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. – Schr.R. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **5**, 1–294, Wien 1983.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 15. Mai 1985.

Tafel 1

Die Ordinarien für Paläontologie an der Universität Wien in den Jahren 1951–1985 in alphabetischer Reihenfolge. Sofern zwei Jahreszahlen am Beginn angegeben sind, entspricht die erste der Ernennung zum Extraordinarius.

Links oben: Wilhelm Klaus, seit 1967 (1973)

Rechts oben: Othmar Kühn, 1951 – 1964

Links Mitte: Adolf Papp, 1967 (1973) – 1983

Rechts Mitte: Friedrich Steininger, seit 1977 (1985)

Links unten: Erich Thenius, 1962 (1965) – 1985

Rechts unten: Helmuth Zapfe, 1965 (1972) – 1982

Über das Alter der Arzberger Schichten und der Blei-Zink-Vererzung im Grazer Paläozoikum*)

Von WERNER TSCHELAUT**)

Mit 1 Abbildung

Steiermark
Grazer Paläozoikum
Schöckelgruppe
Arzberger Schichten
Blei-Zink-Vererzung
Lochkovium

Biostratigraphische Untersuchungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 163

Zusammenfassung

Conodonten des tieferen U-Devons (Lochkovium) aus den Arzberger Schichten lieferten einen ersten biostratigraphischen Fixpunkt für die Schöckelgruppe (Grazer Paläozoikum). Weiters kann durch diese Funde als Zeitraum der stratiformen Blei-Zinkvererzungen des Grazer Paläozoikums tiefstes U-Devon, möglicherweise auch noch höchstes O-Silur angenommen werden. Die Arzberger Schichten werden als fazielle Vertretung der im Raum Übelbach verbreiteten tieferen Kalkschieferentwicklung aufgefaßt.

Summary

Conodonts of the lower Devonian (Lochkovium) from the Arzberger Schichten yield a first exact biostratigraphic datum for the Schöckelgroup (Paleozoic of Graz). Additionally lowermost Devonian or uppermost Silurian age for the stratiform lead-zinc mineralisations of the Paleozoic of Graz is supposed. The Arzberger Schichten are interpreted as a facial substitution of the lower Kalkschiefer-development in the area near Übelbach.

1. Einleitung

Im Zuge geologischer Aufnahmearbeiten im Grazer Paläozoikum zwischen Übelbach und Frohnleiten wurden zur Klärung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse verschiedene Kalke auf ihre Mikrofossilführung untersucht. Dabei lieferten drei Proben aus den Arzberger Schichten, die nach der üblichen Methode mittels Essigsäure aufgelöst wurden, Conodonten des tieferen Unterdevons (Lochkovium), womit ein biostratigraphischer Fixpunkt für die Schöckelgruppe vorliegt.

Unter Arzberger Schichten wurden von EBNER & WEBER (1978) die höhere Entwicklung der Passailer Gruppe (non sensu FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) verstanden. Während sich deren tieferer Teil, die Passailer Schichten, im wesentlichen aus Grungesteinen sowie dunkelgrauen, pigmentierten Phylliten („Schwarzschiefern“) zusammensetzt, sind die Arzberger Schichten durch

das Hinzutreten von karbonatischen Gesteinen (Karbonatphyllite, Kalkrippen etc.) charakterisiert. Nach EBNER & WEBER (1978) entsprechen die Gesteine ihrer Passailer Gruppe den als tektonischer Begriff eingeführten „Unteren“ und „Oberen Schiefer“ (= Taschenschiefer), wobei die Unteren Schiefer in aufrechter Lage unterhalb der Schöckeldecke liegen, die Oberen Schiefer dagegen durch Überfaltungstektonik invers der Schöckeldecke auflagern, oder, wenn diese fehlt, direkt den Unteren Schiefer angrenzen.

Nach FLÜGEL & NEUBAUER (1984) stellen die Arzberger Schichten neben der Raasbergfolge und dem Schöckelkalk ein Schichtglied der Schöckelgruppe, getrennt von den Passailer Phylliten i. e. S. dar. Es wird darunter eine Folge dunkler graphitischer Kalke bis Karbonatschiefer, wechsellagernd mit Schwarz- bis Serizitschiefer verstanden, die stratigraphisch im Liegenden des Schöckelkalkes, jedoch durch Überfaltung auch in seinem Hangenden auftritt.

Das Conodontenmaterial ist in der Typensammlung des Institutes für Geologie und Paläontologie der Universität Graz (UGP Nr. 1655) hinterlegt.

2. Schichtfolge und Alter

Im Gebiet nördlich des Übelbachgrabens zwischen Gleinalm-Kristallin und Rabensteiner Schöckelkalkzug tritt im Liegenden von letzterem eine Entwicklung von dunkelgrauen bis schwarzen, plattig brechenden, z. T. aber auch leicht zerbröckelnden, überaus pyritreichen Tonschiefern auf, die den Arzberger Schichten entsprechen. Sie fallen generell steil gegen SE ein und erreichen eine Mächtigkeit von ca. 350 m. Im Hangenden werden sie allgemein von schwach metamorphen, überwiegend dickbankigen bis massigen, z. T. aber auch plattig-schieferigen, fossilereeren Kalken, dem Rabensteiner Schöckelkalkzug begrenzt. Nördlich des Arzwalgrabens sind zwischen Tonschiefern und Schöckelkalk bis 250 m mächtige hell-gelblichgraue Karbonatquarzite eingeschaltet, die als fazielle Vertretung der Tonschiefer aufzufassen sind (im Liegenden zunehmend tonflaserige Einschaltungen). Das Liegende der Arzberger

*) Beitrag zur geologischen Karte von Graz Nr. 30

**) Anschrift des Verfassers: Dr. WERNER TSCHELAUT, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

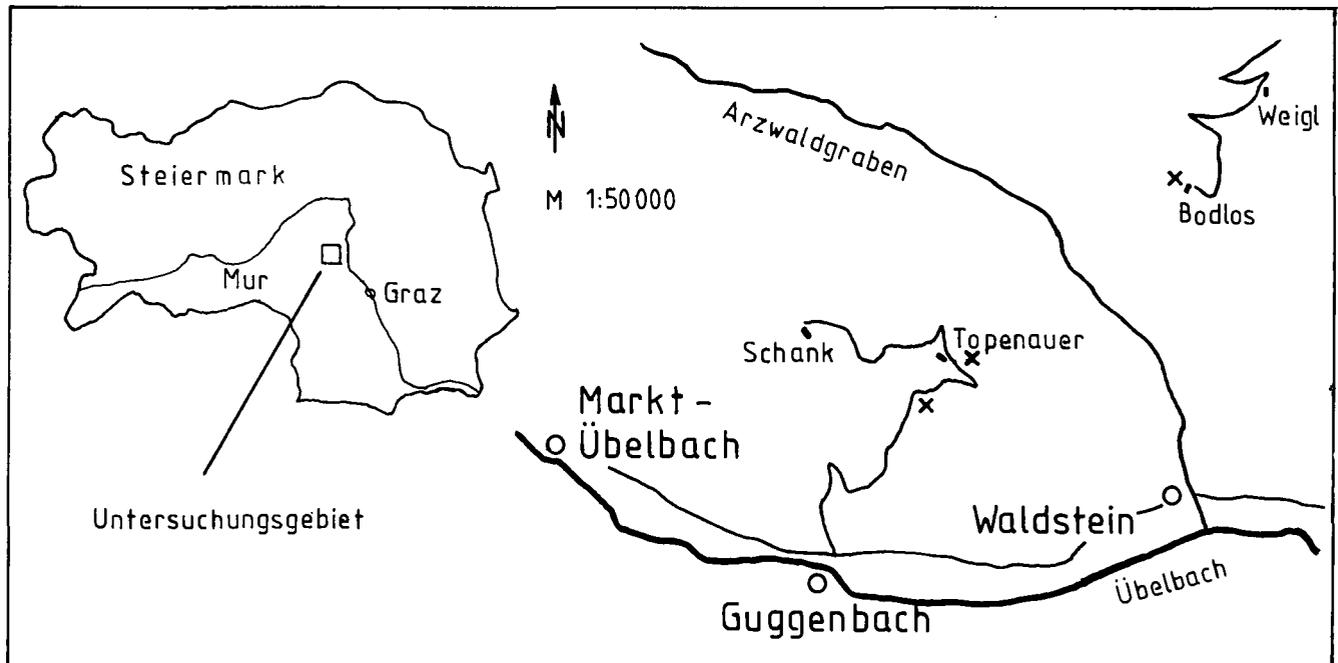


Abb. 1: Lage der Conodontenfundpunkte.

Schichten bildet eine mindestens 300–500 m mächtige, vornehmlich vulkanogene Abfolge (Chlorit- bzw. Grünschiefer mit Übergängen zu Tuffen und Tuffiten, die sich im Gelände jedoch kaum abgrenzen lassen). Diese Grünschiefer werden von Kalkschiefern, einer monotonen Abfolge von blauen, meist fossilereen (nur lokal Echinodermatenreste), geschiefert Kalken, die in unterschiedlich hohem Maße sandig beeinflusst sind, unterlagert. Bemerkenswert ist, daß vor allem in ihren hangendsten Anteilen Einschaltungen von mehreren m mächtigen Tonschiefern, die mit cm bis dm mächtigen, reichlich Echinodermatenschutt-führenden pyritreichen Kalkbänken wechsellagern, ausgebildet sind. Weiters fällt entlang der Grenze Kalkschiefer/Grünschiefer, welche in der älteren Literatur (FLÜGEL, 1975) noch als eine tektonische angesehen wurde (Trennlinie zwischen Hochlantschdecke und Schöckeldecke), die völlig konkordante Überlagerung der Kalk-Tonschiefer-Wechselfolge durch die Grünschiefer auf. Beide zeigen generell steiles SE-Fallen mit isoklinaler Verfaltung.

Die drei conodontenführenden Proben stammen aus dem basalen Anteil der Arzberger Schichten. Hier findet sich an der Grenze zu den unterlagernden Grünschiefern, entlang der auch die u. a. von TORNQUIST (1927), TUFAR (1972) und WEBER (1977, 1983) beschriebenen stratiformen Blei-Zinkvererzungen liegen, in sich tektonisch zerrissen, über mehrere km hinweg ein massiger Zug von reinem, stark rekristallisiertem Echinodermatenschuttalk, der abschnittsweise als markante Kalkrippe in Erscheinung tritt. Dieser Kalk wurde bei den Gehöften Topenauer (Probe Top 2) und Bodlos (Probe Bod 2) beprobt (siehe Abb. 1). Probe Top 4 wurde auf 690 m Höhe, ca. 50 m östlich der von Guggenbach zum Gehöft Topenauer führenden Straße entnommen. In den der Kalkrippe unmittelbar hangend folgenden Schiefern finden sich hier noch über mehrere m hinweg geringmächtige (einige cm bis wenige dm) Lagen und Linsen von crinoidenführenden Kalken. Während die daraus gewonnene Conodontenfauna einen guten Erhaltungszustand aufweist, sind die Conodonten aus

dem massigen Kalkzug deformiert, z. T. angelöst und überaus grobkörnig. Es konnte folgende Fauna gewonnen werden:

Probe Top 2

Ozarkodina remscheidensis ssp. vel
Pandorinellina steinhornensis ssp. (Pa)
Icriodus sp. (I)
Einzahn indet.

Probe Top 4

Ozarkodina remscheidensis remscheidensis (ZIEGLER, 1960) (Pa, Pb, Sa)
Ozarkodina excavata excavata (BRANSON & MEHL, 1933) (Pa, Sa)
Ozarkodina remscheidensis ssp. vel
Pandorinellina steinhornensis ssp. (Pa)
Pelekysgnathus serratus elongatus (CARLS & GANDL, 1969) (I)
Icriodus angustoides ssp. (I)
Icriodus sp. (I)
Einzahn indet.
Indet. Sa, Sb, M
Indet.

Probe Bod. 2

Ozarkodina remscheidensis remscheidensis (ZIEGLER, 1960) (Pa)
Ozarkodina remscheidensis ssp. vel
Pandorinellina steinhornensis ssp. (Pa)
Indet. Sc
Indet.

Diese Funde ermöglichen eine Einstufung der basalen Arzberger Schichten in das Lochkovium, wodurch ältere Altershinweise präzisiert werden können.

Ein erster Nachweis von Obersilur/Unterdevon innerhalb der „Tonschieferfazies s. l.“ stammt von einer Lokalität südlich der Rechbergstraße, wo Kalke, die das unmittelbar Hangende einer Grünschieferfolge bilden, mittels Conodonten in diesen Zeitraum eingestuft werden konnten (NEUBAUER, 1984).

Funde von unterdevonen Conodonten aus Kalkrippen innerhalb der Tonschieferfazies wurden bereits von WEBER (1983) erwähnt, doch liegt weder eine Beschreibung der Fauna noch eine Fundpunktsangabe vor.

Einen weiteren Hinweis für das unterdevone Alter der Arzberger Schichten gibt es auch aus dem Raum Hochtrötsch, wo Conodontenfunde gleichfalls tiefes Unterdevon (wahrscheinlich Lochkovium) belegen (GOLLNER, 1985).

Durch die enge Bindung der Blei-Zinkvererzungen an die Lochkovkalken kann als Zeitraum der schicht- und zeitgebundenen Vererzung (WEBER, 1983) tiefstes U-Devon, möglicherweise auch noch höchstes O-Silur angenommen werden.

3. Tektonischer Ausblick

Auf Grund der Einstufung der Kalke in das Lochkovium wird als tektonischer Großbauplan für den Raum Arzwaldgraben (TSCHELAUT, 1985) eine isoklinale Großfalte (Antiklinale) mit steil gegen SE einfallenden Faltenchenkeln erwogen, deren Kern die vermutlich das O-Silur vertretenden Grünschiefer bilden. Im inversen Liegendschenkel folgen zunächst Schwarzschiefer, die bald in die mehrere 100 m mächtigen und bis zur Kristallinengrenze verbreiteten Kalkschiefer übergehen, in welchen bei Übelbach Zlichovium nachgewiesen wurde (SCHÖNLAUB, 1979). Den aufrechten Hangendschenkel nehmen die tief unterdevonen Arzberger Schichten und in weiterer Folge der Schöckelkalk (? hohes U-Devon-Mitteldevon) ein. Demzufolge sind die Arzberger Schichten als fazielle Vertretung der tieferen Kalkschieferentwicklung aufzufassen. Der Umstand, daß der Liegendschenkel vorwiegend karbonatisch ausgebildet ist und nur untergeordnet (vorwiegend an der Grenze zu den Grünschiefern) Tonschiefer auftreten, im Hangendschenkel dagegen Tonschiefer dominieren und Kalke auf den schmalen Rabensteiner Schöckelkalkzug beschränkt sind, läßt sich einerseits durch einen lateralen faziellen Wechsel, andererseits auch durch die in mehreren Aufschlüssen zu beobachtende isoklinale Verfaltung erklären. Strukturgeologische Analysen über den Bau des Gebietes nördlich des Übelbachgrabens sind geplant bzw. in Arbeit (Dissertation FRITZ).

Dank

Für die Durchsicht des Manuskriptes und Verbesserungsvorschläge danke ich herzlich Herrn Univ.-Prof. Dr. H. W. FLÜGEL.

Literatur

- CARLS, P. & GANDL, J.: Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **132**, 155–218, Stuttgart 1969.
- EBNER, F. & WEBER, L.: Die geologisch-tektonischen Verhältnisse zwischen Tannebenstock und Röttschgraben (Grazer Paläozoikum). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **108**, 95–112, Graz 1978.
- FLÜGEL, H. W.: Die Geologie des Grazer Berglandes (2. Aufl.). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Sh. 1, Graz 1975.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. – Geol. B.-A., 127 S., Wien 1984.
- GOLLNER, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen und biostratigraphische Untersuchungen auf Blatt 134 Passail. – Jb. Geol. B.-A., **128**, Wien 1985 (im Druck).
- LANE, H. R. & ORMISTON, A. R.: Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontrout River Area, East-Central Alaska. – Geologica et Palaeontologica, **13**, 39–96, Marburg 1979.
- NEUBAUER, F. R.: Bericht 1980 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail. – Verh. Geol. B.-A., **1981**, A77–A79, Wien 1984.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Carnic Alps. – In SCHÖNLAUB, H. P. (Ed.): Second European Conodont Symposium (Ecos II). – Abh. Geol. B.-A., **35**, 5–57, Wien 1980.
- TORNQUIST, A.: Die Blei-Zinkerz-Lagerstätte von Rabenstein bei Frohnleiten im Murtal – Post- und prätektonische Erzlagerstätten in den Ostalpen. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **63**, 3–25, Graz 1927.
- TSCHELAUT, W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 133 Leoben und 163 Voitsberg. – Jb. Geol. B.-A., **128**, Wien 1985 (im Druck).
- TUFAR, W.: Zur Blei-Zink-Vererzung des Grazer Paläozoikums. – Min. Mitt. Joanneum, **1972**, 64–75, Graz 1972.
- WEBER, L.: Die Stellung der stratiformen Blei-Zinkvererzungen im Grazer Paläozoikum, beleuchtet an Hand der Lagerstätten Schrems – Rechberg, sowie Kaltenberg – Burgstall (Oststeiermark). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **38**, 123–141, Graz 1977.
- WEBER, L.: The Stratiform Lead-Zinc Mineralisation of the „Paleozoic of Graz“ (Styria, Austria). – Min. Dep. Alps, 81–87, Berlin 1983.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 22. April 1985.

Tätigkeitsberichte

Alphabetisch nach Autorennamen geordnetes Verzeichnis der Tätigkeitsberichte

ALBER, J.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge (Schladminger Tauern) auf Blatt 127 Schladming	283
APPOLD, T.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	328
BAUER, F. K.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 72 Mariazell	261
BAUER, F. K.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 100 Hieflau	266
BAUER, O.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	329
BECKER, L. P.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 161 Knittelfeld	305
BECKER, L. P.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 163 Voitsberg (Steiermark)	305
BECK-MANNAGETTA, P.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 189 Deutschlandsberg	332
BECK-MANNAGETTA, P.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 206 Eibiswald	347
BERG, St.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Gebiet westlich Hüttenberg auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	331
BERNROIDER, M.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras	247
BRAUNSTINGL, R.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Flysch auf Blatt 65 Mondsee	259
BRÖCKER, Ch.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 133 Leoben	287
DELLMOUR, K. & WIDDER, R. W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kreuzeckkristallin auf Blatt 181 Obervellach	316
DEUTSCH, A.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 182 Spittal a. d. Drau	318
EGGER, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen	258
ERTL, V.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal/Drau	319
EXNER, Ch.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg	309
EXNER, Ch.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg (Nachtrag)	351
EXNER, Ch.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal a. d. Drau	321
EXNER, Ch.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal a. d. Drau (Nachtrag)	351
FINGER, F.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras	248
FLÜGEL, H. W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum auf Blatte 134 Passail	291
FRISCH, W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Penninikum auf Blatt 148 Brenner	297
FRITZ, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum auf Blatt 163 Voitsberg	307
FRITZ, H., GSELLMANN, H., GOLLNER, J., HUBAUER, N., NEUBAUER, F., RATSCHBACHER, L. & TSCHELAUT, W.: Bericht 1984 über strukturgeologische Arbeiten im Grazer Paläozoikum auf den Blättern 133 Leoben, 134 Passail, 135 Birkfeld, 162 Köflach, 163 Voitsberg und 164 Graz	352
FUCHS, G.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang	279
FUCHS, G.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang (Nachtrag)	355
FUCHS, R.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Neogen des Gaadener Beckens auf Blatt 58 Baden	255
GEUTEBRÜCK, E.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 206 Eibiswald und 207 Arnfels	347
GOLLNER, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen und biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum auf Blatt 134 Passail	292
GRILL, R.: Bericht 1980-1984 über die Aufnahme von Großaufschlüssen in den tertiären Ablagerungen auf Blatt 77 Eisenstadt	355
GSELLMANN, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail	293
HÄUSLER, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 148 Brenner, 149 Lanersbach, 156 Muhr und 157 Tamsweg	298
HEEDE, H.-U.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	331
HEINISCH, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Gailtal-Kristallin auf Blatt 196 Obertilliach	334
HEINISCH, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Gailtal-Kristallin auf Blatt 198 Weißbriach	344
HEINISCH, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Gailtal-Kristallin auf Blatt 199 Hermagor	345
HEINISCH, H. & SCHLAEGEL, P.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel	281
HEINZ, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der östlichen Goldeckgruppe auf den Blättern 182 Spittal a. d. Drau, 183 Radenthein, 199 Hermagor und 200 Arnoldstein	321
HEJL, E.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 127 Schladming	285
HERMANN, B.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Reißbeckkristallin auf Blatt 182 Spittal a. d. Drau	322
HERRMANN, P.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 138 Rechnitz	295
HERRMANN, P.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 166 Fürstenfeld	309
HERRMANN, P.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 167 Güssing	309
HERZOG, U.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Nordrand von südalpinem Perm und Trias auf Blatt 199 Hermagor (italienischer Anteil)	345
HIMML, M.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Karnischen Alpen auf Blatt 196 Obertilliach	335
HOFER, J.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 152 Matrei und 153 Großglockner	301
HÖFLINGER, E.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und in der Grauwackenzone auf Blatt 105 Neunkirchen	275
KLEINSCHMIDT, G., BRAUN, H.-M., MEYER, C., RING, U., SCHEURICH, P., SEITZ, H.-M. & STOCK, P.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Grundgebirge auf Blatt 185 Straßburg	324
KLEINSCHMIDT, G.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Korpalpenbereich auf Blatt 205 St. Paul im Lavanttal	346
KOHL, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels	251
KRAINER, K.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen am Südrand der Lechtaler Alpen (Nördliche Kalkalpen) auf Blatt 144 Landeck	296
KRAINER, B.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach	317

KREUTZER, L.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den zentralen Karnischen Alpen auf Blatt 197 Kötschach	342
KREUTZER, St.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den westlichen Karnischen Alpen auf Blatt 196 Obertilliach	336
KRINGS, S.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Karnischen Alpen im Gebiet zwischen Winkler- und Rollertal auf Blatt 196 Obertilliach	337
KRYSTYN, L.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 84 Hallein	263
KUPKA, E. J.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 19 Zwettl	248
LIEBERMAN, H. M.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen Blatt 100 Hiefrau	266
LEITHNER, W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen am Westrand der Rax auf Blatt 104 Müzzzuschlag	274
LUNZER, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 178 Hopfgarten im Defereggental	310
MANDL, G.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 105 Neunkirchen	275
MANDL, G.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 105 Neunkirchen (Nachtrag)	356
MANDL, G.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen in der Dachsteingruppe auf Blatt 127 Schladming (Nachtrag)	358
MATL, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Gebiet Imbachhorn – Hoher Tenn auf Blatt 153 Großglockner	302
MATURA, A.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin des Wechselgebietes auf Blatt 105 Neunkirchen	276
MATURA, A.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming	286
MAYERHOFER, D.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 47 Ried im Innkreis	249
MOSER, E.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 164 Graz	309
NEUBAUER, F.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Paläozoikum auf Blatt 133 Leoben	288
NEUBAUER, F.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in Rennfeldkristallin und Grauwackenzone auf Blatt 134 Passail	294
NIEVOLL, J.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Roßkogelgebiet auf den Blättern 103 Kindberg und 104 Müzzzuschlag	267
NIEVOLL, J.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des mittleren Müzztales auf den Blättern 103 Kindberg und 104 Müzzzuschlag	269
NOWOTNY, A.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 104 Müzzzuschlag	274
NOWOTNY, A.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 148 Brenner	300
PAHR, A.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 138 Rechnitz	295
PASCHER, G.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Neogen der Mattersburger Bucht auf Blatt 107 Mattersburg	280
PAVLIK, E.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg	273
PFEIFFER, D.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen zwischen Hochalpljoch und Gamskopf (Karnische Alpen) auf Blatt 196 Obertilliach	338
PLÖCHINGER, B.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen im Bereich Hohe Wand – Miesenbachtal auf Blatt 75 Puchberg	263
PLÖCHINGER, B.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 94 Hallein	264
PLÖCHINGER, B.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf den Blättern 99 Rottenmann und 100 Hiefrau	265
POBER, E. & MANDL, G.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 127 Schladming	286
PREY, S.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone des Wienerwaldes auf Blatt 58 Baden	256
RIEPLER, F.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 163 Voitsberg	308
ROETZEL, R.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Puchkirchen – Neukirchen/Vöckla auf Blatt 47 Ried im Innkreis	249
RUPP, Ch.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär des Gebietes Feitzing und Pramet auf Blatt 47 Ried im Innkreis	250
SCHLAMBERGER, J.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 190 Leibnitz	333
SCHNABEL, W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den westlichen Niederösterreichischen Voralpen (Umgebung Scheibbs – Blassenstein) auf Blatt 54 Melk	251
SCHNABEL, W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Erlaufthalhalbfenster und dessen Rahmen (westliche niederösterreichische Voralpen) auf Blatt 72 Mariazell	261
SEEMANN, R. & NIEDERMAYR, G.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Perm und Skyth auf Blatt 196 Obertilliach	339
SIEBER, R.: Bericht 1984 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jura bei Leutasch auf Blatt 117 Zirl	359
SIEBER, R.: Bericht 1984 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum der Westkarawanken auf den Blättern 211 Windisch Bleiberg und 212 Vellach	359
STEINER, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 178 Hopfgarten im Defereggental	312
STEYRER, H. P.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner	303
STINGL, V.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 123 Zell am See	282
SUETTE, G.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf den Blättern 207 Arnfels und 208 Mureck	347
TATZREITER, F.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 65 Mondsee	260
TATZREITER, F.: Bericht 1984 über paläontologische Untersuchungen in Hallstätterkalken auf den Blättern 76 Wiener Neustadt und 96 Bad Ischl	360
TINSCHMIDT, A.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Gebiet Michelbach auf den Blättern 178 Hopfgarten im Defereggental und 179 Lienz	313
TSCHELAUT, W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 133 Leoben und 163 Voitsberg	290
UCIK, F. H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 184 Ebene Reichenau und 185 Straßburg	323
UNTERSWEIG, T.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 190 Leibnitz	333
VAN HUSEN, D.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 65 Mondsee	215
VAN HUSEN, D.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Quartär der Karawanken auf den Blättern 211 Windisch Bleiberg und 212 Vellach	349
VECER, B.: Bericht 1984 über Erhebungen von geologisch-geotechnischen Risikofaktoren in Österreich aus vorhandenen Unterlagen	361
WARCH, A.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklern, 197 Kötschach, 198 Weißbriach und 199 Hermagor	313
WARCH, A.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Permotrias auf Blatt 197 Kötschach	343
WEYERS, H.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Fleonstal auf Blatt 196 Obertilliach	340
WESSELY, G.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 57 Neulengbach und 75 Puchberg	254
WESSELY, G.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 58 Baden	256
WOLF, D.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Grundgebirge auf Blatt 207 Arnfels	348

Berichte über Tätigkeiten im Jahr 1984 zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000

(Bei den mit *) bezeichneten Kartenblättern wurden die Geländearbeiten
zum Teil aus Mitteln zum Vollzug des Lagerstättengesetzes – Ergänzende Kartierung finanziert)

Blatt 8 Geras

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras

Von MANFRED BERNROIDER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologischen Aufnahmen konzentrierten sich im Berichtsjahr in erster Linie auf die flächenmäßig großen Bittescher Gneisvorkommen im Gebiet von Riegersburg und Felling. Es handelt sich dabei um die hangenden Partien des Bittescher Gneiskomplexes. Soweit dies auf Grund der z. T. stark verwitterten Proben überhaupt möglich ist, kann in diesem Gebiet ein durchwegs stark ausgewalzter, fein bis mittelkörniger, zweiglimmeriger Gneis angesprochen werden. Stellenweise kann man makroskopisch einzelne größere, augenförmige Kalifeldspäte sowie vereinzelte Hellglimmerporphyroblasten an den s-Flächen erkennen. Die Gneislesesteine bzw. der Gneisgrus treten vor allem in stark variierenden Mengenverhältnissen auf den Hügeln („Fellinger Höhe“, „Burgrecht“) zwischen Riegersburg, Mallersbach und Felling zu Tage. Lediglich kleinere Streifen von Quartärbedeckung, wie beispielsweise am „Grünwiesenfeld“ (E von Riegersburg) bedecken das fast lückenlos zusammenhängende Gneisgebiet. Erst das große Waldgebiet NE von Mallersbach und SE von Felling verdeckt den Gneis, mit Ausnahme einiger Gräben, fast gänzlich. Die Aufschlüsse dieser Gräben (z. B. „Fellinger Grund“) zeigen ein leicht variierendes, mittelsteiles (ca. 30 Grad) Einfallen nach WNW bzw. NW. Die gemessenen Klüfte zeichnen vor allem die im bearbeiteten Gebiet dominierende, NNW–SSE streichende Störungsrichtung ab, wobei der Hauptteil der Gräben ebenfalls entsprechend dieser Störungsrichtung angeordnet ist. Die hier untersuchten Proben des Bittescher Gneises haben wieder granitische bis granodioritische Zusammensetzung, sind ebenfalls zweiglimmig und führen wieder bis zu einem halben Zentimeter große Kalifeldspäte. Bei Plagioklas handelt es sich durchwegs um Oligoklas.

Die für die hangenden Partien des Bittescher Gneises typischen Einlagerungen von Biotitamphiboliten sind streifenweise auf den Feldern N des Schlosses von Riegersburg in Form von feinsten Amphibolitschüppchen anzutreffen.

Grobkörnigere, meist weniger verschieferte, Kalifeldspatarme bis -freie Gneise bei etwa gleichem Quarzgehalt – also Gneise granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung, wie sie etwa bei der Straßenabzweigung Pleißinger Tal – Mallersbach zu finden sind und bereits in den Berichten für 1982 und 1983 beschrieben wurden, finden sich in einzelnen Blöcken in den Gräben am „Fellinger Grund“. Da sie auch in streichender Fortsetzung zu den Gneisen bei der Straßenabzweigung nach Mallersbach zu finden sind, dürften sie mit diesen Typen in Verbindung zu bringen sein.

Leider ist es faktisch unmöglich, sie an Stellen (z. B. Felder NNE von Mallersbach), wo nur feinsten Gneisgrus auftritt, vom „Normaltyp“ des Bittescher Gneises zu unterscheiden. Vereinzelt Lesesteinvorkommen dieser vom Normaltyp des Bittescher Gneises unterschiedlichen Gesteine weisen aber auf ein größeres Verbreitungsgebiet hin („Schmaler Grund“, „Spitzmais“, Heufurther Berg, „Fellinger Grund“, „Hüttl Straß“).

An der Ostgrenze des Kartierungsgebietes (Buchgraben, Fellingergrund) wurden im Berichtsjahr außerdem die hangenden Partien des im Bittescher Gneises eingelagerten Kalksilikatschieferzuges (= Rosentalzug – siehe Aufnahmsbericht 1982) angetroffen. Neben den Kalksilikatgesteinen, die entsprechend einer vor dem Abschluß befindlichen genauen petrographischen, mikrochemischen und chemischen Untersuchung, sich in etliche Gruppen teilen lassen, trifft man im Rosentalzug auf Silikatmarmore und Amphibolite (siehe auch Aufnahmsbericht 1982 und 1983). Diese in erster Linie nach petrographischen und textuellen Gesichtspunkten klassifizierten Kalksilikatgesteine und Marmore, die aus etwa 10 Mineralphasen (Amphibol, Plagioklas, Kalifeldspat, Diopsid/Salit, Grossular, Klinozoisit/Epidot, Calcit, Quarz, Biotit, Vesuvian) in z. T. sehr unterschiedlichen Mengenverhältnissen zusammengesetzt sind, können in 3 Teilzügen vom „Edinental“ über das „Rosental“ zum „Heufurther Berg“ und weiter über den „Hartbergwald“ verfolgt werden. Millimeter- bis Dezimeter-große s-parallele und auch quer zum s verlaufende, manchmal liegende Isoklinialfalten abbildende Aplitlagen zeigen häufig makroskopisch amphibol-reiche, mm- bis mehrere cm-dicke Säume, die z. T. vor allem beim Wechsel mehrerer ausgewalzter Aplitlagen, für die Hell-Dunkelbänderung verantwortlich sind (z. B. Edinental, Fellinger Grund).

Wie in den Aufnahmsberichten für 1981, 1982 und 1983 angedeutet, sind im Kartierungsgebiet zwei, von „Moravischem Marmor“ getrennte, Glimmerschieferzüge anzutreffen, wobei der liegende Zug das Hangende des Weitersfelder Stengelgneises bildet. Die enge Verbindung der Glimmerschiefer und Marmore wird, wie dies beispielsweise ca. 250 m SE des JH. Ley-Mühle (S von Heufurth) zu sehen ist, durch Übergänge beider zu Kalkglimmerschiefer verdeutlicht. In den durchwegs feinkörnigeren liegenden, phyllitischen Glimmerschiefern konnte, im Gegensatz zu den Vorjahren, Staurolith nachgewiesen werden (= „Am Tabor“ NNE Fronsburg). Die syntektonisch gewachsenen Granatporphyroblasten (= Almandin-reicher Granat) sowie der bezüglich Granat jüngere Staurolith, Biotit und Plagioklas (Oligoklas bis An 22) neben Quarz und Muscovit spiegeln die kräftige, aufsteigende Regionalmetamorphose dieser Metasedimente deutlich wider. Diaphthoritische Überprägungen äußern sich in der Chloritisierung von Granat und Biotit.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras

Von FRIEDRICH FINGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Herbst dieses Jahres wurde mit den geologischen Aufnahmen im westlichen Moravikum begonnen.

Das Arbeitsgebiet, das hauptsächlich von Bittescher Gneisen aufgebaut ist, schließt im Nordwesten an die bereits in den letzten Jahren von J. SÄGMÜLLER kartierten moravischen Metasedimentserien an, und zwar ungefähr entlang der Linie Raisdorf – Harth – Goggitsch – Oberhöflein. Es reicht von der südlichen Blattgrenze bis etwa nach Langau im Norden.

Der Gesteinsbestand ist überaus einförmig. Zum allergrößten Teil war nur eine kartenmäßige Unterscheidung von „Bittescher Gneis“ und „Junger Bodenbedeckung“ notwendig. Aufschlüsse mit direkt anstehendem und womöglich noch einigermaßen frischem Gneismaterial sind selten. Solche finden sich zum Beispiel an der Franz Josefs-Bahn im Waldstück zwischen Ludweishofen und Trabenreith, wo ein etliche hundert Meter langes Profil fast durchgehend freigelegt ist, und dann vor allem noch einige Male an der südseitigen Böschung des Piegerbaches zwischen Sieghartsreith und Pfaffenreith. Sonst wurde der Bittescher Gneis überall dort eingetragen, wo auf Grund reichlicher Lesesteinfunde ein unmittelbares Anstehen des Materials unter einer nur relativ dünnen Bodenkrume zu erwarten war.

Die jüngere Bedeckungsschicht ist naturgemäß auf den geomorphologischen Erhebungen am geringmächtigsten, auch wenn die Höhenunterschiede kaum einmal über 100 Meter betragen. Größere zusammenhängende Gebiete mit mächtigerer junger Bodenbedeckung befinden sich im Raum südlich von Ludweishofen, dann längs des Piegerbaches (vor allem nordseitig des Bachlaufes), weiters entlang der Bahnlinie zwischen Geras und Langau, sowie in der nordwestlichen Umgebung von Goggitsch und entlang des Goggitschbaches bis Oberhöflein.

Der Bittescher Gneis tritt im gesamten Gebiet in gewohnter Weise als stark ausgelängter, hellgrauer, zweiglimmeriger, seidigglänzender Augengneis auf, wobei die Kalifeldspat-Augen im allgemeinen eine Größe von einigen Millimetern aufweisen. Detailliertere petrographische Untersuchungen wurden einstweilen noch nicht durchgeführt.

Auf Grund der bisher eingemessenen s-Flächengefüge ist zu schließen, daß die Streichrichtung der Bittescher Gneise bei flachem bis mittelsteilem Einfallen im großen und ganzen von ca. NNE–SSW im Süden des Kartenblattes (Bahnprofil SW Ludweishofen) auf etwa NE–SW in den weiter nördlich gelegenen Teilen (Schirmannsreith, Pfaffenreith) einschwenkt, wodurch das Ausklingen des Messerner Bogens markiert wird.

Besonders gegen das Hangende der Gneise finden sich nicht selten einzelne Lesesteine von Amphiboliten. Wenngleich auch an einigen Aufschlüssen, wie zum Beispiel bei der Kirche von Pfaffenreith oder beim Knick des Piegerbaches nördlich von Schirmannsreith (ca. 20 m südöstlich oberhalb des Bachbetts) zentimeter- bis dezimeterdicke, konkordant im Bittescher Gneis eingeschaltete, mitunter auffällig biotitreiche und schiefrige Amphibolitlagen direkt anstehen, sind sie entsprechend den allgemein schlechten Aufschlußverhältnissen und der geringen Mächtigkeit der Vorkommen im Gelände kaum einmal weiter zu verfolgen.

Die geologischen Aufnahmen im eingangs umrissenen Gebiet können nach den noch notwendigen Abstimmungsarbeiten an dessen Südostgrenze mit den bereits vorliegenden Kartierungsergebnissen von J. SÄGMÜLLER und nach der ebenfalls noch ausstehenden genauen Auskartierung der Hangendgrenze des Bittescher Gneiskörpers (bzw. des Moravikums) gegen die darüberliegenden moldanubischen Serien vermutlich bereits 1985 abgeschlossen werden.

Blatt 19 Zwettl

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 19 Zwettl

Von ERNST JOSEF KUPKA (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Vorjahr wurde die Grenze des Weinsberger Granites im NW-Teil des Kartenblattes großräumig ausgewiesen. Heuer wurde versucht, in dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet zwischen Weinsberger Granit und Rastenberger Granodiorit eine genauere Aufnahme vorzunehmen.

Im Profil südlich von Sallingstadt (48° 41') ist der östlichste Aufschluß von typischem grobkörnigem Weinsberger Granit nordöstlich von Perndorf, bzw. östlich der Straße von Sallingstadt bis zum Waldrand vor Sallingstadt gut zu beobachten. Selbst die ehemaligen Steinentnahmestellen der früheren Siedler sind noch an den Haldenterrassen und Gruben zu erkennen. Die Ostgrenze des Grobgranites ist – sofern sie überhaupt scharf ausgebildet ist – im Graben zwischen der Waldlöß und dem Unterfeld anzunehmen. Östlich davon treten nur mehr Zweiglimmergranite und verschiedene Feinkorngranite in Lesesteinen auf. Die letzten derartigen Funde erfolgten im Prokopwald und nahe dem Lugenteich, allerdings in Gesellschaft von quarzitischen Biotitgneisen und von Schiefergneisen der monotonen Serie. Hinweise auf gangartiges Auftreten der feinen Granite sind vorhanden.

Im nächsten, nordwärts folgenden W–O-Profil nördlich Limbach (48° 42,5') ist eine völlig andere Situation vorzufinden. Wie schon im Bericht 1983 erwähnt, ist die Grenze zwischen Weinsberger Granit und Biotitquarzit am straßenseitigen Rand des Steinbruches am nördlichen Ortsausgang von Limbach bestens aufgeschlossen. Die sonst am Ostrand des Weinsberger Granites vorhandenen Feinkorngranite u. ä. sind hier kaum vorhanden. Die nördlich von Limbach noch bestens erhaltenen Steinbrüche rechts der Steinathaya am Abhang des Schafberges und im Bereich der Teufelslucke lassen heute noch die Bedeutung des Biotitquarzites für die früheren Bewohner erkennen, sind die Abbauwände doch heute noch ca. 15 m hoch. Dieser Biotitquarzit schiebt sich wie ein nach Süden gerichteter Keil zwischen Weinsberger Granit und die Schiefergneise der monotonen Serie. Der auffallend ausgeprägte Ganzgraben und der anschließende Luggraben (NNO–SSW, Gerhartsmühle – W Ottenschlag – Bösenneuzen – Lugenteich) sind der morphologische Hinweis auf die östliche Grenze dieses Keiles. Die erzführenden Biotitquarzite nächst der Hammerschmiede am rechten Ufer der Deutschen Thaya sind das östlichste anstehende Vorkommen derselben.

Im W-O-Profil am Nordrand des Kartenblattes (Nördl. Hirschbach, 48° 45') sind die tektonisch stark beanspruchten quarzitischen Biotitgneise im Bereich der Glomsmühle (engerer Störungsbereich) die letzten Vertreter der im Süden des Kartenblattes vorhandenen Gesteine der monotonen Serie. Die monotone Serie hat hier ihre geringste Mächtigkeit.

Der Ostrand der Biotitquarzite liegt auffallend nahe der Vitiser Störung, wenn er nicht vielleicht sogar mit ihr ident ist. Das frische Aussehen der Biotitquarzite – oft sogar im Nahbereich der Störung – läßt die Annahme zu, daß der Biotitquarzitteil eine Art „Widerlager“ bei den tektonischen Vorgängen zur Entstehung der Vitiser Störung gebildet hat.

Blatt 47 Ried im Innkreis

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 47 Ried im Innkreis*)

Von DIETER MAYERHOFER (auswärtiger Mitarbeiter)

Es wurden im Berichtsjahr im Raum S Eberschwang am Ostrand des Kartenblattes vom Ziegelwerk Eberschwang ausgehend kartiert. Ebenda bilden die Rieder Schichten die Basis der Grube, wo fein lamellierte, olivgraue, mergelige Silte mit in Linsen angereicherten, schalenerhaltenden Mollusken 30 m mächtig aufgeschlossen sind.

Darüber befinden sich ab einer Seehöhe von 610 m die Liegendschichten der Kohle (Klebsande), das sind SiO₂- und tonmineralreiche, hellgrau bis rostbraune, klebrige, zähe Sande. Die ersten Kohleflöze beginnen in einer Seehöhe von 615–617 m. Nach oben ist die Grenze der Kohleflöze und der dazwischenliegenden Zwischenmitteltonen zu den Hangendtonen, bedingt durch die Verfrachtung während des Abbaus, nicht feststellbar. Die Grenze zwischen den Hangendtonen und den Hausruckschottern liegt in einer Seehöhe von 625 m.

Im Westteil des bearbeiteten Kartenausschnittes, N und S vom Ziegelwerk Eberschwang findet man die mergeligen Silte in ehemaligen Düngegruben immer wieder aufgeschlossen. Weiter im E, im Bachbett der Antiesen und deren Nebenbächen in Mündungsnähe wird das Sediment sichtbar gröber (feinsandige Silte). Im SE (E Illing) stehen dann bereits Feinsande an.

Im Nordteil des Kartierungsgebietes sind die Liegendschichten der Kohle (Klebsande) gut entlang einer Seehöhe von 620 m verfolgbar. Im Süden (S Illing, bei Penning und Hof), entlang des Hausrucks liegen sie viel tiefer.

Die Kohleflöze und Zwischenmitteltonen im Bereich um das Ziegelwerk Eberschwang befinden sich in ihren Tops immer in einer Seehöhe von 630–635 m. Im Süden sind diese analog wiederum tieferliegend und auch in verschiedener Mächtigkeit aufgeschlossen.

Die Hangendtone sind einige Male im Hausruckbereich N des Urhamerberges mächtig aufgeschlossen.

Die darüberliegenden Hausruckschotter sind oft weit über die darunterliegenden Schichten verrutscht.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des Gebietes Puchkirchen – Neukirchen/Vöckla auf Blatt 47 Ried im Innkreis*)

Von REINHARD ROETZEL

In diesem Gebiet südlich des Hausrucks sind vor allem sandige Vertreter der Innviertler Serie (nach F. ABERER, 1957, Vöcklaschichten und Atzbacher Sande) verbreitet.

Aufschlüsse finden sich hauptsächlich in den zahlreichen, heute durchwegs aufgelassenen Gruben, in denen die Sedimente ehemals zum Zweck der Bodenverbesserung und Düngung abgebaut wurden.

Im Süden des aufgenommenen Gebietes sind an den Steilhängen nördlich der Vöckla zwischen Biber und Jochling und teilweise auch noch im unteren Teil der von Norden einmündenden Täler in derartigen Gruben oder Wassergräben und in den Bachläufen meist grau- bis braungelbe, glimmerige Feinsande und Mittelsande in intensiver Wechsellagerung mit hellgrauen bis gelbgrauen, im frischen Zustand blaugrauen, sandigen Silten aufgeschlossen. Die 5 cm bis 30 cm mächtigen Feinsandpakete sind teilweise intern ebenflächig schräggeschichtet mit Pelitbelegen oder Pelitklasten auf den Schichtflächen oder zeigen pelitisch ausgekleidete Rippentäler, das heißt Flaserschichtung. Die Sandhorizonte können auch intensiv biogen durchwühlt sein.

Die in Wechsellagerung mit den Sanden stehenden Silte können bis zu 30 cm mächtige Horizonte bilden, die aus mm- bis dm-dicken Einzellagen, getrennt durch Sandbestege oder Sandlinsen (Linsenschichtung) bestehen. Oft ist in den Peliten auch Rippelschichtung zu erkennen.

In einzelnen Bereichen tritt der Sandanteil fast vollkommen zurück, und es stehen mächtige, gelbgraue bis blaugraue, glimmerige, sandige Silte an. Die sehr harten Pelite sind, getrennt durch glaukonit- und pflanzendetritusführende Sandbestege und Sandlinsen, im cm-Bereich ebenflächig bis wellig (Rippelschichtung) geschichtet und führen mitunter nestartig angereichert Molluskenbruchstücke. Derartige Sedimente sind z. B. mit einer Mächtigkeit von 14 m bis 15 m in einem Wassergraben am Steilhang nördlich der Vöckla, SSE Oberthumberg aufgeschlossen. Im Hangenden gehen diese Pelite nach einer ca. 6 m mächtigen Wechsellagerung von Feinsanden und sandigen Silten in blaugraue, glimmerige, siltige Feinsande mit dünnen Pelitzwischenlagen über.

Dieser fließende Übergang gegen das Hangende zu immer sandigeren Sedimenten geht nicht nur aus den Aufschlüssen, sondern auch aus den zahlreichen Tiefbohrungen im Feld Puchkirchen und den Schußbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs Ges. m. b. H. hervor. Eine Grenze zwischen den liegenden Vöcklaschichten und den darüber folgenden Atzbacher Sanden ist daher im Gelände nicht auskartierbar.

In den sogenannten Atzbacher Sanden konnten mehrere, wahrscheinlich faziell bedingte lithologische Ausbildungen beobachtet werden.

In den meisten Aufschlüssen entlang der Bäche S und NW Puchkirchen, E und NE Neukirchen/Vöckla und E Biber treten grau- bis gelbbraune, glimmerreiche Feinsande und Mittelsande auf, die oft von Pelitlagen in 5 cm bis 30 cm mächtige Horizonte unterteilt werden. Diese aus dünnen Einzellagen mit Sandbeste-

gen bestehenden 0,5 cm bis 3 cm mächtigen Silthorizonte mit Rippelschichtung können aber auch fast vollkommen fehlen, sodaß die oft intern ebenflächig schräggeschichteten Sandhorizonte nur durch dünne Pelithäute voneinander getrennt sind.

Besonders schöne Aufschlüsse in derartigen Sanden sind im kartierten Gebiet NW Wegleiten, an den Prallhängen des Baches SW Wöhr und bei Berg W Puchkirchen zu finden.

Sehr massige, weitgehend strukturlose, gelbgraue bis braungelbe, glimmerreiche und glaukonitführende Mittel- bis Feinsande treten besonders N Wöhr im Grenzbereich zu den köhleführenden Süßwasserschichten auf. Diese Sande werden von dünnen Grobsand- bis Feinkieslagen und Einlagerungen von inkohlem Pflanzendetritus unterbrochen. Weiters treten meist wirr lagernde, aber auch horizontal eingeregelter, kantengerundete Siltklasten (Schlierplatteln) in diesem Sediment auf. Synsedimentäre Entwässerungsstrukturen stören die Sedimentfolge.

Im aufgenommenen Gebiet nur W Verwang treten glaukonit- und glimmerreiche Fein- und Mittelsande auf, deren 0,3 m bis 0,7 m mächtige Sedimentkörper durchwegs intern trogförmig schräggeschichtet sind und meist pelitbelegte Leebblätter besitzen. Diese Pelitlagen können Rippelschichtung zeigen und manchmal auch aufgearbeitet und als Pelitklasten wieder resedimentiert sein.

Schotterfluren konnten vor allem am Höhenrücken S Puchkirchen um 560 m Seehöhe und SE Puchkirchen um 530 m Seehöhe auskartiert werden. Die wahrscheinlich umgelagerten Hausruckschotter bestehen hauptsächlich aus gut gerundetem Quarz und Kristallin in sandig-toniger Matrix. Die Mächtigkeit des höheren Niveaus beträgt nach Bohrungen 1 m bis 4 m. Im tieferen Niveau, das meist etwas größere Komponenten besitzt, schließt eine Grube SE Puchkirchen 6 m bis 7 m Grobkies in rotbrauner bis gelbbrauner, siltig-sandiger Matrix und mit siltig-tonigen Feinsandlinsen auf.

Auch in den Talniederungen findet sich entlang der Bäche hauptsächlich Quarz- und Kristallinschotter als rezente Aufschüttung. Entwässerungsgräben schließen abseits der Bäche plastische, hellblaugraue Tone (Schlick) und schwarzbraune, pflanzendetritusreiche Tone (torfähnliches Material) auf.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär des Gebietes Feitzing und Prametz auf Blatt 47 Ried im Innkreis*

Von CHRISTIAN RUPP (auswärtiger Mitarbeiter)

Begonnen wurde entlang der Hauptverbindungsstraße Vöcklamarkt – Ried auf den Teilkartenblättern Feitzing und Prametz im und nördlich des Hausrucks. Bedingt durch das Arbeitsgebiet ergaben sich zwei Arbeitsschwerpunkte:

- der Schlier des Ottangiens und
- die jüngeren Sedimente des Hausrucks, bestehend aus Süßwasserschichten und dem Hausruckschotter (siehe F. ABERER, 1957).

Der Schlier

Auf Grund der immer seltener gewordenen landwirtschaftlichen Nutzung des Schliers als Düngemittel sind viele Schliergruben verwachsen oder gar nivelliert worden, was die Anzahl der Aufschlüsse deutlich verrin-

gert. Die wenigen, meist stark verwachsenen Schliergruben, die in diesem Gebiet aufgefunden wurden, seien hier kurz vermerkt: NO Walling, S Forstern, SO Senzenberg, N Gutensham, O Prametz, O Noxberg, O Windischhub, SO Lungdorf, N Altsommerau, NW Kleinpiesenham, N Feitzing, W Feitzing und in Schmieding. Der hier aufgeschlossene Schlier ist ein zumeist olivgrauer, selten blaugrauer, wechselnd siltiger Tonmergel mit dünnen, feinsandigen Zwischenlagen und Sandlinsen, nur NW Kleinpiesenham waren die Sandzwischenlagen und Sandlinsen mehrere cm stark.

Wesentlich häufiger kam der Schlier in und entlang der zahlreichen Bäche zutage. So am Oberlauf der Breitsach O Walling, in weiten Strecken entlang des Bachbettes zwischen Senzenberg und Prametz oder S Großpiesenham. Entlang der ineinander mündenden Bäche bei Schwandt kommen über dem durchwegs flachlagernden Schlier ab rund 540 m graue Feinsande zum Vorschein, die vorerst cm-starke Tonmergelzwischenlagen aufweisen, in höheren Partien (bachaufwärts) jedoch als graue, massige, z. T. makrofossilführende Fein- bis Mittelsande auftreten. Diese Sande (sie werden in dieser Region „Fofelsande“ oder „Vogelersande“ genannt) sind im Bachbett S Schwandt bis in eine Höhe von 580–600 m zu verfolgen, darüber tritt wiederum der Schlier auf. Ähnliche Verhältnisse sind auch entlang der Bäche S Windischhub anzutreffen, dort scheint der Sand jedoch nicht so mächtig ausgebildet zu sein. Die Obergrenze des Schliers liegt zumeist zwischen 605 m (S Hartlhof) und 625 m (O Windischhub).

Mikrofaunistisch lassen sich der Großteil der entnommenen Schlierproben auf Grund eines sehr hohen Gehaltes an *Ammonia* (= „*Rotalia*“) den Rieder Schichten (= Rotaliensichten) zuordnen. Lediglich eine Probe aus der sandigen Entwicklung zeigt eine diversere Fauna, die der des Ottanger Schliers näher steht.

Süßwasserschichten und Hausruckschotter

Diese Einheiten sind obertags schwer auszukartieren, da sie zum Ersten in stark verwachsenem Gebiet liegen und zum Zweiten häufig verrutscht und in weiten Teilen von einem wechselnd starken Schotterschleier (verronene Hausruckschotter) überdeckt werden (Definition und Benennung der Schichtglieder der Süßwasserschichten wurden von F. ABERER [1957] übernommen). Anstehende Basisschichten (Klebsande sowie gelb bis rot geflammte, z. T. tonige Fein- bis Mittelsande) konnte S Forstern, SO Senzenberg, O Noxberg, O Windischhub, SO Altsommerau, SO Feitzing und im Raum Unter-Feitzing – Ascheck beobachtet werden. Dunkelblaugraue, zäh-schmierige Zwischenmittel und Kohleflöze der köhleführenden Süßwasserschichten waren besonders gut SO Windischhub, aber auch O Windischhub, SO Altsommerau und im Raum Ascheck aufgeschlossen. Die diesen Komplex abschließenden Hangendschichten konnten nur im Raum Ascheck beobachtet werden.

Die über den Süßwasserschichten liegenden Hausruckschotter, graue bis rostbraune, sandig gebundene Schotter waren in mehreren Schottergruben O Noxberg, W Hinterschlagern und O Hobelschlag zu beobachten, waren aber auch durch mehrere Hanganrisse und durch einen häufig zu beobachtenden Geländeknick zwischen ihnen und den Süßwasserschichten besser auszukartieren als letztere. Die Grenze zwischen den beiden Einheiten lag im Norden des Arbeitsgebiets um 640 m, im Süden um 650–660 m.

Blatt 49 Wels

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels*)

Von HERMANN KOHL (auswärtiger Mitarbeiter)

In sieben zur Verfügung stehenden Aufnahmetagen wurde der Raum nördlich und nordöstlich Lambach bis zum Fallsbach nördlich Gunskirchen und bis über die bereits im Tertiärhügelland liegenden Ortschaften Pennewang, Weinzierl, Holzling und Waldenberg hinaus kartiert. Weiters wurden im Bereich der Hoch- und Niederterrassenfelder die Aufnahmen der Vorjahre von Lambach bis Gunskirchen und in der Traun-Enns-Platte südlich Wels zwischen dem Aiterbach und dem Schalbach, d. i. südwestlich Steinhaus bis Wollsbach (an der Straße Steinerkirchen – Sattledt) fortgesetzt.

Die dem Robulus-Schlier zuzurechnenden tertiären sandigen Mergel bilden nördlich Lambach im allgemeinen ein unregelmäßiges Hügelrelief, das durch die tiefgreifenden, ost- bis südostorientierten Täler des Schwaig-, Zeilinger, Irnharteringer und Grünbaches gegliedert wird. Vereinzelt tragen die Hügelkuppen Kapfen von gelbbraunen, sandreichen, durchverwitterten Restschottern, so nordwestlich Mernbach in 375–365 m und östlich Weißbach in 465–460 m. Gelegentlich weisen Verebnungsreste mit tiefgründiger Verwitterung und typischen Pseudogley auf alte Landoberflächen hin. Gute größere Aufschlüsse gibt es am Zeilinger Bach bei Oberzeiling, im Einzugsgebiet des Irnharteringer Baches bei Pennewang, Weinzierl, südlich Arbing, bei Holzling und am Grünbach bei Kappling.

Der nördlich Lambach anschließende Ältere Deckenschotter (ÄDS) bildet durch die Haupttäler voneinander getrennte, randlich mehr oder weniger zertalte Plateaus. Die Schottermächtigkeit von 25–30 m nimmt gegen das Schlierhügelland hin ab. Während die Schotter nur an den Steilhängen ausbeissen, dort auch an zahlreichen Stellen früher abgebaut wurden, breitet sich im Plateaubereich Decklehm aus, der z. T. auch über die Flachhänge herabzieht und auch auf Schlier übergreift, sodaß dessen Abgrenzung in Ermangelung geeigneter Aufschlüsse oft schwierig ist. Auch diese z. T. tonreichen Lehmdecken tragen pseudovergleyte Braunerden bis typische Pseudogleye. Sowohl in den Decklehmern der Deckenschotter wie auch im Schlier treten neben kurzen, flachen, wasserlosen Mulden auch häufig steilwandige kerbtal- bis tilkenartige Gräben ohne Wasserführung auf.

Die dem Deckenschotter von Aichham bei Lambach unmittelbar vorgelagerte Hochterrassenflur (HT) wird ebenfalls durch die großen Täler gegliedert. Die größte geschlossene Terrassenzunge erstreckt sich zwischen Mairlambach und Gunskirchen, dessen Kirche auf dem äußersten Sporn dieser Terrasse steht. Besonders an dieser durch Steilränder begrenzten Terrassenzunge treten an den Rändern die rißeiszeitlichen Schotter zutage, im Terrassenniveau werden sie jedoch von einer mehrere Meter mächtigen kalkfreien lehmig-schluffigen Deckschicht überlagert, die wohl der Würmeiszeit zuzuordnen sein wird. Bei den kleineren, unmittelbar an die ÄDS angelagerten RT-Spornen verhüllt diese Deckschicht die Schotter oft bis zum Hangfuß herab und erweckt den Eindruck, daß sie auch auf flachere Hangfußteile des ÄDS übergreift. Nur wenige flache Dellen sind in die fast ebene Terrassenfläche eingesenkt.

Die im Niveau der Bahnanlagen bei Lambach sich in NE-Richtung über Gunskirchen hinaus erstreckende Niederterrassenflur (NT) wird traunwärts von einem etwa 20 m hohen Steilrand begrenzt. Es herrschen kalkhaltige bis kalkarme Braunerden auf Karbonatschotter vor; eine Deckschicht fehlt, nur beim Austritt des Zeilinger Baches auf die NT, auf der der Bach nach wenigen Kilometern versickert, findet sich, anfangs wenig eingetieft, dann aber bald ins Niveau der NT auslaufend, vergleytes holozänes Kolluvium. Eine etwas ältere, auf Grund des reiferen Bodens und der Lage auf den NT-Schottern vermutlich spätglaziale geringmächtige kolluviale Überdeckung ist mit vergleyten Braunerden bei Mairlambach im Niveau der NT bis zur Westbahnstraße erkennbar.

In der Traun-Enns-Platte konnten die auf der Westseite des Aiterbachtals festgestellten Terrassenreste einer rißeiszeitlichen autochthonen Schüttung und einer mindestens eine Eiszeit älteren glazifluvialen Schüttung, deren Gesteinsspektrum auf das Altal als Herkunftgebiet schließen läßt (viel Dolomit und dunkle, geaderte Kalke), nach S weiterverfolgt werden. Diese Schotterflur ist durch eine Anzahl ehemaliger Schottergruben noch immer gut aufgeschlossen. Da diese Flur tiefer liegt als der ÄDS und sich auch lithologisch von diesem unterscheidet, wird sie als mindeleiszeitlich eingestuft, also dem Jüngerer Deckenschotter entsprechend. Die zwischen Schalbach und Aiterbach das Plattenniveau bildenden ÄDS mit mächtigen Decklehmern sind nur an den Steilrändern erkennbar. Zwei Drittel des asymmetrischen Schalbachtals sind ohne Wasserführung und mit vorwiegend pleistozänem Kolluvium erfüllt. Auch das Aiterbachtal ist in diesem Abschnitt extrem asymmetrisch mit 1–2 km langen, ebenfalls aus wasserlosen Dellen hervorgehenden Seitentälern auf der Westseite.

Blatt 54 Melk

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den westlichen Niederösterreichischen Voralpen (Umgebung Scheibbs – Blassenstein) auf Blatt 54 Melk

Von WOLFGANG SCHNABEL

Dieser Bericht schließt nahtlos an jenen über Blatt 72 Mariazell in den Tätigkeitsberichten dieses Jahrganges an. Obwohl die Neubearbeitung des Blattes 54 Melk derzeit nicht im Kartierungsprogramm enthalten ist, war eine Kartierung des Blassensteins und seines unmittelbaren Vorlandes nötig, da der Bau der Frankenfelder Decke und des Erlaufhalbfensters auf Blatt 72 Mariazell ohne ein weiteres Ausgreifen auf dieses nördlich anschließende Blatt nicht möglich war. Zugleich sollen die geologischen Neuerkenntnisse, die im Zuge eines Grundsatzgutachtens über die 2. Wiener Hochquellenwasserleitung gewonnen wurden, hiermit bekannt gemacht werden.

Die Differenzen gegenüber den vorangegangenen Bearbeitungen (H. VETTERS: Aufnahmsberichte der Jahre 1927–1933. – Geol. B.-A.; F. TRAUTH: Geologie der 2. Wr. Hochquellenwasserleitung. – Abh. Geol. B.-A., 26, 1948; E. PARLOW: Unveröff. Diss. Univ. Wien 1950; K. HÖSCH: Unveröff. Vorarb. Geol. Inst. Wien 1978) sind hauptsächlich durch die Berücksichtigung der

großflächigen hangtektonischen Phänomene bedingt, auf die der Berichtersteller hier erstmals besonderen Wert gelegt hat. Zur selben Zeit fand im Raum Oberndorf und Scheibbs die Bodenkartierung der Bundesanstalt für Bodenkunde statt. Die Ergebnisse der Sondierungen wurden freundlicherweise durch H. FISCHER für die geologische Interpretation zur Verfügung gestellt, was eine große Hilfe bedeutet hat.

Das die Frankenfeser Decke an deren Nordrand begleitende Vorland ist durch mehrere morphologische Charakteristika geprägt, die in engster Beziehung zum tektonischen Bau stehen. 3 Elemente sind bestimmend:

1. Die z. T. schroff hervortretenden Klippen.
2. Die weiten Senken der Inneralpinen Molasse.
3. Die großflächigen Massenbewegungen.

Trotz der extremen tektonischen Verhältnisse und der durch die Schuttbedeckungen und Rutschungen bedingten äußerst schlechten Aufschlußverhältnisse läßt sich bei Scheibbs eine recht klare tektonische Abfolge finden.

In schmälere und breitere Streifen treten von Süden nach Norden auf:

Frankenfeser Decke
Rhenodanubischer Flysch (1. Schuppe)
Grestener Klippenzone (Hauptmasse)
Rhenodanubischer Flysch (2. Schuppe)
Inneralpine Molasse
Grestener Klippenzone (Schuppenzone)
Rhenodanubischer Flysch (Hauptmasse)

Frankenfeser Decke

Siehe dazu den Bericht auf Blatt 72 Mariazell.

Rhenodanubischer Flysch (1. Schuppe)

Die Frankenfeser Decke liegt überall flach auf Rhenodanubischem Flysch. Aus dem Erlaufhalbfenster und dem Ostgehänge des Lampelsberges, wo er mächtiger entwickelt ist (siehe Bericht Blatt 72 Mariazell), zieht ein Streifen mit auffällig regelmäßiger Breite von 100–200 m gegen E durch den Oberlauf des Reithgrabens, nördlich des Holzkogels, durch die Senke südlich des Blassensteins (ehem. Hochwies) gegen Steinbach, Eibenberg und durch den Oberlauf der Melk (Weidagraben). Es handelt sich dabei größtenteils um höheren Oberkreideflysch. Nannofossilanalysen weisen auf campanes Alter (oder jünger) hin. Die Schwermineralführung für Altenglbacher Schichten, wobei namhafte Zirkonanteile auf paläozäne Anteile hindeuten.

Grestener Klippenzone (Hauptmasse)

An den Flyschstreifen schließt nördlich die Grestener Klippenzone mit stark unterschiedlicher Breite an (Lampelsberg 1.500 m, Bürgerhofwald 500 m, Reithgraben und Wasserfallgraben W Blassenstein 200–300 m, Blassenstein über 1.200 m). Dieser Klippenzug schließt das Erlaufhalbfenster gegen N ab. Der Schichtumfang von Grestener Schichten über die mächtig entwickelte kieselige Serie des höheren Dogger zu den wandbildenden Aptychenkalken ist mehrfach beschrieben worden. Die kieselige Serie ist ein typisches Element der Scheibbscher Fazies (SCHNABEL: Aufnahmsbericht 1982. – Jahrb. Geol. B.-A., 1983). Zwischen Klausgraben und Lampelsberg scheint sie vollständig entwickelt zu sein, besonders ist hier auch der Kontakt zu den liegenden Grestener Schichten (bzw. Posidonienschichten) vorhanden, was bisher noch nicht beobachtet werden konnte.

Jedenfalls ist sie hier vollständig entwickelt. Die in etwa 480 m SH abzweigende und fast genau am Kartenblattrand vom Feichsenbach gegen den Klausbachgraben ansteigende Forststraße bietet sich mit den guten Aufschlüssen für eine Formationsbeschreibung an. Aus diesem Grund und wegen der Nähe des beherrschenden Lampelsberges sei vorgeschlagen, diese Serie Lampelsberger Schichten (Lampelsberg-Formation) zu nennen, um sie in Zukunft klarer ansprechen zu können.

Die stark variierende Breitenstreckung dieses Klippenzuges ist auf Schichtverdopplungen in Verbindung mit morphologischen Gegebenheiten und Brüchen zurückzuführen, (z. B. am Lampelsberg und Blassenstein). PARLOW hat drei Schuppen beschrieben, von denen die mittlere und südliche (Klausgrabenschuppe und Blassensteinschuppe) nachgewiesen werden konnten. Die nördliche Hochgrubschuppe wird allerdings angezweifelt. Die einer solchen Schuppe ursprünglich zugeordneten Vorkommen sind eher als auf dem unterlagernden Flysch abgeglittene Schollen bzw. Schuttkörper aus den beiden südlichen Schuppen zu deuten, wofür vieles spricht. Der schwerwiegendste Hinweis ist wohl der, daß sie in den tieferen Taleinschnitt (Klausgraben, Erlauf, Melk/Waidagraben) nicht festzustellen ist – der Flysch reicht hier überall bis zur „Klausgrabenschuppe“ – sondern nur an den steileren N-Flanken von Lampelsberg und Blassenstein, gerade dort, wo großflächige Massenbewegungen stattfinden. Auf viele weitere morphologische Details, die dafür sprechen, kann hier nicht näher eingegangen werden.

Sehr unregelmäßig tritt in dem gesamten Klippenzug die Buntmergelserie auf. Sie ist hauptsächlich auf die südlichste Schuppe beschränkt, umfangreichere Vorkommen sind nur in der Gegend des Lampelsberges und im Erlauf, besonders im westlichen Gehänge, vorhanden. Südlich des Blassensteins sind nur äußerst spärliche Reste an der Überschiebung zum daraufliegenden Flyschstreifen. Daß dieses Fehlen tektonisch bedingt ist, geht u. a. daraus hervor, daß hier, aus dem Oberlauf des Wasserfallgrabens und durch die Senke bei Hochwies streichend, noch einmal eine ganz schmale Schuppe aus Klippengesteinen, u. a. mit Grestener Schichten bzw. Posidonienschichten vorhanden ist.

Rhenodanubischer Flysch (2. Schuppe)

An die Hauptmasse der Klippen schließt nördlich ein Flyschstreifen an, der von großflächigen Rutschungen und Schuttbedeckungen verhüllt, nur „inselartig“ an der Oberfläche erscheint, in einer Breite von rund 400 m aber stets vorhanden ist. Der auffallende Rücken beim Grünhof W der Erlauf gehört ihm an, ebenso wie E davon die Felsterrasse bei der alten Scheibbscher Schießstätte. Er zeigt sich weiter gegen E durch den kleinen Härtlingsrücken SE Großreith und bei den Wiesen S des ehemaligen Gasthauses Sollböck. Er verschwindet dann unter den großen Schuttkörpern, die vom Blassenstein herabkommen, der kleine Sandsteinfels hinter dem Hof Gröbel verrät aber auch hier seine Existenz. Deutlich ist er im Graben E Steinhaus vorhanden, von wo er extrem rutschanfällig gegen den Weidagraben zieht.

Diese Flyschschuppe begleitet also das gesamte Blassensteinmassiv in einem weit nach N gespannten Bogen.

S Scheibbs sind Zementmergelserie und bunte Schiefer dominierend, ebenso noch im Wasserfallgraben S Sollböck. Ailtlengbacher Schichten, auch deren höhere (paleozäne) Anteile sind bei Steinhaus vertreten. Dort hat eine Nannoanalyse aus grünlichgrauen, stark rutschenden Tonmergeln ein untereozaänes Alter ergeben (NP 10 nach H. STRADNER). Der dadurch entstandene Verdacht, daß die auffallende Kuppe grobkörnigen Sandsteins mit dem alten Steinbruch beim Hof Steinhaus dem Greifensteiner Sandstein angehören könnte, ist aber durch eine Schwermineralprobe widerlegt worden, die ein deutliches Granatmaximum zeigte. Trotzdem ist dieses eozäne Alter bemerkenswert und sei hier festgehalten. Völlige Klarheit wird erst eine Verfolgung gegen E und N ergeben.

Grestener Klippenzone (Schuppenzone)

An den vorerwähnten Flyschstreifen schließt die Inneralpine Molasse an. Doch zeigt eine genaue Analyse zahlreicher kleiner isolierter Klippenvorkommen, daß zwischen Flysch und Molasse eine Schuppenzone aus Gesteinen der Grestener Klippenzone vorhanden ist. Die wenigen selbst kartierten Stellen wurden durch eine genaue Durchsicht der Literatur und alter Kartierungen aus den Archiven der GBA ergänzt, wodurch ein klares Bild gewonnen werden konnte. Die rasche Vergänglichkeit der Aufschlüsse in diesem Gebiet wurde dadurch erneut aufgezeigt, und die Bedeutung genauer Dokumentation auch noch so kleiner Beobachtungen unterstrichen.

Wo die Blassensteinstraße im Schöllgraben (Unterlauf des Reithgrabens, noch im Scheibbser Ortsgebiet) den Bach überquert, ist bachauf- und abwärts je eine kleine Kuppe aus Aptychenkalk vorhanden. Vorerst wurde sie als abgerutschte Scholle gedeutet. Doch 150 m W des Hofes Ginning, auf der Höhe des langgezogenen Rückens, steht im Wiesengelände ca. 100 m N der Hofzufahrt ebenfalls Aptychenkalk an, der in dieser Position kaum abgeglitten sein kann. In ähnlicher Lage gibt es ein weiteres Vorkommen am Weg 300 m E des Hofes am Rand einer Rutschung zum Ginning-Graben (weitere Vorkommen bei der Reithkapelle SE davon sollen aus der Überlegung einstweilen ausgeklammert bleiben).

Durch die in den Ginning-Graben führenden Rutschungen, die tiefen Böden und die in der letzten Zeit durchgeführten Einebnungen der Felder ist eine Verfolgung im Streichen unmöglich. Doch ist auf der Arbeitskarte von VETTERS (1927–1933) eine größere Klippe von Aptychenkalk beim Hof Ginning eingetragen, wobei etliche Fallzeichen in einem inzwischen zugeschütteten Hohlweg in Aptychenkalk 200–300 m W des Hofes eingetragen sind. PARLOW hat in der streichenden Fortsetzung 300 m E des Hofes Posidonien-schichten erkannt, genau dort, wo im Rutschgelände derzeit Rotfärbung auf Buntmergelserie schließen läßt.

Verfolgt man diese Zone gegen W über die Erlauf hinweg, so fällt auf der Karte von PREY (Rogatsboden, Jahrb. Geol. B.-A., 100, 1957) ein Streifen Klippenzone zwischen Steghof und Grünhof nördlich des Flyschvorkommens auf.

Es ist hier offenbar eine zusammenhängende Schuppenzone von 50–100 m Breite aus Grestener Gesteinen (Ultrahelvetikum) zwischen Flysch und Inneralpiner Molasse vorhanden, was dem tektonischen Bau durchaus entspricht.

Inneralpine Molasse

Es folgt ein 500–1000 m breiter Streifen von Inneralpiner Molasse. Es ist zu betonen, daß durch diesen Streifen die obertägige Verbindung der klassischen Vorkommen im „Molassefenster von Rogatsboden“ und jenen an der Mank bei Texing hergestellt wird. Die nun auch mikropaläontologisch und mineralogisch belegte Verbindung hat PARLOW erstmals ziemlich genau kartenmäßig dargestellt.

Zur Molasse gehört der lange Ginning-Rücken sowie der Höhenzug zwischen dem Ginning-Graben und Ober Scheibbsbach. In den Gräben zeigen Altersbelege durch Nannofossilien (H. STRADNER) und Foraminiferen ein oligozänes Alter an. Der Zug streicht über den breiten Rücken zwischen Eckbauer und Sollböck in den Kröllgraben, wo die Verbindung zu den Vorkommen an der Melk und Mank hergestellt wird.

Die Hauptmasse besteht aus eintr turbiditischen Folge, Sandsteine überwiegen. Darin liegt auch der Grund, daß VETTERS hier Flysch kartiert hat. Tatsächlich zeigt diese flyschoide Folge lithofaziell kaum Unterschiede zum Rhenodanubischen Flysch. Die einwandfreie Zuordnung ist durch die mikropaläontologischen Befunde der Mergel und die Schwermineralführung der Sandsteine möglich. Die Spektren zeigen zwar deutliche Granatvormacht, doch ist neben Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit stets auch ein Chromit-, Chloritoid- und Staurolithanteil vorhanden. Die Spektren sind deutlich „bunter“. Auffallend ist in fast allen Proben ein hoher Anteil an schwerem Karbonat.

Gegen E, im Kröllgraben, schalten sich zunehmend Lithothamnienkalkbänke ein.

Eine große Hilfe bei der Abgrenzung der Molassevorkommen in diesem schlecht erschlossenen Gebiet stellen künstliche Aufschlüsse dar (Bohrungen und Rösschen), die der geologische Dienst der niederösterreichischen Landesregierung im Zuge von Flächenwidmungs- und Bebauungsplänen angelegt und die ich über Vermittlung von P. GOTTSCHLING auswerten konnte.

Rhenodanubischer Flysch (Hauptmasse)

Nördlich anschließend folgt die zusammenhängende Flyschdecke. Die Grenze zur inneralpinen Molasse ist wegen der großflächigen Rutschung und der flyschoiden Ausbildung der Molasse schwer zu ziehen. Es gibt schwache Hinweise, daß auch hier die südlich des Molassestreifens festgestellte Schuppenzone zumindest in Spuren vorhanden ist. Auf den VETTERS'schen Arbeitskarten sind im Grenzbereich stellenweise rote Flyschschichten (= ?Buntmergelserie) eingetragen. Ähnliche Hinweise gibt es bei PARLOW und HÖSCH. Doch konnte dieser Frage nicht mehr nachgegangen werden.

Die Hauptmasse der Flyschdecke in diesem Bereich besteht aus höherem Oberkreideflysch.

Zur Tektonik

Die oben beschriebene Abfolge der „tektonischen Streifen“ darf nicht darüber hinwegtäuschen, daß es sich im Klippenraum zwischen der Frankenfesler Decke im S und der Flyschdecke im N um ganz außerordentlich komplizierte Verhältnisse handelt.

Zum extremen Decken- und Schuppenbau kommen noch zahlreiche Querbrüche, die mit die Ursache für die Verbreitung des Klippenstreifens und damit für die beherrschende Stellung des Blassensteins sind. Doch erleichtert die doch recht klar erkannte Abfolge der

„Streifen“ die tektonische Auflösung. Der Stockwerksbau

oben Kalkalpen (Frankenfelder Decke)

Rheonodanubischer Flysch

Grestener Klippenzone

unten Inneralpine Molasse

ist nun auch im Raum Scheibbs, insbesondere im Gebiet des Blassensteins klar erkannt. Die Molasse erscheint als langes Streifenfenster unter dem Flysch, erst von diesem überschoben, dann in den Schuppenbau einbezogen, wobei an der Überschiebung eine dünne Schuppenzone von ultrahelvetischer Grestener Klippenzone vorhanden ist. In Kalkalpennähe ist die Hauptmasse dieser Klippenzone mit dem Flysch verschuppt, wobei aber der Flysch letztlich immer das tektonische Hangende und damit die Unterlage der Kalkalpen darstellt. Es herrscht generelles S-Fallen, wobei stellenweise die sehr flache Lagerung auffallend ist.

Die quartären Massenbewegungen

Der geologische Bau des Klippenraumes ist im Detail nicht aufzulösen ohne die Berücksichtigung der großflächigen Massenbewegungen, die im Raum um Scheibbs und im Vorland des Blassensteins und Lampelsberges solche Ausmaße annehmen, daß sie besonders hervorzuheben werden müssen. Der stetige Wechsel von Hart- und Weichgesteinen, insbesondere aber die flache Lagerung der Kalkalpen und Klippen auf dem Flysch verursacht eine extrem instabile Situation, die letztlich ausgelöst wird durch die am Fuße der Kalk- und Dolomitgebiete austretenden Grundwässer. Genau dort aber befindet sich die Hauptmasse des Hangschuttes der Kalkwände und die an den Rinnen sich verbreiternden Schwemmkegel. Die wichtigsten Erscheinungen der dadurch ausgelösten Massenbewegungen sind Gleitschollen von abbrechenden Stirnteilen, blockstromähnlich zerfallende Schollen, Gleitschuttdecken und Rutschkörper, die in Tallagen zu Murenbildungen neigen. Sie finden auf einer Unterlage aus Flyschgesteinen statt.

Die auffallendsten Schollengleitungen sind die bei Mieselmais (siehe Bericht Blatt 72 Mariazell).

Doch auch in der Klippenzone sind unzählige, oft hunderte Meter lange Vorkommen, die als abgeglittene Stirnteile gedeutet werden können (z. B. bei Hochgrub, siehe Abschnitt c).

Im Oberlauf des Reithgrabens, im Bürgerhofwald sucht man die dort zu erwartenden Klippen sowie höher oben den Flysch vergebens. Schuttmaterial der Kalkalpen ist hier bis in die Rinnen der Frankenfelder Decke hinein verfolgbar. Hingegen sind im Bachbett selbst die Klippen und der Flysch anstehend, das Schuttmaterial also teilweise ausgeräumt worden. Die Reither Rutschung sei besonders erwähnt, und soll stellvertretend für ähnliche Phänomene hier genauer beschrieben werden, hat sie doch auch für das Baugeschehen im Umland der Stadtgemeinde Scheibbs besondere Bedeutung. An der NW-Flanke des Holzkogels, in 680 m SH beim längst verfallenen Hof Stauden, 1,8 km SSE von Scheibbs, beginnt im Flysch unmittelbar unter der Kalkalpenüberschiebung mit einer deutlichen Abrißnische eine Rutschung. Sie verbreitet sich im Bereich des Klippenstreifens und bildet hier ein auffallendes Wiesengelände. Darin liegt eine abgeglittene Scholle aus Aptychenkalk. Zerfallendes Schollenmaterial zieht gegen NW und bildet den auffallenden, bisher immer als Klippe gedeuteten Zug bei der Reithkapelle, links und

rechts von der sich erweiternden Rutschung begrenzt, aus der der nun folgende Flyschstreifen durch kleine Rücken aus Zementmergelserie hervorragt.

Gegen E schwenkend, vereinigt sich die nun 500 m breite Rutschung bei den Reithhöfen mit dem von S aus dem Bürgerhofwald herankommenden Schuttmaterial der Kalkalpen. In den Gerinnen des Reithgrabens (Schöllgrabens) nimmt dieses Material murenähnliche Formen an. Der Körper verengt sich im Unterlauf und vereinigt sich bei Scheibbs mit der vom Bürgerhof herabkommende Rutschung, wo der Bau der neuen Schule und die Instandhaltung der 2. Wiener Hochquellenleitung prekäre baugelogeische Probleme aufgeworfen hat.

Fast das gesamte Areal unter den Wänden des Blassensteins ist durch mächtige Schuttkörper bedeckt, die sich gegen den Köllgraben in Rutschungen auflösen. Der Übergang von Schollengleitungen über Grobblockwerk und Wanderschutt bis zu den Rutschungen in die Gräben ist an der gesamten Nordseite des Blassensteins zu sehen und verwischt den geologischen Bau gänzlich.

Nicht anders ist es an der Nordseite des Lampelsberges.

Die zahlreichen übrigen Rutschungen, besonders häufig auch im Bereich der Inneralpinen Molasse, seien nur erwähnt.

Blatt 57 Neulengbach

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 57 Neulengbach und 75 Puchberg

Von GODFRID WESSELY (auswärtiger Mitarbeiter)

Nach Ergänzungsbegehungen im Bereich der Further Gosau wurde die Gosau, die am Rücken der Reisalpen- decke zwischen Gemeindeberg und Mittagkogel verbreitet ist (Gemeindeberggosau), aufgenommen und ihre geologische Bedeutung an der nordwestwärts auslaufenden Überschiebungsgrenze der Unterbergdecke sowie ihre stratigraphisch-tektonische Beziehung zur Further Gosau untersucht. Die Transgression der Gosau an der Nordwestflanke des Vorkommens erfolgt über Dachsteinkalk und Hauptdolomit. Gegen NE und SW ist die Gosau tektonisch gegenüber der umgebenden Obertrias abgesenkt. Die Südostgrenze bildet die Überschiebung der Unterbergdecke. Die Schichtfolge ist im tieferen Anteil ident mit der der Further Gosau. Die Basis besteht aus Blockbildungen von Dachsteinkalken und Hauptdolomit, aus Dolomitmikrokonglomeraten, Karbonatareniten, untergeordnet hellgrauen Mergeln des Coniac-Santon. Die Transgression derselben auf Obertrias ist erschlossen am Gemeindeberg sowie an neuen Forststraßen am westlichen Nordabhang desselben.

Eine Biogenbrekzie mit Rudisten, wie sie in der Further Gosau wandbildend ist, ist hier nur andeutungsweise vorhanden (Rippe SW des Gemeindeberggipfels). Leitgestein des Campan ist grünlich- bis gelblichgrauer Mergelkalk, gelegentlich mit kugelligen braunen Limonitkongkretionen. Bei guten Aufschlußverhältnissen (Forststraße entlang der NE-Flanke des Mittagkogels) ist eine oftmalige Zyklizität der Sedimentation zu erkennen, wobei jeder Zyklus aus einem basalen Blockkonglomerat besteht, dessen Komponenten aus kleineren Dolomit-, größeren Kalkgeröllen und etwas grünen Werfener Schieferstücken bestehen. Das Konglomerat geht

über in grauen Karbonat-Quarzarenit, der häufig von auswitternden bräunlichen Verkieselungen durchzogen ist. Schließlich folgt darüber der bereits als Leitgestein angesprochene Mergelkalk. An bestimmten Positionen (Anhöhe des Kienberges) erlangen die Blockkonglomerate größere Ausdehnung. Sie sind in der Further Gosau nicht in dem Ausmaß vertreten. Über dem Campan folgt eine mächtige, einheitliche Masse von Blockkonglomeraten und Brekzien des Maastricht, muldenförmig über Campan lagernd. Die nördliche Grenze zum Campan ist ebenfalls am Forstweg an der NE-Flanke des Mittagkogels erschlossen. Die Zyklizität endet, die Karbonatarenite treten zurück, es erscheinen einzelne rote Mergelzwischenlagen und sodann herrschen nur mehr die grobklastischen Sedimente vor. Es gibt zwei Ausbildungstypen:

- Ein Blockkonglomerat mit diversen größeren Kalkkomponenten, vor allem aus Obertriaskalken und etwas Jura bestehend, mit kleineren Dolomitkomponenten und etwas Werfener Schieferstücken und mit aufgearbeiteten älteren Gosauschichten, wie Karbonat-Quarzareniten, rötlichen und gelbgrauen Mergelkalken des Campan. Gelegentlich sind rote Mergelzwickel als Matrix zu sehen, die eine Mikrofauna des Maastricht liefern. Die Blockkonglomerate sind günstig in den Nordwänden der Anhöhe des Mittagkogels aufgeschlossen.
- Eine überwiegend aus Dolomit bestehende Brekzienmasse. Beide Typen verzahnen sich vermutlich. An der südlichen Grenze der Maastrichtmulde zum Campan schalten sich ab einem bestimmten Niveau wenige mächtige violette bis graue Quarzarenite dazwischen, sie gehen aus den Blockschichten jeweils durch Gradierung hervor. Gegen oben zu werden sie dünnbankig und enthalten rote bis violette Verkieselungen (Aufschlüsse 700 m S der Anhöhe des Mittagkogels).

Im wesentlichen läßt sich innerhalb der Gemeindebergosau bei steilen Lagerungen im Norden ein Südfallen und im Süden ein Nordfallen erkennen. Allerdings sind durch eine Queraufwölbung des Coniac-Santon die jüngeren Ablagerungen in zwei Abschnitte geteilt. Der östlichere enthält die Campaneinmuldung des Kienberges, der westlichere die Einmuldung der Blockkonglomerate des Maastricht.

Die Schichtgrenzen der Gosau streichen sowohl an den westlichen als auch an den östlichen Rahmen heran, sodaß, wie auch Mylonitzonen zeigen, Bruchsenkungen vorliegen. An der Ostgrenze scheint die Gemeindebergosau nur durch einen schmalen Horst von der nördlichen Further Gosau getrennt zu sein. Da auch dort die Schichtgrenzen der Gosau störungsbedingt senkrecht an der Triasgrenze anstoßen und sich über den Horst hinweg ohne weiteres mit denen der Gemeindebergosau verbinden lassen könnten, gehören hier beide Gosauvorkommen noch derselben unterlagernden Deckeneinheit an. Erst dort, wo der Grenzverlauf der Gemeindebergosau in SW-Richtung zu verlaufen beginnt, setzt die Überschiebung der Trias auf die Gosau ein und gewinnt gegen SW an Bedeutung, wobei bereits Karn mit Lunzer und Opponitzer Schichten an die Oberfläche gelangen. Somit wird der Bruch an dem die Gemeindebergosau gegen W abgesenkt ist, nach seinem Knick in die SW-Streichrichtung zu einer Überschiebung umfunktioniert. Diese erfolgt größtenteils über Campan. An der Stirne der Unterbergdecke treten

ähnliche Brekzien und violette Quarzsandsteine wie an der Campan-Maastrichtgrenze auf, wobei nicht deutlich ersichtlich ist, ob sie der Decke transgressiv aufliegen oder in sie eingeschuppt sind. Sie stellen jedenfalls ein Indiz einer relativ jungen Bewegung der Unterbergdecke dar.

Blatt 58 Baden

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Neogen des Gaadener Beckens auf Blatt 58 Baden

Von REINHARD FUCHS (auswärtiger Mitarbeiter)

Der Kartierungsschwerpunkt lag in der Erfassung der weitverbreiteten fein- bis mittelkörnigen Breccien und Konglomerate des Badeniens, welchen leithakalkähnliche Sedimente bzw. Leithakalke zwischengeschaltet sind. Diese Gesteine finden sich vorwiegend W und S von Siegenfeld und sind nur in einem längst aufgelassenen, ziemlich verwachsenen Steinbruch am Weg zur Försterwiese W von Siegenfeld besser aufgeschlossen. Das luckig verwitternde Gestein erreicht hier eine Mächtigkeit von 10–11 Metern, ist im Liegenden gut geschichtet (4 dm mächtige Bänke) und fällt mit 10–15° beckenwärts nach E ein. Über wieder massigen Feinkonglomeraten und -breccien folgen im Hangenden bräunlich-gelbe Mergel, die Seichtwasserstracoden und (Groß)foraminiferen führen. Es wechseln rein konglomeratische, nur aus Kalk und Dolomit bestehende Lagen mit solchen, die vorwiegend aus Biodetritus (Mollusken, Bryozoen, Echinodermenspat, Foraminiferen [hauptsächlich Lenticulinen und Textulariiden] und Lithothamniennollen) bestehen. Es handelt sich also um ein marines Sediment des Küstenbereiches.

Obige Sedimente verzahnen sich mit fein- bis mittelkörnigen Konglomeraten, welche nur untergeordnet Biogene führen und kartierungsmäßig nicht leicht zu unterscheiden sind. Sie finden sich am Osthang des Ebenberges und sind auch im Gebiet des „Weißen Kreuzes“ am Westrand des Gaadener Beckens verbreitet.

N von Siegenfeld im Schlüsselwald, im Badner Bürgerspitalswald und am Reisetberg sind vorwiegend (Flysch-) Sandstein-Schotter und gelblich-braune, sandige Lehme aufgeschlossen, die in diesem Raum keinerlei Fossilführung aufweisen. Eine zeitliche Beziehung zu den mit Balaniden bewachsenen Schottern am Eichkogel SE Sittendorf ist aber wahrscheinlich.

Die Dolomitreccien in der Gegend des Brandgrabens wurden weiter verfolgt. Aus hellgrünen Mergeln, die bis zu 30 cm mächtig dem Dolomitschutt zwischengeschaltet sind, konnten bis jetzt als Mikrofossilien lediglich Spongiennadeln und wenige Seeigelstacheln gewonnen werden.

Beprobungen an der Autobahn S von Sparbach (5 m tiefe Bohrlöcher für die Errichtung einer Lärmschutzwand) lieferten aus blauen, fetten Tonmergeln Foraminiferen der Lageniden-Zone. Ebensolche Tonmergel mit reicheren Faunen sind in einem Entwässerungsgraben W von Siegenfeld aufgeschlossen. Umlagerungen aus dem Flysch bzw. der Oberkreide sind nicht selten.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone des Wienerwaldes auf Blatt 58 Baden

Von SIEGMUND PREY (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1984 wurde der Südteil der Laaber Decke im Raume Kaltenleutgeben untersucht, der Kalkalpenrand zwischen Ostende (Breitenfurt) und Lindenhof begangen, sowie der Sulzer Klippenraum eingehender studiert.

Der Kalkalpenrand wurde möglichst genau untersucht. Nach einer kleinen Querstörung bei Ostende macht er einen kleinen Bogen nach Westen und zieht dann mit kleinen Krümmungen fast genau nach Südwesten, nordwestlich Wienerhütte und Gernberg vorbei in den tieferen Südhang des Grabens nördlich Doktorberg. Den Westast dieses Grabens verläßt er nach wenigen hundert Metern, überschreitet die Höhe E Schneiderkogel (hier kleine Querstörung) und verbleibt nochmals gestört im tieferen Südhang bis etwa P.307 m. Im ganzen Gebiet Klein Lido – Lattermaißberg – Lattergraben – Schneiderkogel – Ramaseck stehen Laaber bzw. Agsbachschichten an. Am Weg oberhalb der Marienquelle bei Kaltenleutgeben wurden in gröberen Laaber Sandsteinen kleine Nummuliten gesehen.

An der Doktorbergstraße quert die Flysch-Kalkalpengrenze in ungefähr senkrechter Stellung, der vorgelegte Flysch ist lokal gefaltet. Weiter nördlich scheint im Flysch mäßig flaches S–SSW-Fallen die Regel zu sein, während im Raume Ramaseck – Ziegelmaiß NW-Fallen um ca. 35° herrscht.

Bei der Siegl Siedlung läuft der Flyschrand bereits auf der Südseite des Tales. Dort tauchen im Hang zum Bach unter kalkalpinem Schutt auf eine Strecke von ca. 350 m sehr harte dunkle Tonschiefer mit Bänken von schwärzlichen, etwas gradierten Quarziten flach bergwärts einfallend auf. Solche Bänke wurden nur selten auch weiter nordöstlich beobachtet, z. B. bei Klein Lido.

Im Klippenraum von Sulz beginnt sich das komplizierte und durch schlechte Aufschlüsse stark beeinträchtigte Bild langsam zu entwirren, zumal eine brauchbare Zahl charakteristisch fossilführender Proben gewonnen werden konnte.

Einige tektonische Einheiten zeichnen sich ab, die innerhalb einer Linie Ellinghof – Bärenloch – NW Kühraml – W Wasserbehälter – Lindenhof und dem Kalkalpenrand gelegen sind. Die Nordwestgrenze ist eine NE streichende Querstörung.

Bis jetzt sind zwei (oder drei) Haupteinheiten zu unterscheiden:

- Rote Schiefertone der Flysch-Mittelkreide mit für diese charakteristischen ärmlichen kleinwüchsigen Sandschalerfaunen mit u. a. *Uvigerinamina jankoi* MAJZON und *Trochammina globigeriniformis* J. & P., sehr selten auch *Plectorecurvoides* sp. Es besteht eine gewisse Wahrscheinlichkeit, daß die SE Kirche Sulz gelegenen Klippen, von denen nur in einem künstlichen Aufschluß Tithon-Neokomkalk aufgeschlossen ist, dazugehören, sodaß man sie mit der St. Veiter Klippenzone vergleichen kann. Hauptvorkommen dieser Flysch-Mittelkreide liegen hier am Nordwest- und Nordrand, sowie beiderseits der Kirche bis zur Sulzer Höhe.
- Sulzer Schichten mit klippenartigen Körpern aus Liasfleckenmergeln, grauen Kalken und et-

was Kieselkalk. Die nach dem Ort Sulz benannten Schichten sind schluffige helle, nur selten braunrote Mergel mit spärlich schwach turbiditischen glimmerigen Sandsteinen. Diese bilden vor allem zwei morphologisch hervortretende Züge: Vom Wasserbehälter an der Straße nach Dornbach nach Osten, sowie westlich der Sulzer Höhe. Das sind also keine echten Klippen. Im Gebiet Kühraml scheinen Schuppen von Sulzer Schichten mit Flysch-Mittelkreide abzuwechseln. Die am Anfang genannten Einheiten liegen im Südteil des Klippenraumes.

- Die Foraminiferenfaunen der Sulzer Schichten sind zwar sehr ärmlich, aber öfter durch wenige Globotruncanen und/oder Handbergellen, sogar auch Gümbelinen ausgezeichnet. Nannobefunde ergaben Oberkreide ab Oberturon, aber auch speziell Campan – ein Alter, das für die Hauptmasse der Schichten zutreffen dürfte. Sie sind vermutlich den Gosauschichten der Kalkalpen verwandt. Die Lias-Doggersteine sind ja auch im Randbereich der Kalkalpen in der unmittelbaren Nachbarschaft verbreitet.
- Als dritte Einheit könnte man den Flysch östlich des Klippenraumes nennen, in dem zwar auch einige Quarzite vom Laaber Typus und wenig dunkle Tonschiefer, aber auch nichtkieselige Sandsteine und sandige Schiefer vorkommen. Leider ist sehr wenig zu sehen. Am markierten Weg zum Ellinghof befindet sich aber ein Nanno-Fixpunkt in anstehenden sandigen Schiefen: Tiefes Mitteleozän; NP13! Also gleich wie die Laaber Schichten nördlich vom Klippenraum. Vielleicht handelt es sich um eine Abart der südlichsten Laaber Schichten? Ein etwa dreieckiges Gebilde westlich der Sulzer Höhe und nördlich vom markierten Weg zum Ellinghof dürfte aus ebensolchen Schichten bestehen.

Wegen der dicken und stark kriechenden Verwitterungsschichten war oft nur ein verschwommenes Bild zu gewinnen, doch lassen die erkennbaren Linien vermuten, daß häufig NE und wenige NNW streichende Querstörungen vorhanden sind.

Westlich der den Klippenraum begrenzenden nordostgerichteten Störung streichen die Südgrenze, wie auch die angrenzenden Laaber Schichten etwa W–WSW weiter. Ein Streifen von Flysch-Mittelkreide begleitet den Südrand der Laaber Schichten bis WSW Lindenhof, und mit Liasfleckenmergeln beginnen die Kalkalpen, die in diesem Raume auch Miozän tragen.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 58 Baden

Von GODFRID WESSELY (auswärtiger Mitarbeiter)

In Fortsetzung der Begehungen im Gebiet zwischen dem Wassergspreng und dem Sparbach wurde das Ausheben des Neokoms der Flösselmulde und die das SW-Ende derselben lückenhaft umrahmenden Schichten des Jura und Rhät westlich des Sparbaches bzw. östlich des Höpplberges verfolgt. Während das Rhät in unveränderter Ausbildung als geringmächtiger mittel- bis dunkelgrauer Kalk (häufig Triasinen) den Muldenrand begleitet, ergeben sich Unterschiede im Jura zwischen Nordrand und Südrand. Der am Südrand markante rötliche Hierlatzkalk endet in den Felspartien, die westlich der Ruine Johannstein von der Talflanke des

Sparbaches westwärts ziehen. Er findet seine westliche Fortsetzung nur mehr in äußerst geringmächtigem grauem, z. T. bläulichem, kieselig durchtränktem Spatkalk. Darüber liegen geringmächtige Reste von rötlichem Filamentkalk (Klauskalk) und rötlichgrauem bis grauem Kalk mit reichlich Globigerinenführung, gelegentlich fein-oolithisch. Der rote und grünliche Radiolarit im Hangenden davon hält nur eine kurze Strecke länger an als der Hiertlatzkalk und verschwindet ebenfalls noch vor dem südwestlichen Muldenschluß der Flösselmulde. An deren NW-Flanke liegen sonst direkt über Rhät Filament- und Globigerinenkalk bzw. Globigerinenoolith des Dogger und rötlicher, z. T. knolliger Saccocomakalk des Kimmeridge, wie dies entlang der gesamten Nordwestflanke der Flösselmulde üblich ist. Die Grenze zum Neokom bildet geringmächtiger rötlicher und hellgrauer Calpionellenkalk des Tithon. Südlich des Höpplberges vereinigt sich der Hauptdolomit der Höllensteinantiklinale mit dem der Teufelsteinantiklinale. In letzterer ist der Hauptdolomit durch eine N-S-streichende Querstörung E der Ruine Johannstein sowie durch eine weitere NW-SE-streichende Störung 300 m SW Johannstein, in der Folge Sparbacher Störung genannt, linksseitig versetzt. Letztere Störung betrifft auch die Kreide-Paläozän-schichten der Gießhübler Mulde und ist markiert durch Quellaustritte innerhalb letzterer.

Im Zuge der Begehung der bei der Kartierung von G. ROSENBERG offen gebliebenen oder zu überarbeitenden Bereiche wurde neben dem angeführten Anteil der Flösselmulde auch der Ostteil derselben aufgenommen. Von SW her kommend, hebt der zusammenhängende Anteil des Neokoms südlich des Bierhäuselberges aus. Ein äquivalentes, durch eine Hauptdolomitaufsattelung nahezu zweigeteiltes Muldenfragment, setzt östlich bzw. nördlich desselben wieder ein. Knapp vor Erreichen des Wiener Beckens hebt der südliche Ast dieses Muldenfragmentes wieder aus und nur der nördliche zieht unter den Beckenrand ostwärts. Die Umrahmung des Neokom erfolgt lückenhaft durch Rhät und Jura. Einen umfassenden Einblick in die Schichtfolge gibt derzeit der große Steinbruch Kritsch westlich Rodaun. Bemerkenswert ist zunächst die obertriadische Schichtfolge, deren tieferer Abschnitt im Westteil des Steinbruches vorliegt. Über basalem Dolomit liegen 100 m mächtige, bankige, dunkle, körnige bis schlammige Kalke. Vor allem die körnige Ausbildung erweist sich als fast ausschließlich aus Ostracoden bestehend. Vor Zuordnung der dunklen Kalke sollen noch weitere Untersuchungen abgewartet werden. Vermutlich gehören sie samt liegendem Dolomit dem Karn an. Ihre konsequente Verfolgung entlang der Höllensteinantiklinale westwärts, wo sie bereits im Bereich des Höllenstein kartiert wurden, steht noch aus. Im Steinbruch Kritsch folgt darüber Hauptdolomit in relativ geringer Mächtigkeit mit metermächtigen Lagen von grünen Tonen. Die Kössener Schichten im Hangenden bestehen aus dunklen Mergeln, Mergelkalken, Lumachellekalken. Im Top befindet sich eine Korallenbank, in der schichtparallel und schichtverquerend Hohlraumfüllungen aus rötlichen bis bräunlichen mergeligen Kalken zu verzeichnen sind. Mikrofaziell handelt es sich dabei am ehesten um eine Liasfüllung mit reichlich Crinoidenfragmenten. In der Jura-Schichtfolge selbst fehlt Lias, und Filamentkalke des Dogger überlagern das Rhät, gefolgt von Saccocomakalken des Malm in knollig-konglomeratartiger Ausbildung sowie mit blaßroten und hellen dünn-schichtigen

Calpionellenkalken des Tithon im Liegenden des Neokom.

Weitere Untersuchungen waren der bei G. ROSENBERG dargestellten Deckengrenzziehung im Bereich nördlich Dornbach und W des Höpplberges gewidmet, die von ihm so vorgenommen wurde, daß Lunzer Decke mit Gosau an der Stirne mit steiler bis rücküberkippter Überschiebung auf Frankenfesler Decke lagert. Zunächst war zu ermitteln, welches Alter die Oberkreideablagerungen, die in dieser Position vorkommen, besitzen und wie ihre Abfolgen sind. Es gibt verschiedene Ausbildungsarten dieser Sedimente: Olivgraue Rotaliporenmergel mit nur wenigen feinsandigen Zwischenlagen, eine grobsandig-biodetritische, Orbitolinen führende Entwicklung und eine solche, die aus Brekzien bis Blockbrekzien besteht und deren Komponente sich aus Hauptdolomit, Rhät, Jura und Neokom mit abschnittsweise wechselndem Anteil zusammensetzt. Durch Übergänge zwischen den zwei letzteren Ausbildungen, aber auch durch stellenweise darinnen auftretende einzelne Mergellagen sind alle diese Ablagerungen dem Cenoman zuzuordnen. Eine stratigraphische Schlüsselstellung kommt dabei einem Böschungsanriß neben dem Haus Nr. 8 nördlich Dornbach zu. Die Situation nördlich Dornbach, vor allem entlang des Rückens, der von Kote 515 in südwestlicher Richtung gegen das Nordende von Dornbach verläuft, scheint so zu sein, daß sich über Rotaliporenmergel, welche NW und SE des Rückens verbreitet sind, zunächst die grobsandig-biodetritische Ausbildung aufbaut, welche wiederum von den Blockbrekzien überlagert wird, die den Kamm bilden. Letztere können aber auch direkt auf ältere Gesteine übergreifen (Rhät, Hauptdolomit). SE der Kote 515 ist ein Einfallen des Cenoman unter Neokom der nördlichen Einheit ohne Aufarbeitungserscheinungen am Neokom zu ermitteln. Dies spricht für die von G. ROSENBERG dargestellte südwärts überkippte Überschiebung einer nördlichen Einheit durch eine oberkreideverkleidete südlichere Einheit, ohne daß hier den Zuordnungen zu Frankenfesler oder Lunzer Decke gefolgt wird. Das Alter dieser tektonischen Trennung kann nur mit Cenoman oder Nachcenoman angegeben werden. Eine tektonische Trennung dieser Art liegt auch westlich des Höpplberges vor, wo eine ähnliche, dem Hauptdolomit des Teufelstein-Höllensteinssystem aufgelebte Blockbrekzie ebenfalls tektonisch an Neokom (mit Einmuldungen von Apt-Alb) grenzt.

Bereits dem Bereich der Nordflanke der Gießhübler Mulde gehören die südwestlich der Sparbacher Störung bis gegen die Straße Sittendorf – Sparbach ziehenden Gesteinszüge der Oberkreide an, die ab hier westwärts durchgehender als gegen NE verfolgbar sind: Sandsteine des Cenoman mit Orbitolinen, Quarzsandsteine des Turon mit Konglomeraten bestehend aus Quarzen, Kalkalpenkomponenten, vor allem Hornsteinen des Jura, Exotika und Nestern von Itruvien, massige Quarzkarbonatarenite des Coniac-Santon, rote und gelbgraue Mergelkalke des Unteracampan am Top mit Konglomeratpartien. Eine schichtparallele Aufschiebung bedingt eine streckenweise Verdopplung der Oberkreide. Die Basis der unteren Gießhübler Schichten transgrediert mit Dolomitbrekzien und schließlich turbiditischen Sandsteinen und Mergeln. Innerhalb der mittleren Gießhübler Schichten treten als Marker gradierte, an Lithothamnien reiche Brekzienlagen (Lithothamnienbrekzien) bis 10 m Mächtigkeit auf. Ausgehend von Aufschlüssen,

etwa 200 m NE des Einganges zum Tiergarten Sparbach, wurden sie auf weite Strecken in Form zweier in geringem Abstand voneinander parallel verlaufender, meist morphologisch hervortretender Züge bis zum SW-Hang des Eichberges verfolgt. Ein Brekzienzug kann jeweils durch plattigen Quarz-Kalkarenit ersetzt werden. Am SW-Hang des Eichberges sind die Züge etwas unregelmäßiger aufgesplittert. Gleichzeitig heben sie als nördlich überkippte Mulde aus, um nach einer Aufsattelung von unteren Gießhübler Schichten erst wieder im Raum südlich Gießhübl einzusetzen.

Die Kartierung der Stirngosau der Ötscher Decke im Bereich Schanzkogel – Mödlinger Kirchwald – Pachnerkogel wies eine inverse Lagerung der Oberkreide unter Mittel- und Untertrias der Ötscher-Deckenstirne nach. Stratigraphisch tiefstes Schichtglied ist gelbgrauer bis rötlicher Mergelkalk des Campan im oberen Teil auch mit violetten Tönungen (kennzeichnend für Obercampan). Die Schichtfolge setzt sich fort mit einer Brekzienmasse, überwiegend bestehend aus Hauptdolomit und etwas Dachsteinkalk. Rote Mergelkalkzwickel, die gelegentlich als Matrix zu beobachten sind, führen eine Mikrofauna des Maastricht. Wie die Verhältnisse im Steinbruch Hundskogl in Hinterbrühl zeigen, ist diese Gosauabfolge nicht durchgehend erhalten. Hier lagern auf dem invers gelegenen Mitteltriaskalk in inverser Position Brekzien und schließlich Sandsteine, Brekzien und bunte Mergel der unteren Gießhübler Schichten (markanter fensterartiger Aufschluß im unteren Teil der Steinbruchwand), die sich während des Vormarsches der Ötscher Decke an die Stirne anlagerten, und die sich in dieser Position vermutlich auf mittlere Gießhübler Schichten schoben (Überschiebung nicht erschlossen). Die Gießhübler Schichten im Vorfeld der Überschiebung der Ötscher Decke samt ihrer gosaubedeckten Stirne sind großteils durch den Anschlag gegen N überkippt, dies gilt für die unteren Gießhübler Schichten im Bereich südlich des Eichberges (Aufschluß am Weganriß unmittelbar nördlich der Autobahn A21), als auch für die mittleren Gießhübler Schichten samt deren Lithothamnienbrekzien an der Nordflanke des Pachnerkogels und Mödlinger Kirchwaldes, links und rechts vom Mödlingbach.

Als ergänzende Aufnahme wurde eine Begehung des nördlichsten Kalkabschnittes zwischen dem Gutenbachtal und dem Liesingtal W Kalksburg durchgeführt und eine Abgrenzung der Randsedimente des Wiener Beckens vom anstehenden Kalkalpin zwischen Rodaun und Perchtoldsdorf vorgenommen.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen*)

Von HANS EGGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1984 wurde die Kartierung der auf Blatt Straßwalchen gelegenen Teile der Flyschzone fortgesetzt. Begehungen fanden im Gebiet zwischen Wallersee und Irrsee statt.

Südöstlich von Neumarkt am Wallersee wurden im Haltingerbach und im Hennerbach schöne Aufschlüsse von mittelsteil gegen SW einfallenden Altenglbacher Schichten aufgefunden. Neben den Mürbsandsteinen

sind hier vor allem dunkelgraue Mergel mächtig entwickelt. Eine erste überblicksmäßige Begutachtung der Nannoproben führte zu einer stratigraphischen Einstufung dieser Gesteine in das obere Paleozän.

Dieser tertiäre Anteil des Rhenodanubischen Flysches wird im Süden von geringmächtiger (ca. 150 m) Zementmergelserie überlagert. An diese schließen dann die Obersten Bunten Schiefer an. Besonders schön können diese Verhältnisse im unmittelbar westlich vom Wirtshaus Haltinger gelegenen Graben studiert werden.

An die Obersten Bunten Schiefer grenzen im Süden wieder Altenglbacher Schichten, welche in den Seitengräben des Steinbaches gut aufgeschlossen sind. Daß Einfallen ist hier, wie auch am Nordhang des Hiesenberges, wiederum gegen SW gerichtet, während am Osthang des Hiesenberges und am Hasenkopf NE-Falten vorherrscht. Es ist hier also eine größere Synklinale anzunehmen.

Der Oberlauf des Klausbaches liegt an der Grenze zwischen den mächtigen Sandsteinen der Altenglbacher Schichten im Norden und bunten Mergeln im Süden. Diese wurden aufgrund ihrer Nannofloren ins Campan eingestuft. Eine eingehendere Bearbeitung, auch mit Hilfe von Foraminiferen, wird jetzt in Angriff genommen. Dies scheint notwendig, da innerhalb der bunten Mergel auch ein schmaler Streifen von glaukonitreichen Sandsteinen auskartiert werden konnte. Bedingt durch diese Lithologie ist eine Zugehörigkeit zum Gaultflysch denkbar.

Im Norden der Ruine Lichtentann wurden Oberste Bunte Schiefer angetroffen. Sie werden von Altenglbacher Schichten überlagert, die im oberen Teil des Schloßgrabens aufgrund ihrer Gradierung inverse Lagerung erkennen lassen. Da die Altenglbacher Schichten auch im Süden von Obersten Bunten Schiefen begrenzt werden, ist hier eine nordvergente, isoklinale Mulde zu vermuten. Auch die im Süden anschließende Zementmergelserie ist invers gelagert. Das Streichen dieser Serie ist allerdings NW–SE ausgerichtet, während im Schloßgraben NE–SW-Streichen vorherrscht. Der ebenfalls durch Zementmergelserie aufgebaute Höhenzug von der Großen Plaike bis zum Ziehfanken zeigt wieder das gleiche Streichen wie im Schloßgraben.

Auch in den Gräben südlich des Steinwandls wurde Zementmergelserie angetroffen. Gegen das Schönfeichtplatzl zu finden sich auch schöne Aufschlüsse von Obersten Bunten Schiefen. Im Süden grenzt die Zementmergelserie an Altenglbacher Schichten (im Fischbach etwas südlich von Kote 636). Oberste Bunte Schiefer wurden hier nicht gefunden.

Dieser Zusammenhang dieser Zementmergelvorkommen mit jenen des Kolomannsberges muß erst überprüft werden. Der Nordanstieg des Kolomannsberges wird von Zementmergelserie gebildet. In der Gipfelregion, z. B. beim Kolomannsbründl, wurden Oberste Bunte Schiefer entdeckt, welche von Altenglbacher Schichten überlagert werden. Die gleiche Abfolge wurde entlang einer Forststraße an der Ostflanke des Kolomannsberges wieder angetroffen; hier aber im Vergleich zu den oben erwähnten Aufschlüssen um etwa 700 m nach Süden versetzt. Es muß daher hier eine rechtsseitige, in etwa meridional streichende Blattverschiebung angenommen werden.

Die Aufnahmestätigkeit auf Blatt Straßwalchen wird 1985 fortgesetzt.

Blatt 65 Mondsee

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Flysch auf Blatt 65 Mondsee*)

Von RAINER BRAUNSTINGL (auswärtiger Mitarbeiter)

1984 wurde die Flyschzone westlich des Autobahnboogens bei Oberwang kartiert und die Aufnahmestätigkeit auf den südlich Innerschwand aufragenden Hochplettspitz ausgedehnt. Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von W. Schnabel konnte erstmals in diesem Raum die Muntigler Serie („Altlangbacher Schichten“, „Mürbsandsteinführende Oberkreide und Alttertiär“, „Bleicherhornserie“) in insgesamt 4 Horizonte gegliedert werden. Auf eine kartenmäßig darstellbare Gliederung im Südteil wurde vorläufig verzichtet, da noch genauere nannopaläontologische Auswertungen vorgenommen werden müssen.

Die nördlichsten zu Tage liegenden Flyschanteile westlich von St. Georgen/Attersee formen Schichten der Zementmergelserie (Campan), die mittelsteil gegen Süden einfallen. Diese grauen, 1–2 m gebankten, meist sehr harten Kalkmergel sind nicht gut abgeschlossen, mit Ausnahme des Profils im oberen Haselbach (W Jagdhub), wo der Übergang in die mindestens 50 m mächtigen, dünnbankigen (1–2 dm) Obersten Bunten Schiefer einigermaßen gut zu beobachten ist. Darüber folgt der erste Horizont der Muntigler Serie mit 5–10 dm dicken, nur schwach kalkigen Sandsteinen („Mürbsandstein“), denen mergelige Zwischenlagen fehlen. Dieser ungefähr 300 m mächtige Horizont geht im Hangenden in eine Fazies von grauen, metergebanten, harten Kalkmergeln über, die teilweise durch weichere Mergelzwischenlagen voneinander abgesetzt sind. Dieser mindestens ebenso mächtige zweite Horizont unterscheidet sich petrographisch kaum von der Zementmergelserie, ist aber jünger (Maastricht) und somit zur Muntigler Serie zu stellen.

Unmittelbar am Schoibernberg liegt an einer tektonischen Diskordanz darüber erneut Zementmergelserie. Diese ist an einer ca. 70° südfallenden Störungsfläche nach N hin überschoben und läßt sich bis nach Straß im Attergau durchziehen. Im N dieser Schuppengrenze liegen neben Muntigler Serie noch weitere Schichtglieder des Rhenodanubischen Flysches vor (Gault-Flysch, Reiselsberger Sandstein), die im Stoifelbach und Freudenthal ein „ultrahelvetisches“ Streifenfenster im Sinne PREY's einrahmen. Dieses von PREY entdeckte Fenster wurde bereits in einem früheren Bericht beschrieben. Verlängert man das Fenster im Streichen Richtung NW, trifft man auf den Graben von Pölzleiten: Hier findet man Lesesteine von bunten Schiefeln, Glaukonitquarziten und mürben, grobkörnigen Sandsteinen (Quarze bis 3 mm groß). Mangels sicherer Aufschlüsse kann hier lediglich eine Fortsetzung der Störungzone postuliert werden.

Die bereits erwähnte Schuppe selbst besteht aus 200–400 m mächtiger Zementmergelserie, die allerdings schräg zum Streichen abgeschnitten ist. Nach S hin reicht sie über die Obersten Bunten Schiefer bis in den vierten Horizont der Muntigler Serie hinauf. Im Klausbach wird diese Schichtfolge durch einen weiteren Span Zementmergelserie unterbrochen, welcher durch bunte Mergel abgegrenzt ist. Der teilweise sehr mächtige zweite Horizont der Muntigler Serie (bis 500 m?) leitet über in eine Sandsteinfazies. Es entwickelt sich eine

Abfolge aus meterdicken Sandsteinen mit sehr geringmächtigen Mergelzwischenlagen, die als dritter Horizont klassifiziert wurde. Dieser dritte Horizont dient gleichsam als Basis für eine sehr diverse Schichtfolge: Sie besteht aus verschiedensten Sandsteinen, hellen und dunklen Mergeln, papierdünn geschichteten, durch Kohlenhäcksel schwarz gefärbten Sandlagen, gelblich verwitternden, sehr harten, dichten Kalkbänken, sowie noch anderen Varietäten, die in Turbiditserien vorkommen. Diese vielfältige Abfolge wird als vierter Horizont der Muntigler Serie bezeichnet. Allein dieser Horizont erreicht beim Saurüssel eine Mächtigkeit von fast 1000 m! Er formt hier eine Mulde mit umlaufendem Streichen von der Heißinger Höhe bis zur Krötenmühle am Ausgang des Spranzelbaches. Diese leicht gestörte Mulde wird an ihrem SE-Ende, einer steil S-fallenden Schuppengrenze, von Zementmergelserie diskordant überlagert. Im SW (Saurüsselbach) sind an einer Störung die ersten beiden Horizonte der Muntigler Serie von dieser Mulde abgesetzt. Diese bereits im Vorjahr vermutete Einstufung konnte durch Nannofossilbestimmung (Maastricht) inzwischen belegt werden.

Im S-Teil anschließend an diese Mulde ändert sich das tektonische Bild auffällig: Anstatt ungefähr gleichförmig WNW–ESE streichender Strukturen gibt es südlich des Spranzelbaches keine dominanten Streichrichtungen. Eine flächige Seriengliederung und damit über die Aufschlüsse hinausgehende Interpretation ist hier besonders schwierig, da wegen der Flysch-typischen Verwitterungsdecke von 5–6 m ein Abgehen der geologischen Grenzen sehr erschwert wird. Von einer genauen nannopaläontologischen Auswertung wird eine Klärung dieses stark verschuppten, teilweise N–S streichenden Bereiches erhofft.

Das morphologisch auffällig verebnete Gebiet beim Kulmbauern könnte zumindest teilweise aus anstehendem Flysch bestehen; mangels zuverlässiger Aufschlüsse konnte auch hier noch keine Klassifizierung vorgenommen werden, da die Nannoproben zu schlecht erhalten waren.

Bei Innerschwand an der Autobahn sind die quartären Ablagerungen häufig unterschritten und erlauben Einblick ins Anstehende: Man findet einige Rollstücke und schlechte Aufschlüsse von grünen, harten Quarziten, teilweise mit Sohlmarken (Gault-Flysch), grüne und rote Mergel mit sandig-siltigen Quarzsandsteinbänken, 5–20 cm-geschichtet (Bunte Schiefer) und 1–5 m-gebankte, massige Sandsteine ohne jegliche Mergelzwischenlage (Reiselsberger Sandstein). Auch hier bestätigt sich wieder, daß die Flyschserien umso mehr gestört und tektonisch beansprucht sind, je älter (und damit tektonisch tiefer) sie sind. Beim Gault-Flysch handelt es sich wahrscheinlich nur um geringmächtige, verschuppte Pakete. Die Glaukonitquarzite (bis 1 m dick) sind oft von Kalzitrisen durchädert, und verwittern zu charakteristisch grünen, rissigen, harten Brocken. Häufig erkennt man noch relativ tiefe Strömungsmarken, die auf den Turbiditcharakter hinweisen. Ebenfalls aus dem Gault dürften die schwarzen Tone stammen. Sie sind kalzitfrei und fossilieer, und immer zu winzigen, glänzenden Schüppchen zerschert.

Die bunten Schiefer dienen im Gelände als markante Leithorizonte. Zwei schöne Aufschlüsse liefern die Gräben bei Innerschwand direkt neben der Autobahn. In diesen stark verfalteten Obersten Bunten Schiefeln (Campan) wurden sogar saigere B-Achsen gemessen.

Die Mächtigkeit ist daher kaum abzuschätzen, liegt aber sicher über 50 m, möglicherweise sogar bis 200 m.

Die Talflanken beiderseits Innerschwand bestehen aus Zementmergelserie, wobei diese an der Kulmsspitze nördlich der Autobahn stark verfaltet und gestört ist. Dagegen liegen die Zementmergel im S am Hochplettspitz bei ruhigem S-Fallen auf ihrer normalen Unterlagerung auf. Ein schönes Profil bietet der Kasgraben beim Koppenstein: Hier findet man im N einige rote Mergelsplitter im Bachschutt (möglicherweise Untere Bunte Schiefer?). Darüber folgt im S ein knapp 100 m mächtiges Paket aus massigen, glimmerführenden, mittelhartem Sandsteinen, sie treten in Zyklen bis 5 m Dicke auf, sind kaum gradiert und deutlich von der Muntigler Serie zu unterscheiden, weil die Mergelzwischenlagen völlig fehlen. Dieser als Reiselsberger Sandstein eingestufte Horizont ist die Ursache für die erste markante Geländestufe über dem quartärbedeckten Talboden. Im Fangmoos lagern darauf die Obersten Bunten Schiefer, allerdings schlecht aufgeschlossen. Die Mächtigkeit dieser Schiefer dürfte zwischen 20 und 50 m liegen. Im Hangenden davon beginnt die Zementmergelserie mit 1–4 dm-gebankten, teilweise siltigen, grauen Kalkmergeln. Diese gut 50 m mächtige, eher schlecht aufgeschlossene Abfolge entspricht anscheinend den „dünnbankigen Zementmergelbasisschichten“ von S. PREY bzw. den „Piesenkopfschichten“ nach M. FREIMOSER. Nach oben entwickeln sich aus diesen Basisschichten die charakteristischen, 1–2 m-gebankten, grauen Kalkmergel. Sie sind verantwortlich für den steilen Charakter des ganzen Hochplettspitzzuges. Die einzelnen Bänke haben dabei eine meist sandige Basis und gehen im Top in die typischen, namengebenden Hartmergel über. Beim vorläufigen Kenntnisstand kann die Mächtigkeit der Zementmergelserie hier am Hochplettspitz auf mindestens 500 m geschätzt werden.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 65 Mondsee

VON FRANZ TATZREITER

Die im Jahre 1982 begonnene und 1983 unterbrochene Kartierung im kalkalpinen Anteil der SE-Ecke des Kartenblattes (Gebiet E Burgau und S Steinbach, jeweils bis zum Blattschnitt) wurde fortgesetzt.

Zu dem geplanten Abschluß der Arbeiten kam es nicht, einerseits wegen extrem schlechter Witterung, andererseits durch den komplizierteren als erwarteten Bau des Gebietes zwischen Hoheneck und Kienbach. Die Karte von GEYER & ABEL (1922) schematisiert dieses Areal so großzügig, daß es zu einer Fehleinschätzung der zu erwartenden Kartierungszeit kommen mußte. Für den Höllengebirgsanteil ist sie jedoch recht genau, wenn man auch eine Abtrennung des eine beträchtliche Fläche einnehmenden Wettersteindolomites vom Kalk etwas vermißt.

Vom Hoheneck über Bramingaualm, Scheiblingkogel bis weit auf die Westflanke des Leonsberges hinauf – hier invers liegend – streicht mit zum Teil großen Unterbrechungen ein Zug hellgelblicher bis weißlicher, teils oolithischer, dm-gebankter bis massiger Kalke, die vom Kienbachgraben aufwärts gegen den Leonsberg eine weithin sichtbare, ständig an Mächtigkeit zunehmende Wandstufe bilden. Am Hoheneck ist dies die E-

Fortsetzung des von B. PLÖCHINGER auf der Karte des Wolfgangseegebietes als Beinsteinkalk ausgedehnten Kalkzuges. Nach TOLLMANN (1982, 320) ist der Name jedoch als jüngerer Synonym des Hochfellenkalkes zu betrachten. Leider ist die Erledigung meiner Dünn- und Schliffe bis jetzt ausständig, sodaß eine genauere Einstufung (es könnte sich genauso gut um Oberrhätalk handeln) noch nicht durchgeführt werden kann.

In kleinen Felsklapfen W und S der Raudaschalm sowie N unterhalb des Scheiblingkogelgipfels sind diese Kalke partienweise kräftig gelb gefärbt und zeigen in kleinen Spalten und Taschen roten und weißen Hierlatzkalk, während sie im Zuge gegen den Leonsberg an der Basis, also hangend, feinkbankige, graue, spätige Partien aufweisen. Generell sind sie jedoch immer eng mit Liashornstein- oder rotem, selten grauem Hierlatzkalk verknüpft. Ob beide Kalktypen wirklich miteinander zu parallelisieren sind, werden hoffentlich die Dünn- und Schliffbestimmungen zu Tage bringen.

Im dichtbewaldeten Gebiet E Vorderhalleswiesalm gegen Bramingau- und Loitzalm treten teils in Felswänden, teils in guten Straßenaufschlüssen 20–30 cm-gebante, ± ebenflächige, graue bis braune, partienweise auch dolomitische, manchmal mergelige, lagenweise biogenschuttreiche Kalke auf. Auf der GEYER & ABEL-Karte sind in diesem Gebiet sowohl Kössener Schichten als auch Plattenkalke ausgedehnt. Meiner Meinung nach sind Kössener Schichten jedenfalls auszuschließen, Plattenkalk erscheint mir für einige Teile recht wahrscheinlich, wenngleich die Vermutung auf Oberrhätalk auch nicht ganz von der Hand zu weisen ist. Generell ist jedoch zu sagen, daß die Kössener Schichten im ganzen Gebiet, abgesehen von den im Anschluß genannten Lokalitäten, sehr kalkig entwickelt sind und alle Übergänge zum Plattenkalk aufweisen können. Eine kartierungsmäßige Ausscheidung ist dadurch oftmals sehr erschwert und die durchgeführte Abtrennung wird daher mitunter etwas willkürlich erscheinen.

Typisch Kössener Schichten sind zum Teil in Straßenanrissen im Gebiet der Leonsbergalm und W davon aufgeschlossen, fossilreich und mergelig sind sie in den NE-Abbrüchen im Bereich um die „Steinernen Mandeln“ und im Sattel bzw. in der davon nach N abstürzenden Rinne zwischen Breitenberggipfel und der Kote 1401.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 65 Mondsee*

VON DIRK VAN HUSEN (auswärtiger Mitarbeiter)

An der Nordseite des Höllengebirges ist die Eishöhe des Traungletschers durch zwei deutliche Moränenwälle bei Oberfeichten und den breiten Wall NW der Aubodenhütte markiert. Demnach wies das Eis hier eine Höhe von 820 bis 780 m während des Würm-Hochglazials auf, wobei nur im engeren Zungenbereich nahe der Kienklause die Differenzierung in Maximal- und Hochstand erhalten geblieben ist. Mit dem Ferneis traten einige Gletscherzungen der Höllengebirgsnordseite, die sich in den kleinen Karräumen (z. B. Stieg) entwickelt haben, in Verbindung. Diese Gletscherzungen werden durch die Mittelmoräne auf dem Rücken südlich Aubodenhütte und die Seitenmoränen oberhalb Ahornmahd markiert. Zwischen den Lokalgletschern und dem Fern-

eis kam es besonders nördlich Zwieselmahd zu mächtigen Moränenanhäufungen, die einen ständigen Murenherd seit dem Eisrückzug bis in jüngste Zeit darstellten.

Am Westufer des Attersees stellt die Großmassenbewegung am Kl. Hollerberg die beherrschende Erscheinung dar (Kartierbericht 1983). Es ist dies eine tiefgreifende Massenbewegung im Flysch, die von einer deutlichen Abrißfläche umgrenzt wird. Diese setzt auf Höhe Ellend – Menerweg an und zieht über Kl. Hollerberg, Kote 924, Aichereben, Ober Promberg bis zum Dixelbach bei Schwarzenbach. Im südlichen Teil ist die Bewegung eine Großschollenzerlegung des Hanges, die sich in einer deutlichen Stufung bis auf den Seegrund bei Schwend fortsetzt. Auffällig ist die geringe Moränenbedeckung des Hanges, die auf ein hohes Ausgangsgefälle hinweisen könnte. Die Massenbewegung zeigt in ihren höheren Anteilen (Kl. Hollerberg, Kote 924) noch sehr frische Formen, die – mit offenen Spalten und Schlucklöchern – auf eine anhaltende Aktivität dieses Hangteiles hinweisen. Der Beginn der gravitativen Ausgleichsbewegung ist in den unteren Anteilen wohl mit dem Eisrückzug anzunehmen und setzte sich dann bis in die höchsten Hangpartien fort. Eine gute Zeitmarke stellen die palynologischen Untersuchungen am Egelsee (R. SCHMIDT, 1979) dar, die anzeigen, daß die lakustrine Sedimentation in dieser voll im Flysch liegenden Rückfallkuppe erst mit der Wende Älteste Dryas/Bölling möglich wurde.

Während des Würm-Hochglazials erfüllte eine Gletscherzunge von Westen das Becken von Oberaschau, ohne daß es zu einer Vereinigung mit dem Atterseeast des Traungletschers kam. Auch hier ist der Maximalstand durch einen scharfen schmalen Wall bei Streit und der Hochstand durch den mächtigen Endmoränenzug bei Hofau und Kote 715 markiert. An der Südseite wird die Eishöhe durch eine ausgeprägte Staukante in ca. 810 m östlich des Kasgrabens und den mächtigen Staukörper im Steingraben angezeigt.

Ist die Endmoräne des Hochstandes durch einen deutlichen Gehalt von kalkalpinen Gesteinen und grobe m³-große Blöcke charakterisiert, enthält die des Maximalstandes sowie die Grundmoräne überwiegend Material der Flyschzone. Das dürfte hauptsächlich auf die längere Dauer des Hochstandes und einen Transport der kalkalpinen Materialien als Oberflächenmoräne aus dem Raum des Schafberges zurückzuführen sein. Während des Gletscherhochstandes bildete sich auf der Südseite des Graßberges ein riesiger feinstoffreicher Staukörper, der nach dem Eisrückzug in Bewegung geriet, und den mächtigen Schuttstrom bei Itzroith bildete. Der Eiszerfall im Becken von Oberaschau wird von einigen Eisstaukanten bei Radau und Kamesablagerungen bei Schweibern charakterisiert.

Nördlich der Massenbewegung ist die Gletscherzunge des Atterseebeckens wieder gut durch Moränen markiert. Sie setzen nördlich der Kote 758 an und verlaufen mit kurzen Unterbrechungen östlich Lichtenbuch bis Mahtbauer und zeigen auch hier die Unterteilung in beide Stände deutlich an. Nach dem Eisrückzug ist der Staukörper im Quelltrichter nördlich Limberg ebenso als Schuttstrom in Bewegung geraten und bis zum Stampfhaus ausgeflossen. Weiter im Norden ist dann noch eine schöne Moräne mit Staukörper im Näßtalbach erhalten, die zu den Endmoränen des St. Georgener Lobus überleitet.

Im Bereich Näßtalbach/Nußdorf enthalten die Moränenmaterialien der oberflächennahen Gletscheranteile

wesentlich mehr kalkalpine Komponenten als die der Gletscherbasis. Weiter südlich sind sehr wenig Grundmoränenablagerungen erhalten geblieben, dafür finden sich auffallend häufig teils riesige erratische Blöcke.

Der Rücken bei Wienerroith ist ein breiter Moränenbedeckter Rücken, der wahrscheinlich einen Wall der Rißeiszeit darstellt. Bei den Moränenmaterialien und dem kleinen Wall im obersten Breitmoostal dürfte es sich um Ablagerungen der größten Gletscherausdehnung dieser Eiszeit handeln.

Blatt 72 Mariazell

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 72 Mariazell

Von FRANZ K. BAUER

Auf Blatt Mariazell wurden Begehungen im Südostteil und auf den östlich und südlich anschließenden Blättern 73 und 102 gemacht. Diese Ecke ist von großer tektonischer Kompliziertheit, da von WSW her die Puchberg-Mariazeller Linie bis Gußwerk verläuft, dann von der Nordseite der Sauwand bzw. Wipfelmäuer ins Halltal weiterzieht, wo die Linie durch das Auftreten von Haselgebirge und Werfener Schichten markiert wird.

Eine Störung zieht vom Zellerain NW–SE verlaufend in die Grünau und stößt südlich Mariazell auf die Linie des Halltales. Eine große Störung (Störungsgrenze) wird aus dem Lurggraben zum Erlaufsee gezogen, die den Gr. Kainz im Westen begrenzt. Dazu kommt die über den Josefsberg verlaufende Querstörung, die bis südlich des Erlaufsees zu verfolgen ist.

So ist die starke Schollenzerteilung südlich Mariazell mit kleinen Schollen von Dachsteinkalk, aufgeschuppten Werfener Schichten und Alpinem Muschelkalk und einer kleinen Scholle Hallstätterkalk SE Rasing verständiglich.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Erlaufhalbfenster und dessen Rahmen (westliche niederösterreichische Voralpen) auf Blatt 72 Mariazell

Von WOLFGANG SCHNABEL

Die Frankenfeser Decke (FD) östlich der Erlauf und der Rhenodanubische Flysch mit eingeschuppten Klippen im Erlaufhalbfenster wurde in den vergangenen Jahren großräumig begangen. Dabei hat es sich als notwendig herausgestellt, das Massiv des Blassensteins, das sich zur Gänze auf dem nördlich anschließenden Blatt 54 Melk befindet, in die Bearbeitung einzubeziehen, da nur so einigermaßen Klarheit über den Bau des Erlaufhalbfensters sowie die Auflösung des Deckenbaues der FD zu erhalten war.

Zum Bau der Frankenfeser Decke

sind aus der Umgebung von Scheibbs einige neue Beobachtungen bekanntzugeben.

Durch H. VETTERS (Verh. Geol. B.-A., 1927) ist bekannt, daß im Bereich Greinberg (Greinkogel und Sandkogel der älteren Literatur) und Holzkogel eine tektonische Leitung der FD anzunehmen ist. E. PARLOW (Unv. Diss. Univ. Wien, 1950) hat eine Stirnpartie und 2 Schuppen kartiert. Der Berichterstatter hat in den Auf-

nahmsberichten für die Jahre 1979–1981 (Verh. Geol. B.-A., 1980–1982) 2 Decken beschrieben, die grob den beiden Schuppen PARLOWS entsprechen. Zusammenfassend ist nun zu berichten:

Die Gipfelregion des Holzkogel und Greinberges ist eine höhere Decke, die in den westlichen Gehängen des Greinberges durch Brüche verstellt zu sein scheint. Dies läßt diese Einheit im Zusammenwirken mit morphologischen Details zerlappt erscheinen. Die zahlreichen Rauhwackenvorkommen (Opponitzer Rauhwacke), die in beiden tektonischen Stockwerken die Basis bilden, sind nur durch die Annahme von solchen Bruchstrukturen aufzulösen.

Die tiefere Decke ist im Oberlauf des Reithgrabens, bei Schwarzenberg und im Nordgehänge des Greinberges vollständig entwickelt und hat eine aufrechte Schichtfolge von Hauptdolomit über Kössener Schichten, Schattwalder Schichten bis zu den Allgäuschichten. Sie wird W des Holzkogel durch einen Bruch abgeschnitten und ist weiter gegen E, am N-Abhang des Holzkogel, nur mehr als schmale und reduzierte Decke ohne Hauptdolomit weiterzuverfolgen. Doch auch gegen W treten tektonische Komplikationen auf.

Hier ist einerseits eine lokale Verschuppung festzustellen, andererseits nimmt der Hauptdolomit auffallend zugunsten von Kössener Schichten ab, die NE Mieselmaiß aber fast nur mehr als Schutt nachweisbar sind und sich in der großen Wiese oberhalb des Hofes verlieren. SW Mieselmaiß, gegen das Erlauftal zu, sind große Hauptdolomitvorkommen, stellenweise Rauhwacken, die isoliert liegen und nicht in die tektonischen Gegebenheiten der FD einzuordnen sind. Das hat PARLOW dazu bewogen, von einer Frankenfesler Stirnpartie zu sprechen.

Genaue Gefügemessungen im Zusammenhang mit der Auswertung von Luftbildern haben nur ergeben, daß es sich hierbei um abgeglittene Großschollen handelt. Aus der Westflanke des Greinberges hat sich aus der Stirnpartie der FD eine Großscholle aus Hauptdolomit und Rauhwacke von etwa 500 m Durchmesser gelöst und ist auf Kössener Schichten und dem unterlagernden Flysch bis zu 1 km weit talwärts abgeglitten. Dabei ist sie in mehrere größere Schollen zerfallen, die immerhin noch bis zu 400 m Durchmesser aufweisen und 100 m hohe Steilhänge bilden. Die orographisch tiefste dieser Schollen löst sich zwischen den Höfen Büchel (Pichl) und Angelsöd in der Stirnregion in einen Blockstrom auf.

Die Rauhwacke beim Hof Mieselmaiß im Hangenden der größten Scholle beweist, daß sich diese aus der Gipfelregion des Greinberges gelöst haben muß und damit sogar noch Teile der höheren Decke betroffen hat. Einen eindrucksvollen Hinweis auf das allmähliche Zerfallen der Schollen beim Abgleiten gibt eine Höhle (registriert als „Fuchslucke“), die an einer sich öffnenden Kluft 30 m lang begehbar ist.

An den Rändern der Schollen ist an zahlreichen Stellen der Flysch entweder im Schutt oder auch anstehend sichtbar. Bei der Kehre Mieselmaiß der Blassensteinstraße in 520 m SH finden sich im dort mächtigen Hangschutt gelegentlich Sandsteinrollstücke, alles Beweise für die Abgleitung auf der Flyschunterlage.

Diese hier beschriebenen Schollen reihen sich als die größten derartigen Phänomene in zahlreiche andere ähnliche Beobachtungen ein (SCHNABEL, Aufnahmebericht 1980, Verh. Geol. B.-A., 1981). Sie dürfen nicht zur Annahme alter tektonischer Strukturen verleiten,

sondern sind ein junger Vorgang an der Oberfläche, wenn auch über das genaue Alter und die Dauer einstweilen noch nichts ausgesagt werden kann.

Über die Auswirkungen dieser großflächigen Massenbewegung auf die hier durchführende 2. Wiener Hochquellenleitung wird in einem eigenen Bericht in der Festschrift anlässlich der 75-Jahrfeier der Wasserleitung berichtet werden.

Zum Fensterinhalt des Erlaufhalbfensters

sind einige zusätzliche Anmerkungen zu machen. Es fällt auf, daß die auffallende Kulisse von Klippengesteinen, die westlich der Erlauf im Lampelsberg und östlich davon im Blasenstein so dominierend hervortritt, südlich von Scheibbs wesentlich schmaler ist.

Ein ausgedünnter Klippenzug biegt, durch generell flaches Einfallen morphologisch unterstützt, im Tal der Erlauf etwas gegen S, doch streicht er nicht wie der Flysch tief in das Fenster hinein. Die Klippe der Rudolfshöhe W der Erlauf findet zwanglos ihre Fortsetzung in den Klippen des Luegergrabens östlich davon. Dieser Zug, der etwas gegen S versetzt im Bereich Hochbruck südlich von Schloß Lehenhof das Tal quert (im Talgrund freilich verdeckt durch die Schotter der Erlauf), soll als die nördliche Begrenzung des Halbfensters gelten. Es gehört mit seiner Hülle aus Buntmergelserie der Grestener Klippenzone an (Scheibbsser Fazies nach SCHNABEL, Aufnahmebericht 1982, Verh. Geol. B.-A., 1983, S. 302). Aus den Unterlagen von Stollenbauten der 2. Wiener Hochquellenleitung geht hervor, daß diese Klippen durch eine bedeutende Störung vom südlich angrenzenden Flysch im Fenster getrennt sind.

Die im langen Schlauch des Halbfensters ausstreichenden Gesteine gehören zum allergrößten Teil dem Flysch an. Wenige und kleine isolierte Klippen sind nahe der Fensterränder zwar noch da, immer im Flysch steckend, doch scheint ihnen eine andere tektonische Position zuzukommen als dem vorerwähnten Klippenzug. Auch der Flysch im Fenster unterscheidet sich von jenem Flyschstreifen, der die Frankenfesler Decke stets im Liegenden begleitet und sie von den Klippen trennt: Im Fenster ist der Flysch deutlich mächtiger, und es lassen sich trotz der starken tektonischen Beanspruchung umfangreichere Schichtfolgen nachweisen, wobei die Hauptmasse der Sandsteine dem Niveau der Reiselberger Sandsteine (Cenoman–Turon, besonders dem höheren Anteil) zugerechnet werden muß. Das ergibt sich aus den Altersdaten (hauptsächlich Nannoanalysen durch H. STRADNER und der Schwermineralführung mit hohen Apatitgehalten, etwas Chromspinellführung und Chloritoid (neben dem stabilen Granat-, Zirkon-, Turmalin- und Rutilanteil). Diese Aussage steht im Gegensatz zum Bericht des Autors aus dem Jahre 1980, wo ein hohes Oberkreidealter angenommen war. Es wird damit der schon geäußerte Verdacht erhärtet, daß hier Ybbsitzer Sandsteine vorhanden sind und der Flysch des Fensterinhaltes damit größtenteils der Ybbsitzer Klippenzone zuzurechnen ist. Dieser Verdacht wird weiters gestützt durch die Fazies der oben erwähnten Klippenfetzen im Fenster, an denen Radiolarite namhaft beteiligt sind, weiters durch eine Schiefer-Brekzienfazies, die wohl in die Unterkreide zu stellen ist und besonders im linken Gehänge des Erlaufales mehrmals gefunden wurde. Das Fehlen von Buntmergelserie im Fenster fügt sich zu diesen Beobachtungen.

Auf die oben erwähnten Reiselsberger (Ybbsitzer) Sandsteine folgen die Oberen bunten Schiefer, darauf die Zementmergelserie. Oberste Bunte Schiefer und Altlenzbacher Schichten sind an mehreren Stellen unmittelbar unter der Basis der Frankenfelder Decke nachgewiesen worden, doch dürfte dieser höhere Oberkreideflysch einer eigenen Schuppe angehören.

Zur Beurteilung des Gesagten muß einmal mehr erwähnt werden, daß die Aufschlußverhältnisse sehr schlecht sind. Im rechten Gehänge des Erlauftales gibt es weiträumige Rutschungen, im linken mächtige Schuttbedeckung, die zu Schuttströmen neigt. Dazu kommen noch die eingangs erwähnten Schollenabgleitungen und die ausgedehnten Sinterablagerungen bei Neustift. Doch können sich die hier gemachten Aussagen auf eine eingehende Auswertung von geologischen Unterlagen der 2. Wiener Hochquellenwasserleitung stützen, die das Halbfenster in seiner gesamten Länge durchschneidet. Die z. T. sehr detaillierten Stollenaufnahmen und Bohrlochbeschreibungen mehrerer Sanierungsarbeiten wurden im Rahmen dieser Kartierung den neuen Erkenntnissen angepaßt und stellen eine wesentliche Hilfe für die geologische Ausdeutung dar.

Nördlich des Erlaufhalbfensters, anschließend an den erwähnten Klippenzug, reicht die nächste Flyschkulisse gerade noch auf das Kartenblatt (Überschiebung genau beim Scheibbs Bad). Hier ist Zementmergelserie und Bunte Schiefer nachgewiesen worden. Die auffallende Verflachung bei der alten Schießstätte, auf der eine neue Siedlung steht, ist offensichtlich eine Felsterrasse in rund 370 m SH, rund 30 m über dem Talgrund.

Über den nördlich anschließenden Bereich siehe den Bericht zu Blatt 54 Melk.

Blatt 75 Puchberg

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen im Bereich Hohe Wand – Miesenbachtal auf Blatt 75 Puchberg

Von BENNO PLÖCHINGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Um eine konkretere Antwort auf die Frage nach der Existenz einer Beziehung der Hallstätter Schollen im Miesenbacher Gebiet mit den Gesteinen der Hohen Wand geben zu können und auch um Altershinweise zu bekommen, wurden bestimmte Lokalitäten untersucht und beprobt. Herr Prof. Erik FLÜGEL, Universität Erlangen – Nürnberg, hat die freundliche Zusage gegeben, folgende Proben mikrofaziell zu untersuchen:

Probe 477 aus dem grauen, feinspätigen, wahrscheinlich karnischen Kalk der Hohe Wand-Decke des sogenannten Riedels „Auf der Höh“ („Riedel-Scholle“). Die Entnahmestelle liegt 60 m SE Gehöft Schramböck, am Weg zum Haus Miesenbach 84. Unmittelbar an diesem Haus stehen dunkle, feinglimmerige Mergelschiefer und plattige Mergelkalke des Karn an. Sie bilden die Unterlage der Scholle.

Probe 478 stammt aus einem bräunlichen bis rötlich-grauen, etwas rötlich durchaderten, feinkörnigen bis spätigen Kalk der kleinen, zur Hohen Wand-Decke gehörenden Scholle zwischen Gehöft Miesenbach Nr. 84 und dem Gehöft Mühlsteig, westlich des Fahrweges. Das Gestein weist kieselige Auswitterungen (Spongien) und Echinodermenreste auf und dürfte ebenso karnisches Alter haben.

Proben 470 und 480 aus einem hellen, körnigen Kalk, der mit dem dichten, roten Hallstätter Sediment durchmischt ist und am Nordwestrand der etwa 400 m langen und 200 m breiten Hallstätter Scholle, zwischen den Gehöften Schramböck und Zellinger, ansteht („Zellinger Scholle“).

Probe 491 aus dem klüftigen, bituminösen, grauen, sicherlich karnischen Kalk der 500 m langen und bis 250 m breiten Scholle der Hohe Wand-Decke nördlich Gehöft Klauser („Klauser Scholle“).

Proben 492 und 493 aus dem dichten, bräunlich-grauen, rot durchmischten Hallstätter Kalk der ca. 800 m langen, NNW–SSW streichenden Hallstätter Scholle des Hausberges („Hausbergscholle“), an der Straße 850 m ESE Scheuchenstein.

Probe 494 aus dem hellen, körnigen Kalk der Hausbergscholle, wenige 10 m östlich der Abzweigung der Wandwiesenstraße von der Scheuchensteiner Straße.

Probe 496 aus dem hellbraunen, körnigen Kalk der „Hallstätter“ Wasserfallscholle, und zwar aus deren SE-Sporn an der Westseite der Miesenbacher Straße, 300 m SW Gasthof Hornung. Das einem Wandkalk vergleichbare Gestein geht gegen Nordosten in einen gebankten, bunten, norischen Hallstätter Kalk über.

200 m SW der Entnahmestelle der Probe 496 liegt an der westlichen Straßenseite eine nur 10 m lange, von einem grauen, mergelreichen (?) norischen Plattenkalk überlagerte Scholle bunten Hallstätter Kalkes, der in der Probe 452 die julischen Conodonten *Enantiognathus petraeviridis* HUCKRIEDE und *Gondolella polygnathiformis* DUD. & STEF. (det. KRZYSTYN) führt.

Siehe auch Bericht zu Blatt 57 Neulengbach von G. WESSELY

Blatt 94 Hallein

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 94 Hallein

Von LEOPOLD KRZYSTYN (auswärtiger Mitarbeiter)

Ausgehend von einem faziellen Gliederungsversuch des Dachsteinkalkes rund um die Eisriesenwelt wurde im Herbst 1984 eine Detailkartierung des Tennengebirgs-Weststrandes zwischen Sulzau (Salzachtal) und Blattgrenze durchgeführt. Dabei ergaben sich beträchtliche Abweichungen und Neuerungen gegenüber dem bisherigen Kenntnisstand und Kartenbild (v. a. FUGGER, 1907). Besonderes Augenmerk ist auf die von Sulzau gegen SE dem Rand des Tennengebirges folgende Störung zu richten. Hier kommt es durch Heraushebung des Westflügels zu Vertikalverstellungen bis 500 m; dokumentiert u. a. durch den tektonischen Kontakt Werfener Schichten/Dachsteinkalk südlich des Sonnkargrabens.

Folgende Schichtfolge ist im Gebiet anzutreffen:

Werfener Schichten (Skyth)

Grüne, glimmerige, p. p. kalkige Sandsteine, wegen punktueller Aufschlüsse mächtigkeitsmäßig nicht erfaßbar.

Gutensteiner Dolomit / Kalk (Anis)

Ein rund 50–60 m mächtiges Paket dunkelgrauer, p. p. bituminöser, dm-gebankter, unten dolomitischer, oben kalkiger Karbonate. Sie bilden eine links und

rechts des Saugrabens in rund 800 m Seehöhe durchziehenden Streifen; fossilieer.

Ramsadolomit (Ladin)

Dunkel- bis hellgrauer, ungebänkter Dolomit, ungeordnet auch kalkig mit unrekristallisiertem, an Fossilidetrus reichem Gefüge; mind. 150 m.

Dunkelgrauer Massendolomit (Oberkarn)

Dunkelgrauer, meist massiger, selten dickbankiger, oft Riffschutt-führender Dolomit, im obersten Bereich (ca. 20–30 m) p. p. kalkig mit deutlich erkennbaren Vorriff-Strukturen (Höhlen, Calcitapeten, umgelagerte Riffbildner, seitlich auskeilende Detrituslagen, Grobschutt) und sparitische Fossilnester mit pelagischen Organismen (Ammoniten, *Halobia*). Matrixreiche Partien führen Conodonten. Aufgeschlossen an der Straßenzufahrt zur Seilbahn zwischen südlicher Blattgrenze und Saugrabens. Mächtigkeit: mindestens 150 m.

An der Straße ca. 150 m südlich des Saugrabens wurde folgende Fauna gesammelt: *Gonionolites haugi* GEMM., *Projuvavites* sp. ind., *Discophyllites* n. sp., *Pararcestes* sp. ind., *Halobia rugosa* GUEMBEL; *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, *Gondolella nodosa* HAYASHI, *Neocavittella cavitata* BUDUROV & STEFANOV. Ammoniten wie Conodonten ergeben oberstes Karn (Tuval 3).

Dunkelgrauer Plattendolomit

Dunkelgrauer, 0,5–1 dm-gebänkter plattiger, steriler Dolomit, der nur stellenweise entwickelt ist und möglicherweise eine laterale Vertretung des höchsten Teiles des Massendolomites darstellt; max. 10 m mächtig.

Weißer Riffkalk (Tisoveckalk?)

Hellgrauer bis weißer massiger Kalk mit Riffbildnern in situ (v. a. Korallen: *Thecosmilia*-Stöcke bis 0,5 m Höhe, biostrom-artig angeordnet). Matrix feinkörniger Detrituskalk oder – lagig-linsig konzentriert – dunkelgrau gefärbter, sparitisch zementierter Schutt, sowie geopetal verfüllte Lumachellen (Brachiopoden, kleinwüchsige Gastropoden, glattschalige Ammoniten). Die Detrituskalke sind Conodonten-führend und lieferten an der Straße nahe der Brücke über den Saugrabens (Probe 84/19) *Epigondolella primitia* MOSHER. Diese ca. 20 m unter dem überlagernden Dachsteinkalk entnommene Probe weist dem Oberteil des Riffkalkes unternorisches Alter (Lac 1) zu. Es ist dies meines Wissens der erstmalige Nachweis von unternorischem Riffkalk in den Ostalpen! Mächtigkeit bis 120 m.

Der Riffkalk scheint nur lokal – südlich und östlich der Seilbahn-Talstation zur Eisriesenhöhle – entwickelt zu sein und dürfte seitlich rasch von Lagunenfazies abgelöst werden. Jedenfalls wird er gegen den südlichen Blattrand von einer Störung, die in Verlängerung der Sulzenofenhöhle nach SSW zieht, abgeschnitten und wahrscheinlich von Dachsteinkalk in riffnaher Lagunenfazies ersetzt.

Dachsteinkalk

Zwischen 1100 und 1200 m Seehöhe beginnend, baut er den Großteil der Südwestwände des Tennengebirges auf. Prinzipiell sind zwei Großfaziesbereiche zu unterscheiden, die sich z. T. (Bereich Eisriesenwelt) seitlich verzahnen, ansonsten aber überlagern. Es können riffnahe und riff-ferne Lagune unterschieden werden, wobei letztere erstere überlagert und demnach eine Ausdehnung der Karbonat-Plattform im Nor des Tennengebirges signalisiert.

1) Riffnaher Dachsteinkalk: graue ungebänkte Onkoid-führende Kalke des Subtidals mit grobkörnigen,

dm-starken Detrituslagen, letztere teils Riffbildner (Einzelkorallen, selten Schwämme), zumeist aber Mollusken (Schnecken, Muscheln, selten glattschalige Ammoniten) führend. Durch lagig angeordnete Onkoide (begleitet von Dasycladaceen) und Grobschutt deutliche Schichtung der ansonsten von feindetrusischen Kalken dominierten Serie. Vereinzelt treten auch Megalodonten-führende Lagen auf, so z. B. am Weg von der Seilbahn-Bergstation zur Eisriesenhöhle. Als ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal zum gebankten Dachsteinkalk gilt das Fehlen von Loferner Zyklen (keine Stromatolithe und kein „Glieder A“). Mächtigkeit: Nördlich der Eisriesenhöhle, wo sich riffnaher und riff-ferner Bereich seitlich verzahnen, nur 500 m, südlich davon 900 m. Am Weg von der Seilbahn zum Plateau ist in 1800 m entlang des Weges eine ca. 100 m durchstreichende und bis 5 m mächtige Einschaltung von dünngebankten Feindetrusalken festzustellen. Eine wahrscheinlich aus diesem Bereich stammende rötliche mikritische Spaltenfüllung wurden von M. SCHAUER (Univ. Wien, Institut für Paläontologie) auf Conodonten beprobt und lieferte folgende mittelnorische Fauna (TG 8): *Gondolella steinbergensis*, *Epigondolella abneptis* s. str. mit distaler Beknotung; letzteres weist auf Alaun 1 bis Alaun 2 hin. Alter des riffnahen Dachsteinkalkes somit Unter- und Mittelnor.

2) Riff-ferner (gebänkter) Dachsteinkalk: er geht langsam und wechsellagernd aus dem massigen Typus hervor. Seine Untergrenze wird mit dem Auftreten erster deutlicher Bankung, dem Beginn von Stromatolithen und reichlicher Megalodontenführung bei gleichzeitigem Rückgang von Onkoiden gezogen. Die liegenden Partien sind noch sehr feinschuttreich, in seltenen größeren Partien dominieren Bivalvenrümpfer, Riffbildner (Korallen) sind dagegen selten. Am Plateau herrschen feinkörnige, gutgebänkte Megalodontenkalke mit deutlich ausgebildeten Zyklen. Mächtigkeiten: im Norden, wo der Gebänkte Dachsteinkalk tiefer einsetzt, 700 m, im Süden mindestens 300 m. Alter (im Süden): Obernor bis Rhät s. str. Jüngere Schichtglieder sind im kartierten Bereich nicht anzutreffen.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 94 Hallein

Von BENNO PLÖCHINGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Zum Abschluß der Aufnahmen für das Blatt wurden Begehungen an der Dürrnbergstraße, im Bluntautal, am Tauglbach und am Wieserhörndl durchgeführt. Eine geplante Revision der Talflanken des Alkersbachgrabens mußte wegen Sperrung der Alkersbach-Forststraße verschoben werden.

Der im letzten Bericht dem Zlambach/Pötschenkalk zugeteilte, tonreiche, teilweise hornsteinführende Kalk an der Kehre der Dürrnbergstraße um das Rudolfsköpfl, östlich des Parkplatzes, erwies sich nach einer neuerlichen Conodontenuntersuchung als pelsonisch und somit als Reiflinger Kalk s. l.; er führt *Hindeodella suevica* TATGE (det. MANDL) und *Hindeodella bulgarica* BUDUROV & STEFANOV (det. KRYSSTYN).

Der westlich der genannten Kehre auf ca. 40 m Erstreckung vorliegende, bunte Hallstätter Kalk ruht auf

dem grauen, fraglich mitteltriadischen Mergelkalk mit steilem SW-Fallen tektonisch auf; er führt in den Proben 413 bis 415 die unterkarnischen Conodontenformen *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, *Gondolella tadpole* HAYASHI und Astformen des *Gladigondolella*-ME (det. KRYSSTYN). Diesem Kalk ist, wie zur Zeit des Trassenbaues ersichtlich war, eine Halobienchieferlage eingeschaltet.

Nach einer mit Prof. TICHY durchgeführten Begehung am Südostfuß an der Göllmasse ist anzunehmen, daß der von H. ZANKL an der Hochscharte zwischen dem Riffkalk im Süden und dem gebankten Dachsteinkalk im Norden verzeichnete, in der Riffnähe gelegene und daher riffschuttreiche, lagunäre Dachsteinkalk gegen Ost-südosten über das Gruberhorn zum Südfuß des Schönbachkopfes streicht.

Eine Revision im Tauglbachtal zwischen dem Jägerwirt und dem „Hohen Steg“ brachte keine wesentlichen Neuergebnisse; an letztgenannter Stelle sollen nach Prof. TICHY an schwer zugänglicher Stelle des Bachbettes rote Liaskalke als stratigraphisches Fenster zutage treten.

Unter hilfsbereiter Begleitung von Dr. GANSS wurde vom westlich des Hintersees gelegenen Weißenbachtal aus die Nordostflanke des Wieserhörndls (1567 m) untersucht. Zwei ziemlich parallel in NE-SW Richtung verlaufende Störungen, eine nördliche, vom Weißenbach-Talboden ausgehende Störung und eine südliche, vom Hintersee-Südwestufer ausgehende Störung, begrenzen die Grünalm am Wieserhörndl zu beiden Seiten. Die südlicher gelegene Störung setzt den vom Kallersberg gegen SE streichenden, normal auf dem mächtigen Hauptdolomit liegenden Plattenkalk vom Hauptdolomit des Wieserhörndls ab. SW der Grünalm gehen die Störungen trichterförmig auseinander und schließen die Malmablagerungen des Spielberges, somit die Kiesel- und Radiolaritschichten und die gipfelbauenden Oberalmer Schichten, in sich ein.

Während an der Grünalm graue Seetone vorliegen, die auf einen kleinen, ehemaligen Karsee hinweisen (Beobachtung O. GANSS), zeigt sich das Weißenbachtal vom Moränenmaterial eines einst in diesem Kar liegenden Lokalgletschers erfüllt. Nördlich des Gehöftes Wurmwinkl unmittelbar nördlich der Blattgrenze, ist es von einem Endmoränenwall begrenzt.

Blatt 99 Rottenmann

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf den Blättern 99 Rottenmann und 100 Hieflau

Von BENNO PLÖCHINGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Zur weiteren Übertragung der zwischen 1964 und 1971 auf Vergrößerungen 1:10.000 der ehemaligen Schraffenkarte durchgeführten Aufnahmen auf Vergrößerungen der neuen Isohypsenkarte gleichen Maßstabes ist es erforderlich, weitere Revisionen vorzunehmen. Die diesjährige, einwöchige Revision hatte vor allem den Zweck, zu einer präziseren Darstellung der tiefbajuvarischen Fenster am SE-Ausstrich der Windischgarstener Störung und des Tiefbajuvarikums am Südende der Weyerer Struktur zu gelangen.

① Das vom Bereich der Kamperthalm über das Lausatal zur Admonter Höhe streichende Kamperthal-

fenster führt in erster Linie steilstehende Sandsteine und Mergel des Cenoman. Es ist nun die Frage, ob die südlich angelagerten, flyschähnlichen, kohlehäcksel- und glimmerreichen, graubraunen Sandsteine mit ihren Exotikakonglomeratlinsen Gosauablagerungen darstellen (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968, Taf. 2, Prof. 3,4) oder noch dem tiefbajuvarischen Cenoman zugehören. Dozent FAUPL gab freundlicherweise die Zusage, die daraus entnommenen Proben 470 B,C, 471, 474 und 476 sedimentologisch einzustufen. Vorerst übernahm Dr. ROETZEL die Proben zur Untersuchung des Schwermineralinhaltes.

Unter den vorwiegend haselnuß- bis apfelgroßen exotischen Komponenten (Quarzporphyr, Gneis, Granit, Glimmerschiefer etc.) und den Karbonatgesteinskomponenten finden sich vereinzelt schwarze Tonschlieren aus aufgearbeiteter hoher Unterkreide des Tiefbajuvarikums (Probe 475).

Zwischen dem Pözenbachgraben und dem Angerergraben liegt NW der Kote 1026 eine ca. 500 m lange, NW-SE streichende Scholle, die nach ihrer Position zwischen dem NE-fallenden Cenoman des Tiefbajuvarikums und dem vom Jägerberg (K. 1044) bis zur Schölleralm verbreiteten Haselgebirge der „Nordrandschuppen“ (Nordrandzone der Haller Mauern) noch zum tiefbajuvarischen Kamperthalenster gehören dürfte. Von SE nach NW besteht sie aus ca. 50 m mächtigen Fleckenmergeln und aus etwas kieseligem Kalk (Allgäuschichten), einem ca. 100 m mächtigen Hauptdolomit und einer ca. 20 m mächtigen Opponitzer Rauhwacke.

Am SW-Fuß des Jägerberges befindet sich ca. 500 m SSE der Pölzalm (Haus Maier), 100 m ESE des Schrankens der Mengalmforststraße, eine Glaubersalzquelle. Sie läuft mit schätzungsweise 2 l/sek. über eine ca. 20 m hohe, versinterter, eisenschüssige Böschung.

② Westlich von St. Gallen befindet sich zwischen dem Gehöft Kollmann und der Teufelskirche der südlichste Ausstrich des Tiefbajuvarikums der Weyerer Bögen („Teufelskirchenfenster“ ROSENBERG's). Den Nordrand dieser NNW-SSE streichenden, schmalen, tiefbajuvarischen Zone quert der Spitzenbachgraben. Zu dieser Zone gehören die S gegenüber der Abzweigung Spitzenbachgraben/Pfarralm aufgeschlossenen, verrutschelten, tithon-neokomen Aptychenmergel. Unmittelbar östlich davon tritt reliktsch Haselgebirge von der gegen W auf das Tiefbajuvarikum aufgeschuppten Sulzbachdecke auf.

Eine etwa 800 m lange neue Forstwegtrasse, die vom Teufelskirchenweg ausgeht und in nördlicher Richtung verläuft, quert die interessante Grenzzone zwischen der hier 500 m breiten, NNW-SSE streichenden Zone der Laussagosau und des gegen W darauf aufgeschuppten Tiefbajuvarikums.

Am NW-Ende der bunten Malmkalkrippe W Gehöft Kollmann legt die Forstwegtrasse in 700 m NN, ca. 600 m S des Spitzenbachgrabens, 80° westfallende, stark verrutschelte, graue, gelegentlich auch rötliche Mergelschiefer der tithon-neokomen Aptychenschichten frei (Proben 481, 482). 20 m südlich davon sind bis zu einer gegen SW ausholenden Kehre steil westfallende bis saiger stehende und N-S streichende, gefältelte, dunkelgraue, glänzende, pflanzenhäckselführende Mergel (Probe 483) des tiefbajuvarischen (?) Cenomans zu sehen. Nach der Kehre sind ihnen rote, sandige Mergel (Probe 494) eingeschaltet.

20 m vor der zweiten, gegen NE ausholende Kehre quert die Trasse wieder Aptychenmergel des Tithon-Neokom. Sie fallen steil in östlicher Richtung unter die bunten Malmkalke der Teufelskirchzone ein. 30 m nach dieser Kehre gelangt man zu geringmächtigen, rostbraun verwitternden Werfener Areniten und zu einem bunten Haselgebirgstone. 100 m vor der dritten, westgerichteten Kehre sind Gosauablagerungen (Brunnbachschichten nach FAUPL, 1983) aufgeschlossen und nach der Kehre, im Bereich der Einmündung der Trasse in den Teufelskirchen-Fahrweg, wieder bunte Haselgebirgstone.

Der Fahrweg zur Pfarralm schneidet 650 m N der Abzweigung vom Spitzenbachgraben mattgraue, schiefrig-plattige Mergel des (?)Cenomans an (Probe 464). Die Frage des Zusammenhanges der bräunlich-rötlichen Malmkalke nördlich des Spitzenbachgrabens mit jenen der Teufelskirchzone ist noch zu überprüfen.

③ Zwischen den Gehöften Grabenbauer und Berger verläuft westlich von Weißenbach / Enns ein Graben, der in seinem tieferen Teil Mergel des tiefbajuvarischen Cenomans aufschließt. Sie wurden nochmals systematisch beprobt. Vom Liegenden zum Hangenden wurden bis zu einer metermächtigen Sandsteinbank die Proben 465 bis 467 und von der Sandsteinbank nach oben die Proben 468 und 469 entnommen.

Blatt 100 Hieflau

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 100 Hieflau

Von FRANZ K. BAUER

Die Aufnahmsarbeiten dieses Sommers betrafen die Nordseite der Gesäuseberge. Die Schichtfolge setzt sich aus Alpinem Muschelkalk, Ramsaudolomit, Lunzer Schichten, Dachsteindolomit und Dachsteinkalk zusammen.

Alpinen Muschelkalk gibt es in der Gesäuseeinheit nur an wenigen Stellen, da er infolge der Lage an der Basis meist fehlt. Eine solche Scholle liegt z. B. östlich vom Looskogel im Schließgraben, wo eine Straße ein Profil von Dolomiten und stark verformten hangenden dunklen Kalken aufschließt.

Meist bildet der Ramsaudolomit das tiefste Schichtglied. Er baut die tiefere Ostflanke des Gr. Buchsteins auf und zieht über die Stelzermauern auf die Nordseite des Kl. Buchsteins. Er ist im Gebiet Bärenstein westlich des Tamischbaches noch 350–400 m mächtig, während er östlich davon in einer kleinen Scholle nur mehr etwa 150 m Mächtigkeit hat. Weiter gegen Osten bis zum Ennstal fehlt er gänzlich.

Im Ramsaudolomit sieht man meist eine deutliche Bankung. Es handelt sich um vielfach hellgraue, umkristallisierte Dolomite mit kleinen Hohlräumen, in die Kriställchen gewachsen sind. Deutliche Schichtungsgefüge mit Stromatolithen bzw. Gefügetypen des Inter- bis Subtidal sind häufig zu finden.

Eine wichtige Aufgabe bestand in der Verfolgung des Lunzerbandes, das eine Mächtigkeit von 20–30 m hat. Infolge der Steilheit des Geländes ist es oft nicht direkt verfolgbar.

Es zieht vom Buchsteinhaus nordwestwärts zu dem von W her auf den Gr. Buchstein führenden Wander-

weg, wo es in 1440 m SH in einem nördlich des Weges liegenden Einschnitt einen guten Aufschluß gibt. Ein direktes Weiterverfolgen nach N war nicht möglich. Man findet wieder gute Aufschlüsse auf dem Wanderweg auf den Kl. Buchstein ebenfalls in 1440 m SH. Das Band ist gut weiterverfolgbar bis zum Otterriegel, es fehlt dann ostwärts davon. Erst in einem kleinen Aufschluß am Wanderweg zur Ennstaler Hütte südlich des Bärensattels tritt es wieder auf. Östlich des Tamischbachturms wird die erwähnte kleine Scholle Ramsaudolomit von Lunzer Schichten überlagert, die in einer steilen Rinne gut aufgeschlossen sind. Einen weiteren Aufschluß von Lunzer Mergeln, allerdings in tektonischer Position, gibt es am Peterhals, wo der Dachsteinkalk des Peterkogels von einer Störung abgetrennt ist. Schließlich sind noch Lunzer Schichten südlich des Schwabeltales an der zum Wintersattel führenden Straße aufgeschlossen.

Das Lunzerband besteht aus einer mergeligen Abfolge mit eingeschalteten Sandsteinbänken. Es fiel auf, daß dickere Kalkbänke auf der Nordseite fehlen.

Darüber liegt der Dachsteindolomit. In einigen Profilen (z. B. im Gebiet Bärensattel oder westlich der Alm-mauer) setzen die Dolomite mit auffallend dunklen, dünnbankigen Dolomiten mit einer Mächtigkeit von 30–40 m ein, die rasch in hellgraue Dolomite übergehen. Sie bilden auch die Basis der Nordflanke des Tamischbachturmes.

Insgesamt zeigt der Dachsteindolomit, wie z. B. nördlich des Tamischbachturmes oder am Wanderweg westlich des Gr. Buchsteins, eine deutliche Bankung, welche sich in die Kalke fortsetzt. Die Mächtigkeit beträgt etwa 300 m. Bei den Dolomiten ist zwischen den Bänken ohne erkennbares Schichtgefüge und typischen stromatolithischen Bänken des Inter- bis Supratidals zu unterscheiden. Die Grenze zum Dachsteinkalk tritt erosionsbedingt morphologisch sehr deutlich hervor.

Das Schichtfallen ist durchschnittlich mittelsteil (30–40°) gegen SE bis ESE. Die Abfolge vom Ramsaudolomit bis zum Dachsteinkalk ist im Gebiet Gr. Buchstein wenig gestört. Gegen das Ennstal wird der Ramsaudolomit immer stärker gekappt, bis er auskeilt. Im Bereich der Looskogel, aufgebaut aus Dachsteinkalk, die in tektonischer Position auf Ramsaudolomit liegen, ist ein komplizierter Bau gegeben.

Durch die Gesäuseberge zieht der Gesäusebruch. Er quert bei Hieflau das Ennstal und zieht über den Jagersattel in das hintere Schwabeltal, wo auch Werfener Schichten am Bruch eingeklemmt sind.

Der Nordrand der Gesäuseeinheit wird durch das Auftreten der Werfener Schichten markiert. Mit diesen beginnt die Nordrand-Schuppenzone, in die Schollen von Alpinem Muschelkalk, Lunzer Schichten und Hauptdolomit einbezogen sind.

Siehe auch Bericht zu Blatt 99 Rottenmann von B. PLÖCHINGER.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 100 Hieflau

Von HENRY M. LIEBERMAN (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmsarbeiten in der NE-Ecke des Blattes konnten in diesem Sommer abgeschlossen werden.

Im Bereich des Lunzer Deckenkomplexes wurde die Kartierung der obertriadischen Schichtfolgen vervoll-

ständig, und die Jura- und Kreideanteile, welche die Königsbergmulde bilden, aufgenommen. Die nunmehr komplette mesozoische Folge besteht, von Hangend nach Liegend, aus:

Rosfeld-Formation
Schrambach-F.
Oberalm-F. (mit Linsen von Barmstein-F.)
Chiemgau-F.
Hierlatz-F.
Allgäu-F. (Liasanteil)
Oberrhätalk-F.
Kössen-F.
Plattenkalk-F.
Hauptdolomit-F.
Opponitz-F.
Lunz-F.
Wettersteinkalk-F. (lokal dolomitisiert)
Reifling-F.
Gutenstein-F. in Wurstelkalkfazies (lokal übergehend in Steinalm-F.)

E Altenmarkt ist noch die Anwesenheit von Gosaukalk und -sandstein zu erwähnen.

In der nördlichen Halbantiklinale konnten lokale Funde von Radiolarit des Dogger (Ruhpolding F.) gemacht werden.

Zuzüglich zur abschließenden Kartierung des Anteiles der Reiflinger Scholle N der Salza und E der Enns, wurde der Sporn aus mittel- und obertriadischen Einheiten, der W Großreifling in den Hauptdolomit der Scholle eingeht, aufgenommen.

Im E des Gebietes wurde, im südlichen Anschluß des Mendlingsporns der Reiflinger Scholle, aber noch N der Salza und des Mendlingbaches, ein Dachsteinkalkzug ausgeschieden, der zum Tirolikum gehört.

Das Profil NE Moaralm, in der Reifling Formation der Lunzer Decke, wurde genauer untersucht. Die Beckenfazies setzt im obersten Anis ein (die Fauna der bisher einzigen aufgefundenen Ammonitenlage wurde von Dr. L. KRYSYŃ, Univ. Wien, als zur Kellnerites-Zone zugehörig bestimmt) und reicht bis ins mittlere Oberladin, wo rasch die Plattformfazies (Wettersteinkalk-Formation) einsetzt.

Blatt 103 Kindberg

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Roßkogelgebiet auf den Blättern 103 Kindberg und 104 Mürrzuschlag*)

Von JOSEF NIEVOLL (auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurden die permotriassischen Gesteine des Roßkogelgebietes einschließlich des Hirschbachlappens und der Deckscholle des Mattalkogels, sowie ein mehrere hundert Meter breiter Streifen am Ostrand des Troiseck-Kristallins.

Greuteck, Arzbachgraben

Die permotriassische Schichtfolge umfaßt Roßkogelporphyroid, Quarzkonglomerate des Alpenen Verrucano, Semmeringquarzit, dunkle und z. T. auch bunte Bänderkalke, vorwiegend dunkle und gebankte Dolomite und schwarze Schiefer und Sandsteine (Kapellener Schiefer). Am Greuteck werden Kalke, Dolomite und Kapellener Schiefer von Troiseck-Kristallin unterteuft (S-Abfall des Greutecks, oberster Arzbachgraben S vom Forst-

haus). Gleiches gilt für den isoliert auftretenden Dolomitklotz am Rücken zwischen Gruber und Voselbauer (vgl. dazu auch CORNELIUS, 1952, S. 176). Zwischen Steinrieser und Hinterleitner lösen sich Dolomite, Kalke und Quarzite im Streichen gegenseitig ab. E Steinrieser sind zwischen Kalken/Quarziten und Kristallin in stark reduzierter Mächtigkeit Porphyroide und Konglomerate vorhanden. E Hinterleitner schließen gegen NE an die Quarzite karbone Schiefer, Sandsteine und Konglomerate bzw. silbriggraue Serizit- und Chloritoid-Pyrophyllit-schiefer an. Der Semmeringquarzit hinter dem Sägewerk beim Arzbachgraben-Eingang stellt möglicherweise ein Gegenstück zum Semmeringquarzit S Paar dar. S der Grauwackenzone i. w. S. folgt ein steil gestelltes Paket von Dolomiten und Kalken, an das der Quarzit der Höhe 1027 anschließt.

Hirschbachlappen, Mattalkogel-Deckscholle

GAAL (1966) hat erkannt, daß es sich beim Quarzphyllit von CORNELIUS (1936) um stark mylonitisierendes Troiseck-Kristallin handelt. Tatsächlich sind auch in dem früher als Quarzphyllit kartierten Gebiet vereinzelt immer wieder frische, d. h. nicht mylonitisierte Partien vorhanden. Einigermaßen fremd wirken die grauen, feinkörnigen und feingeschichteten Serizitquarzite E und SE vom Arzkogel. Mylonitisierung bedeutet hohe Duktilität: dementsprechend häufig sind im Handstück- und Aufschlußbereich isoklinale Falten zu beobachten (Streichrichtung der Achsen NE-SW). Wahrscheinlich gibt es auch Isoklinalfalten mit Amplituden von mehreren 100 m. Der komplizierte Bau des Hirschbachlappens kann dann folgendermaßen aufgelöst werden: Im Arzbachgraben taucht das Kristallin unter die grundsätzlich aufrechte sedimentäre Bedeckung (siehe oben). Zwischen Arzbachgraben und Arzkogel bildet das Kristallin eine enggepreßte, nach S überschlagene Antiklinale. Roßkogelporphyroid, Verrucano und Semmeringquarzite vom Arzkogel stellen den Kern einer ebenso enggepreßten Synklinale dar, die über den Holzerschlag mehr schlecht als recht bis zum Kamm E Greuteck verfolgt werden kann (Arzkogelmulde). Nach S folgt dann noch einmal isoklinal aufgewölbtes und nach S überschlagenes Kristallin, unter das am Rücken zum Roßkogel hinauf Porphyroid einfällt. Der Roßkogel selbst kann als flach liegende, zusammengeklappte Mulde aufgefaßt werden (Roßkogelmulde). Zum inversen Schenkel gehören demnach ein Teil der Semmeringquarzite, die Konglomerate von P. 1479 und das Porphyroid vom Breiten Stein (vgl. dazu auch CORNELIUS, 1952, S. 177). Am Forstweg S Farrenboden, P. 1397, liegt Semmeringquarzit aufrecht auf Uralit-Biotitschiefer (Kreuzschichtungskörper mit tangentialen Kontakten unten!). Die Konglomerate der Lammeralm wie auch jene, die unter der winzigen Deckscholle der Malleistenalm liegen, gehören vermutlich ebenfalls dem aufrechten Schenkel der Roßkogelmulde an. Inverser und aufrechter Schenkel aus Porphyroid vereinigen sich im Karlgraben, der Faltscheitel liegt ca. 200 m W Peterbauer (Hirschbach). Hier stellt sich eine Komplikation ein: zwischen (inversen) Porphyroid und kristalliner Basis schalten sich Konglomerate ein, die nach N bis knapp vor P. 1068 reichen. Nicht so recht ins Bild passen auch die Konglomerate und Quarzite des Lärchkogels (P. 1267), die bis zum Peterbauer hinunterreichen, und die scheinbar unter das (aufrechte) Porphyroid einfallen und im untersten Teil sogar ins Kristallin hineinspießen. Im NE wird der Hirschbachlappen durch eine

große NW–SE-Störung abgeschnitten. Diese Störung dürfte sich bis zum Hinterleitner fortsetzen. An ihr wurde der Nordflügel gehoben, wobei gleichzeitig eine dextrale Komponente mit im Spiel war. Dadurch ist die auf das Kristallin von Hirschbach bezogene Hochlage der Mattalkogel-Deckscholle zu erklären. Faßt man den Semmeringquarzit und die Rauhacken W P. 1111 als Reste des ehemals Hangenden des Kristallins auf (alles Lesesteine!), so übersteigt die Mächtigkeit der Mattalkogel-Deckscholle 30 m nicht.

Nach Abwicklung der Falten ist die Breite des Hirschbachlappens im Querschnitt Steinrieser – Roßkogel auf rund 6,6 km, die Mächtigkeit auf rund 350 m zu veranschlagen. Die heutige Breite wird auf rund 3 km geschätzt; das bedeutet eine Einengung auf 45 % der ursprünglichen Breite. Für den Querschnitt Hinterleitneralm – Wodl lauten die entsprechenden Werte: 7,5 km, 170 m, 3,5 km und 46 %.

Das Porphyroid S und SW des Roßkogels

Wie erwähnt ist das Roßkogelporphyroid auf der Nordseite des Roßkogels mit seiner kristallinen Unterlage heftig verfaltet. Vom Karlgraben gegen SW stellt sich die Grenzfläche zwischen beiden Formationen immer steiler, sodaß N der Malleistenalm bzw. Voserbauer der Eindruck entsteht, Porphyroid und Kristallin grenzen störungsbedingt aneinander und hätten nichts miteinander zu tun. Die große Störung, die das Roßkogelporphyroid im W abschneidet, streicht wiederum NW–SE. Ganz im Gegensatz zum Troiseck-Kristallin (siehe unten) wirkt das Porphyroid in Störungsnähe kaum in Mitleidenschaft gezogen. Die Mächtigkeit des Porphyroids beträgt im hinteren Feistritzgraben mindestens 430 m. Am Südrand herrscht zwischen Feistritzgraben und Lärchkogel (P. 1237) inverse Lagerung (GAAL, 1966).

Ostrand des Troiseck-Kristallins

Im näheren Bereich der Ostrand-Störung sind die Schiefergneise und Amphibolite gewaltig zerrüttet und zerdrückt und schwierig zu klassifizieren. Nach dem Geländebefund zu urteilen ist das Troiseck-Kristallin während der alpinen Deformationsphasen starr geblieben. Die Gesteine wurden unter mesozonalen Bedingungen gefaltet. Die Falten sind meist offen, besitzen aber im übrigen gleiche Achsenrichtung wie die Falten in der Permotrias des Roßkogelgebietes. Sowohl an der Basis als auch am Top des Troiseck-Kristallins fehlen Anzeichen einer stärkeren Mylonitisierung.

Die permotriassische Bedeckung der Mürztaler Quarzphyllite

Von den tieferen Schichtgliedern ist nur Semmeringquarzit, und der nur in geringer Mächtigkeit (unter 40 m) und nicht durchgehend, anzutreffen. Den Hauptanteil machen Karbonate aus, die in den Profilen Kapellen – Mattalkogel bzw. Dietlergraben – Kreuzschober jeweils 410 m Mächtigkeit erreichen. Es handelt sich hierbei vorwiegend um weiße, plattige Kalkmarmore (vgl. dazu auch GAAL, 1966, S. 111f.). Untergeordnet finden sich dunkle Bänderkalke, rosa Kalke, hellbraune Kalke, verschiedenfarbige Dolomite, gelbgraue Dolomitmergel, manganreiche Eisendolomite, sowie Kapellener Schiefer (siehe unten). Versuchen, die Karbonate litho- und biostratigraphisch näher zu unterteilen, waren wenig Erfolg beschieden. Zwei Fossilfundpunkte sind anzuführen: während im Fall der dolomitischen Kalke vom Grat S P. 1273 (Dietlergraben) eine nähere Bestim-

mung der Fossilien nicht möglich ist, handelt es sich im anderen Fall (hellgraue Dolomite 250 m NE P. 797, Hirschbachgraben) laut Auskunft von Prof. FENNINGER (Graz), der in entgegenkommender Weise von den Handstücken Dünnschliffe anfertigen ließ, zweifelsfrei um Diploporen. Die Lagerung der Karbonate ist bemerkenswert konstant flach: N-Fallen zwischen Feistritzgraben und Aiblboden, sehr flache E–W-Mulde am Kreuzschober, mittelsteiles NW-Fallen entlang einer Linie Mattalkogel – Eingang Dietlergraben, sehr flache Mulde als Unterlage der Mattalkogel-Deckscholle. Lediglich am Rücken E Arzberger ist an mehreren Punkten steiles Einfallen nach SE zu konstatieren.

Einige Anmerkungen zu den Kapellener Schiefen

Mit diesem Begriff werden üblicherweise vermutlich karnische, schwarze Schiefer und Sandsteine belegt. An der Typlokalität SW vom Bahnhof Kapellen treten neben den schwarzen Schiefen noch silbriggraue bis hellgrünliche, karbonatische Schiefer als max. 30 cm dicke Einschaltungen in gebankten Rauhacken und Dolomiten auf. Ähnliche helle Schiefer sind am Ende des Forstweges, der vom Wodl (Dietlergraben) unter den Mattalkogel führt, mindestens zweimal dick gebankten, rauhackigen Dolomiten eingeschaltet. Am Rücken, der von P. 1111 zum Dietler hinunterzieht, scheint ebenfalls eine Wechselfolge von Dolomiten und (diesmal wieder schwarzen) Schiefen vorzuliegen. Derzeit bestens aufgeschlossen sind die Kapellener Schiefer im Bärntalgraben, bereits jenseits der Mürz, an der Zufahrt zum Schurschlbauer. Schwarze Schiefer und Sandsteine, aber auch hellgraue Schiefer und rötliche Dolomitschiefer wechsellagern hier mit mittelsteil N-fallenden, gebankten Dolomiten, deren Farbskala von weiß über hellgrau, rosa und blaugrau bis fast schwarz reicht. Gelegentlich ist Laminierung zu beobachten. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt rund 70 m. Schwarze Schiefer und Sandsteine stellen daher höchstens Formationsglieder dar. Für die kurz beschriebene Vergesellschaftung Dolomite/Schiefer wird als Arbeitsbegriff „Kapellener Schichten“ vorgeschlagen. Der genaue Umfang dieser Formation ist zur Zeit noch nicht bekannt.

Diskussion

Die bisherigen Bearbeiter (CORNELIUS, 1952; GAAL, 1966) hatten bei der Interpretation der Geologie des Roßkogelgebietes mit verschiedenen Schwierigkeiten zu kämpfen, denen nur „mit Konzept“ beizukommen war.

1) CORNELIUS kam als entschiedener Gegner der KOBBER'schen Thörler Decke am Greuteck in Bedrängnis (vgl. Fußnote 120, S. 175). Eigentlich entgegen dem Geländebefund (S. 176) spricht er hier von „heraufspießender Semmeringtrias“. Doch ist ein Heraufspießen bei einem gleichzeitig existierenden „Arzkogelgewölbe“ (S. 172) durchaus vorstellbar, zumal der Phyllitkern dieses Gewölbes „... längs des Arzbachgrabens ... ziemlich zusammenhängend von seinem Sedimentmantel bedeckt ...“ ist (s. 173). Die Gewölbeachse soll beim Arzegger (heute Arzberger) abtauchen, wodurch sich die Karbonate des N- und des S-Flügels vereinigen. Jenseits der Mürz soll sich das Arzkogelgewölbe in den steilgestellten Semmeringkalken längs des Raxengrabens fortsetzen (s. 183). Auf diese Antiklinale folgt im S eine Synklinale, die Kapellener Mulde (S. 182): sie bein-

haltet W der Mürz die Mattalkogel-Deckscholle, E der Mürz die Drahtkogel-Deckscholle.

- 2) GAAL konnte nachweisen, daß der Kern des vermeintlichen Arzkogelgewölbes dem nächsthöheren Stockwerk, dem Troiseck-Kristallin, angehört (s. 132f.). Die Permotrias des Greutecks und des Arzbachgrabens behalten jedoch ihre unterostalpine Position – die Semmeringserie soll hier diskordant aufgeschürft worden sein (S. 140, S. 143). Eine überragende Bedeutung nimmt bei GAAL die „Kappellener Mulde“ ein, die allerdings mit der Version von CORNELIUS nichts gemein hat (S. 141f.): die Karbonate im Hangenden des Mürztaler Quarzphyllites bilden den aufrechten, das Roßkogelporphyroid und die permoskythischen Metasedimente des Roßkogelgipfels den inversen Schenkel einer von S nach N eingewickelten, liegenden Mulde. Aufrechter und inverser Schenkel zeigen eine gewisse tektonische Selbständigkeit, da zwischen ihnen eine diskordante Abscherungsfläche verläuft. TOLLMANN (1977, S. 181) mißt dieser Abscherungsfläche den Rang einer Deckengrenze bei, durch die Teildecken des Unterostalpins getrennt werden.

Wie oben angeführt besteht nach der Neuaufnahme keine Veranlassung, Greuteck bzw. Permotrias des Arzbachgrabens als Unterostalpin-Aufbruch zu deuten. Dies ergibt sich nicht nur aus den Lagerungsverhältnissen, sondern auch aus dem Vergleich der karbonatischen Schichtglieder. Am Greuteck oder im Arzbachgraben fehlen die hellen Kalke und Dolomite, die am Mattalkogel, Kreuzschober und im Globoggengraben so große Mächtigkeit besitzen. Umgekehrt vermißt man an den drei genannten Lokalitäten die gebankten, dunklen Dolomite; auch sind die dunklen, z. T. gebänderten Kalke hier nur kümmerlich entwickelt! Diese unterschiedliche Karbonatentwicklung ist auch ein Grund, die beim Arzberger abtauchende Antiklinale zu bezweifeln (der stark von Verrucano überrollte Semmeringquarzit der Höhe 1027 läßt sich ja als nach SE verschobene Fortsetzung des Quarzits vom N-Abfall der Hinterleitneralm deuten!). „Kappellener Mulde“ wird wieder im Sinn von CORNELIUS (1952) verstanden, das Roßkogelporphyroid – wie bei CORNELIUS – in enge Beziehung zum Troiseck-Kristallin gesetzt.

Mittelostalpine Permotrias setzt sich somit nicht nur in Form von Tattermannschiefern weiter nach E fort, mindestens bis zum Mürzquertal.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär des mittleren Mürztals auf den Blättern 103 Kindberg und 104 Mürzzuschlag*)

Von JOSEF NIEVOLL (auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde das Mürztal zwischen Kindberg und Hönigsberg (Ganzbachmündung). Aus Übersichtsgründen werden – wie bei CORNELIUS (1938) – die einzelnen Talabschnitte getrennt besprochen.

a) Umgebung von Kindberg

Auf der N-Seite des Mürztals treten ca. 30 m über der heutigen Talsohle am Georgiberg, beim Schloß Oberkindberg und zwischen Schwaig- und Kindthalgraben überschotterte Verebnungen auf. Die Schotter am Georgiberg, nach CORNELIUS 4 m mächtig, sind Ablagerungen der Mürz (gut gerundete Gerölle, Durchmesser bis 30 cm; dominierend Blasseneckporphyroid, Rest-

quarz und Konglomerate/Sandsteine der Präbichlschichten – dazu noch Semmeringquarzit, Lydit und diverses Kristallin; CORNELIUS fand auch Triaskalke). Laut CORNELIUS sind dieselben Schotter auch beim Schloß Oberkindberg vorhanden, derzeit ist davon nichts zu sehen. Zwischen Schwaig- und Kindthalgraben umfaßt das Geröllspektrum (Fahrwegböschung auf 625 m) mittel- und unterostalpinen Kristallin (dominierend), Kalkalpin und Komponenten der Grauwackenzone (untergeordnet). Die Schotterüberstreuung reicht bis auf 700 m.

Den Untergrund dieser Verebnungen bildet Grobgnais. Am Ausgang des Schwaiggrabens scheint die Verebnung auf die ins Tertiär eingestuftes Grobschotter überzugreifen. Unter Verebnungen werden im folgenden nicht so sehr Felsterrassen im eigentlichen Sinn verstanden, als vielmehr Hänge, die nach einem Steilstück mit sehr geringer Neigung bergan ansteigen.

Bezüglich der altersmäßigen Einstufung der Verebnungen und der Überschotterung besteht Übereinstimmung mit CORNELIUS: Altquartär (Präglazial). Wie weiter unten beschrieben, können diese Verebnungen, die auf der N-Seite des Tales bis Hönigsberg immer wieder anzutreffen sind, zu einem alten Talboden verbunden werden, der rund 30 m höher liegt als das heutige Mürztal.

Rund 15 m über dem heutigen Talboden liegt die Oberkante von Schotterkörpern NW vom Stadtzentrum und am Ausgang des Kindthalgrabens. Im Geröllspektrum der Schotter NW vom Stadtzentrum dominiert Grobgnais, kalkalpine Gerölle belegen eine Beeinflussung durch die Mürz. Wie der 5 m tiefe Einschnitt der S. 6 zeigt, handelt es sich um eine Schotterterrasse. Am Ausgang des Kindthalgrabens liegen Grobschotter vor (Gerölle häufig nur kantengerundet, Durchmesser um 10–20 cm, max. 80 cm). Die Gerölle entstammen dem unmittelbaren Hinterland: stark überwiegend Grobgnais und Rittiser Quarzit, vereinzelt Troiseck-Kristallin (Schottergrube Friedauhöhe).

Das Stadtzentrum liegt auf einer Niederterrasse. Am klarsten abgrenzbar, weil in unverbautem Gelände liegend, ist die Niederterrasse vom Friedhof. Die Abstufung zur Mürzau beträgt hier 2–3 m. Zu den vorhin erwähnten beiden Schotterkörpern besteht somit ein deutlicher Höhenunterschied. Wurden die Schotter der Niederterrasse im Würm abgelagert, so müssen die beiden erwähnten Schotterkörper ribzeitlich sein.

Der Kindthalbach befindet sich gegenwärtig im Aufschüttungsstadium (Schwemmfächer der Friedauhöhe).

Am Ausgang des Schwaiggrabens sind linksseitig Grobschotter und Sande in 20 m Höhe und 90 m Breite aufgeschlossen. Untergrund ist kaum verwitterter Grobgnais (580 m). Darüber liegen sählig hellgraue, bindige Sande, Kiese und limonitisch verkittete Sande in Wechsellagerung (1 m). Im W-Teil der Schottergrube folgen bis oben Grobschotter (20 m). Komponenten sind ausschließlich Grobgnais und Rittiser Quarzit, häufig nur kantengerundet. Einzelne Blöcke erreichen einen Durchmesser von 1 m. Die Grobgnaisgerölle sind frisch. Die Grobschotter verzahnen sich in der oberen Hälfte gegen E mit Sanden. Diesen Sanden eingeschaltet sind Schotterlinsen, cm-dicke Lagen von limonitisch verkittetem Grobgnaisgrus (Korngröße 0,5–2 cm, ohne jegliche Feinanteile) und hellgraue, bindige (Fein-)Sande. Gegen eine Einstufung ins Tertiär sprechen der kaum verwitterte Untergrund und die unverwitterten Grobgnaisgerölle. Eingestuft wurden die Grobschotter und Sande nach einigem Schwanken jedoch ins Tertiär. So konnten die grauen, bindigen Sande bzw. die limoni-

tische Verkittung einzelner Sand/Gruslagen in zweifelsfreien quartären Ablagerungen nicht festgestellt werden, in tertiären hingegen sehr wohl. Auch scheint die (heute weitgehend abgebaute) Verebnung auf 600 m eine Fortsetzung des E anschließenden flachen Grobgnaisgeländes zu sein. Bei einem quartären Alter der Grobschotter wären folgende Tatsachen schwer verständlich:

- 1) die Oberfläche der Schwaigbachgrobschotter liegt um gut 10 m höher als die Oberfläche des rißzeitlichen Kindthalbach-Schwemmfächers, und
- 2) besitzt der Schwaigbach ein wesentlich geringeres Einzugsgebiet als der Kindthalbach. Es ist wenig wahrscheinlich, daß der Schwaigbach in der Lage war, einen größenordnungsmäßig gleich großen Schwemmfächer aufzuschütten wie der Kindthalbach. Auch die Annahme eines ungleichen Alters der Schwemmfächer – prärißzeitlich (d. h. mindelzeitlich) für den Schwaigbach, weil rißzeitlich für den Kindthalbach – ist eine wenig befriedigende Lösung.

Auf der S-Seite des Mürztales ist die Vorderkante der 600 m-Verebnung im SW Kranzbauernviertel einigermaßen festzulegen.

b) Der Wartbergkogel

Auf der Verebnung des Wartbergkogels (717 m) liegen, zu Haufen zusammengetragen (künstliches Restspektrum?), gut gerundete Gerölle von Restquarz, Rittiser Quarzit und Präbichkonglomerat (Durchmesser jeweils bis 40 cm).

Die Schotter in der Umgebung des Ellerbauern besitzen ein anderes Spektrum: stark dominierend Quarzphyllit, dazu vereinzelt Restquarz, Grobgnais und Traibachschiefer – ein Sprengnitzbachspektrum. Die Gerölle sind frisch, häufig nur kantengerundet und erreichen Durchmesser bis 50 cm (aufgelassene Schottergrube N Ellerbauer). Diese Schotter reichen zungenförmig auch auf die Kindberger Seite hinunter. An Brüchen eingesenkt sind diese Schotter hier wohl nicht, da gegen S pflanzenführende Miozänmergel in ruhiger Lagerung anschließen. Wahrscheinlicher ist, daß vor der Tieferlegung des Sprengnitzbaches die Wartberger Seite vom Grund vollständig überschottert wurde, auf die Kindberger Seite dagegen nur ein einzelner Schwall von Sprengnitzbachschottern niedergegangen ist.

Die Ellerbauerschotter sind somit jünger als die Schotter vom Wartbergkogel und älter als die Tieferlegung des Sprengnitzbaches. Die Schotter vom Wartbergkogel können mit den hochliegenden Schotterresten zwischen Schwaig- und Kindthalgraben verglichen werden (Mürzspektrum!). Dort wurde altquartäres (präglaziales) Alter erschlossen. Die Tieferlegung des Sprengnitzbaches muß vorwürmzeitlich erfolgt sein. Im Gegensatz zu den rißzeitlichen Schwemmfächern des Kindthal-, Freßnitz-, Trai- und Pretulbaches (siehe unten) fehlten an der Sprengnitzbachmündung die 10–15 m hohen Steilböschungen. Für rißzeitliche Ablagerungen allein reichen die Ellerbauerschotter zu hoch hinauf, es sind gewiß auch mindelzeitliche Aufschüttungen beteiligt. Die Morphologie gibt keine Anhaltspunkte für eine Trennung.

Im geschichteten Grobgnaisgrus vom S-Fuß des Wartbergkogels sind Grobgnaisblöcke eingestreut, allesamt sehr stark verwittert. Der Gleichstellung mit dem Grobgnaisgrus E St. Lorenzen (ÖK 134 Passail) durch

CORNELIUS (1938, S. 107, Fußnote 1) kann nur zugestimmt werden.

NW vom Heuselbauer tragen die flach S-fallenden Mergel und Sande eine Runzelung (Einengung in NW–SE). Zum Quarzphyllit im S muß der Kontakt störungsbedingt sein. Derzeit gibt es keine Hinweise auf die Streichrichtung dieser Störung.

c) Südliche Talseite bei Wartberg – Mitterdorf

Grobschotter treten beim Wartberger Friedhof und am Zeller Weg auf. Die Grobschotter vom Wartberger Friedhof stellen den östlichen Ausläufer der Ellerbauerschotter dar. Die vom Zeller Weg sind grundsätzlich gleich beschaffen. Sie liegen hier auf miozänen Kiesen (kleiner Aufschluß an der untersten Kehre der Auffahrt zum Zeller Weg), womit die Mutmaßungen von CORNELIUS (S. 109), die „groben Hangendschotter“ könnten weit unter die heutige Talsohle reichen, hinfällig sind.

Einblick in die miozäne Schichtfolge gewähren zwei Kiesgruben S Wartberg. Es liegt eine Wechsellagerung von Sanden und gut sortierten Kiesen vor, letztere sind teilweise konglomeriert. Die Gerölle sind gut bis sehr gut gerundet, ihr Durchmesser beträgt rund 2 cm, max. 10 cm. Das Spektrum ist bunt (Restquarz, diverses Kristallin, zentralalpine Permotrias, Kalkalpin – es fehlen anscheinend Grauwackenzone und Gosau). Auf den Schichtflächen der Konglomeratbänke sind z. T. massenhaft Pflanzenhäcksel und Abdrücke großer Blätter und Holzteile zu finden. In der westlichen der beiden Kiesgruben (Kiesgrube Schalk) fallen die Schichten mittelsteil nach S, der Gradierung und Geometrie von Kieselinseln zufolge ist die Schichtfolge nicht überkippt. Kleine synsedimentäre Verwerfer (Versetzungsbeträge bis 10 cm) sind zu beobachten. Die östliche Kiesgrube liegt knapp N vom Grundgebirgsrand. Die Schichten fallen hier steil nach N.

Vom alten Kohlenbergbau SW vom Höhenpunkt 594 sind noch Halden (teilweise abgebrannt) und ein mehrere Meter tiefer Schurfgraben zu sehen.

Im Mürztal selbst sind in diesem Talabschnitt keine Terrassen zu erkennen.

d) Nördliche Talseite bei Wartberg – Mitterdorf

Die aus der Kindberger Gegend bekannte Verebnung 30 m über dem heutigen Talboden ist S Gallus, S der Siedlung am Bergl und E der Rote-Kreuz-Siedlung festzulegen.

Einige Unklarheit besteht über das Alter der kleinen Schottervorkommen am Ausgang des Veitschgrabens sowie mürzabwärts beim Vogel & Noot-Wehr und gegenüber dem Eisenwerk Breitenfeld. Die Gerölle dieser Schotter sind gut gerundet und frisch, ihr Durchmesser liegt bei 10–15 cm, maximal 30 cm. Ein weiteres Kennzeichen ist der hohe Anteil von Komponenten aus Blasenackporphyroid und Präbichkonglomerat. Werfener Schichten und Radschiefer sind stets vertreten. Der Anteil von Restquarz, Grobgnais, Quarzphyllit und Troiseck-Kristallin schwankt von Vorkommen zu Vorkommen. Gegenüber dem Schloß Pichl sind als Besonderheit Karbonsandsteine und erzführende Kalke zu finden. Wie schon CORNELIUS hinweist, fehlt Kalkalpin auffallenderweise gänzlich.

In der Karte wurden diese Schotter als prärißzeitlich bezeichnet. Den Ausschlag dafür gab das Vorkommen auf der altquartären Verebnung E Rote Kreuz-Siedlung. In Konflikt dazu stehen die zwei kleineren Vorkommen mürzabwärts. Ihre Auflagerungsfläche streicht rund 8 m

über dem Münzniveau aus, also deutlich tiefer als die altquartäre Verebnung – und als Zubringer kommt doch nur die Veitsch in Betracht!

CORNELIUS hat diese Schotter samt und sonders als „feine Basisschotter“ bezeichnet, gestützt auf das zweifellos gewichtige Argument, jeder jüngere Schotter müßte reichlich kalkalpine Gerölle führen. Parallelisiert werden die „feinen Basisschotter“ von CORNELIUS mit den Schottern vom Mehlstübl; dem kann nur zugestimmt werden. Das Zusammentreffen von pliozäner Oberfläche und miozänen Schottern soll am Mehlstübl zufällig sein (CORNELIUS, 1938, S. 111). Lügen tatsächlich „feine Basisschotter“ vor, wäre das Zusammentreffen der Schotter genannter Zusammensetzung und der altquartären Verebnung E der Rote-Kreuz-Siedlung neuerlich zufällig. Zwei Zufälle sind denn doch zuviel! Daher neige ich zur Ansicht, daß im Pliozän und im Altquartär aus dem Gebiet der Hohen Veitsch keine Kalke angeliefert wurden. Erklärungen habe ich hierfür keine.

e) Nördliche Talseite zwischen Mitterdorf und Langenwang

An der Rittiser Straße sind am Waldrand N der aufgelassenen Schottergrube Zangl unter 60 cm Grobgnais-Hangschutt – mehr schlecht als recht – gut gerundete und sortierte Kiese aufgeschlossen (Gerölldurchmesser 1–5 cm). An Komponenten treten auf: Blasseneckporphyroid, Radschiefer, Werfener Schiefer, Präbichlkonglomerate und schwarze Lydite, immer in frischem Zustand. Die Ähnlichkeit zu den prärißzeitlichen (?) Schottern am Ausgang des Veitschgrabens ist sehr groß, doch sprechen hellgraue, bindige Sande hier für ein miozänes Alter. Im Wald oberhalb ist die Verbreitung dieser Kiese nur gefühlsmäßig festzulegen. Hypothetisch ist auch, ob bergwärts die Kiese gleicher Körnung anschließen, die auf ca. 650 m reichlich kalkalpine Gerölle führen.

Der Karnerkogel, der sich 180 m über den heutigen Talboden erhebt, wird aus Kiesen, zum geringen Teil auch aus Sanden aufgebaut; erstere sind in der unteren Hälfte fast immer konglomeriert. Geröllspektrum, Geröllgröße (im allgemeinen unter 10 cm) wie auch Rundung (sehr gut) sind von unten bis nach oben bemerkenswert konstant. Ein Spektrum vom E-Fuß des Kogels (untere Sommersiedlung, 620 m): sehr häufig sind kalkalpine Gerölle; häufig Quarzphyllit, Restquarz und Semmeringquarzit; selten Orbitoidensandstein, Gosaubrekzien, Verrucano, Blasseneckporphyroid, Präbichlkonglomerat und sehr stark verwittertes Kristallin. In der Schottergrube N Karner (750 m) ist Kalkalpin sehr häufig; häufig sind Restquarz, Semmeringquarzit, Orbitoidensandstein, Gosaubrekzien und Quarzphyllite; selten sind Aplite/Pegmatoide (weißes Gesteinsmehl), Grobgnais (vergrust), Roßkogelporphyr/Blasseneckporphyroid (graugrünes Gesteinsmehl), Uralit-Biotitschiefer (ebenfalls nur Leichen) und schwarzer Lydit. Auch die Lagerung ist konstant söhlig. Nach E reichen diese Kiese über den Massinggraben hinweg bis zum Schragel. Nach W reichen die Kiese bis nach Rittis, wie die schöne fining-upward-Sequenz (Grobkeiskonglomerat bis pflanzenführende Mergel) an der Zufahrt zum Grossenbauer, gleich E der letzten Häuser, beweist. Das Münztal Tertiär erreicht vermutlich zwischen Freßnitz und Krieglach seine größte Mächtigkeit (706,5 m im Bohrloch 4, KG Freßnitz, plus die 180 m vom Karnerkogel bzw. die 100 m vom Magritzer).

Probleme schaffen wiederum die „Basisschotter“ N vom Karnerkogel. Anfangs der 30er Jahre waren N vom Weiker längs des Weges Aufschlüsse häufig (CORNELIUS, 1938, S. 112). Genannter Autor berichtet von sandigen Tonen und feinen Schottern (Durchmesser der Gerölle meist unter 2 cm), die reichlich Gerölle aus Veitscher Karbon und Troiseck-Kristallin führen. Die Schichtung soll mit 20° und darüber gegen Süd fallen. Heute muß man mit einem geröllübersäten Maisacker unmittelbar E Weiker vorlieb nehmen. Die Gerölle sind gut gerundet, messen zwischen 5–8 cm, vereinzelt bis 20 cm. Das Spektrum besteht zu gleichen Teilen aus Semmeringquarzit/Verrucano, Troiseck-Kristallin (Pegmatoide/Aplite, Muskowitgneise) und Sandsteinen/Phylliten des Veitscher Karbons. Weiters wurde notiert: Kalkalpin, zentralalpiner (?) Kalk, Quarzphyllit (jeweils Einzelstücke). Die Gerölle sind frisch.

Zur Zeit existiert ein einziger (winziger) Aufschluß in den „Basisschottern“, und zwar am Rücken W Adambauer. Die Lagerung ist hier anscheinend söhlig; als Besonderheit wurde ein Uralit-Biotitschiefer bestimmt. Im Wiesengelände um den Grossenbauer finden sich überall die auffälligen Karbongeröllchen – auch dort, wo man dem ausgeprägten Relief und dem Grus zufolge längst Grobgnais als Anstehendes vermuten würde. Der Verdacht, daß hier umgelagerte „Basisschotter“ vorliegen, wird beim Aufschluß an der Zufahrt zum Grossenbauer (siehe oben) zur Gewißheit: zwischen den pflanzenführenden Mergeln und der Grasnarbe sind im 25 cm mächtigen Boden Rollstücke und Splitter von Grobgnais bunt gemischt mit Karbongeröllchen (in der Legende zur Karte sind die umgelagerten „Basisschotter“ versehentlich ins Tertiär gerutscht, korrekterweise müßten sie im Quartär aufscheinen).

Ohne die Angaben von CORNELIUS hätte ich die Basisschotter jünger als die Kiese vom Karnerkogel eingestuft, weil sie auf jenen scheinbar draufliegen.

CORNELIUS zählte zu seinen „feinen Basisschottern“ auch die Kiese NW Feistritz. Ein kleiner Aufschluß zeigt sehr flach gegen S fallende, gut gerundete und sortierte Kiese (Durchmesser 2–5 cm, vereinzelt bis 20 cm). Im Spektrum dominiert Quarzphyllit, dazu sind noch Semmeringquarzit/Verrucano vorhanden, sehr selten auch Kalkalpin und stark zersetzte Amphibolite des Troiseck-Kristallins. Den Kiesen eingeschaltet sind 5–20 cm dicke Lagen von hellgrauen (Fein-)Sanden. In der eigenen Kartierung wurden diese Kiese den normalen miozänen Kiesen zugeordnet.

Dieselbe Zusammensetzung, Korngröße und Rundung wie die Kiese vom Karnerkogel besitzen die Kiese E vom Sonnwendhof.

Durch die Verlegung der Bahn wurde der Schwemmfächer des Offenbaches angeschnitten. Der Schwemmfächer wird aus schlecht sortierten und häufig nur kantengerundeten Grobschottern aufgebaut, in denen Quarzphyllit gegenüber Roßkogelporphyr leicht dominiert.

Grobschotter sehr ähnlicher Zusammensetzung und Charakteristik liegen am Rücken hinter dem Forstamt Krottenhof 8–10 m über dem heutigen Bachbett. Sie treten auch N der markanten Verebnung auf (Böschung des Weges, der vom Jagergaberl nach N führt).

Hinsichtlich Höhenlage und Beschaffenheit sind diese Grobschotter mit den Ellerbauerschottern (siehe oben) zu vergleichen. Grobschotter dieser Art sind stets auf die Mündungsgebiete der größeren Seitenzubringer beschränkt. Das heißt, daß sie nach Fixierung des Ent-

wässerungsnetzes abgelagert worden sind – was gegen ein hohes (miozänes) Alter dieser Grobschotter spricht. Am Offenbach wie auch am Sprengnitzbach scheint es, daß die Tieferlegung der Seitenzubringer im Mündungsbereich nicht Schritt halten konnte mit der altquartären (präglazialen) Tieferlegung des Mürztales. Bei der ersten kräftigen Akkumulationsphase gelangen dann Grobschotter relativ nahe der Mündung des Seitenzubringers relativ hoch, auf dem alten Talboden, zur Ablagerung. Der Mürzbach bei Mürzhofen (ÖK 134 Passail) hat diese Tieferlegung bis heute nicht vollzogen: nach Verlassen des Grobgnaisareales vom Herrnberg fließt er zunächst auf der altquartären (präglazialen) Verebnung dahin (auf Miozänmergeln!), bevor er das eigentliche Mürztal erreicht.

f) Südliche Talseite zwischen Mitterdorf und Langenwang

Den detaillierten Ausführungen von GOLDBRUNNER (1979 und 1981) über Quartär und Hydrogeologie der Schwöbing ist nichts Wesentliches hinzuzufügen.

Die Zusammensetzung des (riesigen) würmzeitlichen Schwemmfächers des Freßnitzbaches wurde beim VOEST-Werk Krieglach studiert: Grobschotter (Geröll-durchmesser zwischen 10 und 30 cm, max. 60 cm) mit kantengerundeten bis schlecht gerundeten Geröllen; dominierend Quarzphyllit, dazu noch Grobgnais, Restquarz und Traibachschiefer.

Die rißzeitlichen (wie auch die mindelzeitlichen) Schwemmfächerablagerungen von Freßnitz- und Traibach besitzen grundsätzlich gleiche Beschaffenheit. In der NE-Ecke des rißzeitlichen Freßnitzbachschwemmfächers (neue Siedlung S der Bundesstraße) wurden zusätzlich vereinzelt Weißschiefergerölle gefunden.

In der Schottergrube gegenüber Feistritzhof treten neben dem Grundspektrum (vorwiegend Quarzphyllit, dazu Grobgnais und Restquarz) vereinzelt noch Weißschiefer, grobkörnige Biotitgneise (Herkunft unbekannt, deutliche Verwitterungserscheinungen) und unterostalpine Kalke/Dolomite (mit stark angelöster Oberfläche) auf. Dachziegelartig gelagerte Quarzphyllitgerölle belegen den Antransport des Materials aus S. In keiner Abbauphase (Entnahme großer Mengen Schüttmaterials für die S 6) waren Störungen zu erkennen – ein Hinweis, daß nachrißzeitlich die tektonische Aktivität im Mürztal sehr schwach gewesen ist.

Zwischen den rißzeitlichen Schwemmfächern von Freßnitz- und Traibach liegen gleich hoch Ablagerungen der Mürz. In einem Kelleraushub beim Krieglacher Freibad zeigen die Terrassensedimente folgendes Spektrum: bestimmend zu etwa gleichen Teilen Quarzphyllit und Kalkalpen, dazu die ganze Suite des Einzugsbereiches der Mürz, einschließlich miozäner Mergelsteine. Verwitterungsanfällige Komponenten wie Blasseneckporphyroid oder Troiseck-Kristallin sind frisch. Im Vergleich zu den Schwemmfächersedimenten herrscht hier geringere Korngröße (im Mittel 10 cm, max. 30 cm), wesentlich bessere Sortierung und Rundung. In der gegenwärtig freigelegten Terrassenböschung in der Steinfeldstraße unmittelbar N der Schule (Krieglach) äußert sich der Einfluß des Höllbaches durch vermehrtes Auftreten von kantengerundeten unterostalpinen Kalken/Dolomiten.

Die Lehmgruben (Gondbauer Obstgarten, Ziegelwerk E Mitterdorf) sind in der 1–3 m mächtigen (Staub-) Lehmbedeckung der (prä-)rißzeitlichen Ablagerungen und nicht im Miozän umgegangen.

Zum Tertiär in diesem Talabschnitt. Bereits durch die Untersuchungen von GOLDBRUNNER ist von den „groben Hangendschottern“ eigentlich nichts übriggeblieben (CORNELIUS verwendet zwar diesen Begriff, den Code liefert aber S. 133). Die Grobschotter sind samt und sonders quartäre Bildungen (vgl. auch die Verteilung von Schwemmfächer-, Terrassen- und Schwemmfächersedimenten zwischen Freßnitz- und Traibach!). Das Miozän präsentiert sich in seiner großen Masse sehr einheitlich: wenn auch in den meisten der zahlreichen Aufschlüsse um den Magritzer, den Stefflbauer und den Urbanbauer im Geröllspektrum Restquarz und quarzreiches Kristallin im allgemeinen überwiegen, so sind die Kiese auf dieser Talseite doch ohne weiteres mit jenen vom Karnerkogel zu vergleichen. Stets ist reichlich Kalkalpin vertreten, auch Orbitoidensandsteine/Gosaubrekzien und Gerölle aus der Grauwackenzone. Einzelne Bänke sind zu Konglomerat verfestigt. Bezeichnenderweise überwiegen im (mittlerweile zubetonierten bzw. mit Strohmatte zugedeckten) Aufschluß an der Bundesstraße W Pöllerbauer kalkalpine Gerölle.

Zwischen Stefflbauer und Hellbauer wurden hellbraune Biogenschuttkalke (reich an Miliolinen, Santon?), gelbbraune Nulliporenkalke (Eozän?) sowie ein undeformierter saurer Vulkanit (Präbichlschichten oder jünger?) aufgesammelt.

Um den Magritzer herrscht söhliche Lagerung bis sehr flaches W-Fallen. Ebenfalls söhlig liegen die Schichten zwischen Stefflbauer und Hellbauer. E der Alplstraße ist derzeit die Grenze Miozän-Grundgebirge bloßgelegt. Grundgebirge sind hellgraue Dolomite, stark zerbrochen bzw. zu Mehl zerrieben. Das gegen N anschließende Miozän wird in einer Breite von 15 m von Kohlentonen aufgebaut. Der Kontakt zwischen beiden Formationen ist tektonischer Natur. Eingemessen wurde die Störungsfläche mit 155/80, die darauf liegende Striemung fällt mit 30° gegen SW. Der Bewegungssinn ist nicht erkenntlich. In der Sandgrube E der Einsattelung 733 (Kurze Illach) herrscht mittelsteiles Einfallen gegen SW. Nach gradierten Kies/Sandlagen ist die Lagerung aufrecht. In der Kiesgrube 200 m N Höhenpunkt 746 fällt die Schichtung flach gegen W. Aus deformierten Planorbis-Gehäusen ist eine rund 25 %ige Einengung in NE–SW zu ermitteln. Der NNW–SSE-verlaufende Abschnitt der Kurzen Illach folgt eine Störung, östlich der das Grundgebirge (Quarzphyllit) herausgehoben ist. An der Bundesstraße W Pöllerbauer liegt das Tertiär wieder söhlich.

g) Südliche Talseite zwischen Langenwang und Ganzbachmündung

Die quartären Sedimente hat GOLDBRUNNER (1979) beschrieben.

Heuer wurde durch den Ausbau der Umfahrung Langenwang der rißzeitliche Schwemmfächer des Pretulbaches neuerlich angeschnitten. Es liegen die üblichen Grobschotter vor, die abdeckende Lehmschicht ist 1,5 m dick.

Wie schon beim Freßnitzbach korrespondieren die beiden Flügel der Ganzbachmündung wohl materialmäßig, jedoch nicht höhenmäßig: die Oberfläche des linken Flügels liegt um 15 m höher als die rechte. Die Grobschotter, aufgeschlossen im Steinbruch Rosemann oder am Fahrweg in den Ganzgraben, führen an Komponenten fast ausschließlich frischen Grobgnais (Blöcke bis 1 m Durchmesser), sporadisch finden sich Quarzphyllit und Restquarz. Die Gerölle sind deutlich

besser gerundet als in den vergleichbaren, von Quarzphyllit dominierten Grobschottern – bei grundsätzlich gleicher Transportweite wohl materialbedingt.

Beim Haus Gutenbrunn 20 wurde in Grundgebirgsnähe ein kleiner Flecken von prärißzeitlichen Grobschottern ausgeschieden (dominierend Quarzphyllit; dazu noch Grobgnais, Semmeringquarzit, Verrucano und Restquarz; Durchmesser bis 40 cm, gute Rundung). Es mangelt an geeigneten Aufschlüssen, um diese Grobschotter näher zu charakterisieren bzw. ihre Verbreitung näher festzulegen.

Die beiden schmalen Tertiärstreifen S Langenwang und S Gutenbrunn sind eher als Verlegenheitslösungen zu betrachten – verlässliche Aufschlüsse bzw. Rollstücke fehlen.

Die Störung im Steinbruch der Marktgemeinde Langenwang im Pretulgraben besitzt gleiche Streichrichtung wie die Südrandstörung vom Alpl (siehe oben). Auch die Striemung fällt gleich ein. „Objets striateurs“ in der Reibungsbrekzie weisen auf linkssinnige Bewegungen hin.

Bei Hönigsberg wurde ein größeres Areal als „schichtungsloses Grobgnais-Blockwerk“ ausgeschieden. Ob es tatsächlich Miozän ist, sei dahingestellt, zumal talabwärts vergleichbare Bildungen nicht bekannt sind. Durch den Ausbau der S 6 wurden diese Sedimente in einer Mächtigkeit von 12–15 m angeschnitten. Die Farbe ist hellgrau, die festgelagerte, zähplastische Matrix ist stark mit Grobgnaisgrus durchsetzt. Die kaum gerundeten und unsortierten Grobgnaisblöcke (Durchmesser bis 1 m) sind sehr stark verwittert, weshalb beim ersten Hinblicken verwittertes Anstehendes diagnostiziert wurde. Vereinzelt treten Quarzphyllitgerölle auf. Für Tertiär sprechen die hellgraue Farbe, die fortgeschrittene Verwitterung der Grobgnaisblöcke und der Kompaktionsgrad.

Im Steinbruch Rosemann auf der linken Seite der Ganzbachmündung sind unter Ganzbachschottern Semmeringquarzit, Alpiner Verrucano und Roßkogelporphyr in inverser Lagerung aufgeschlossen (ss 150/46). Zwischen aufgewittertem Grundgebirge und den Ganzbachschottern liegen 7 m mächtige Grobschotter und Sand (auf der Karte nicht eingezeichnet). Von den Gerölle sind Grobgnais, Quarzphyllit und Roßkogelporphyr stark zersetzt, Semmeringquarzit bleibt von der Verwitterung unbeeinflusst. In der sandigen Matrix finden sich Fetzen feingeschichteter roter Tone. Auch in diesem Fall überrascht der hohe Kompaktionsgrad – die 6 m mächtigen Ganzbachschotter reichen zur Erklärung wohl nicht aus! Altersmäßig besteht Verdacht auf Präquartär.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg*)

Von WOLFGANG PAVLIK (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Gebiet Student – Sauwand – Tonion sind Serien vom Paläozoikum bis in das Tertiär aufgeschlossen.

Das Studentgebiet wird von mehreren tektonischen Einheiten aufgebaut. Im Norden, östlich Steinbauerkogel ist der südlichste Ausläufer der Halltal-Deckscholle mit Haselgebirge und Werfener Schichten aufgeschlossen. Über dieser zur Brunntal-Deckscholle (Hallstätter Decke) zählenden Einheit liegt, entlang einer Linie Höllgraben – Hasenspitz – Steinbauerkogel überschoben, die Tribein-Schuppe. Diese Schuppe,

als südliche Fortsetzung der Göller-Decke aufgefaßt, wird zum überwiegenden Teil von Dachsteinkalken aufgebaut. Im Hangenden dieses Kalkes sind entlang des Schafkogels Mytilidenplatten der Kössener Schichten entwickelt. Weiter im Süden sind noch Starhembergkalke zwischengeschaltet. Allgäuschichten komplettieren die Schichtfolge. Diese Einheit baut den Kern des Steinbauerkogels, des Hiasbauerriegels und des Schafkogels auf. Entlang des Falbersbaches bildet sie die ersten Felsstufe zum Student hin. Im Norden des Student liegt oberhalb der oben genannten Schuppe ein Schürfling der Grauwackenzone. In diesem Schürfling sind Phyllite, Chlorit-Aktinolith-Schiefer, Kalkschiefer und Karbonate entwickelt. Diese Einheit keilt gegen Süden, westlich der „Roten Mauer“ aus und bildet eine Verebnung oberhalb der Tribein-Schuppe. Die überlagernde Brunntal-Deckscholle zeigt eine Schichtfolge mit Haselgebirge, Werfener Schichten, Graue Aniskalke (braune Stinkkalke), Steinalm-Wettersteinkalk, Hallstätter Kalken (Roter Bankkalk, Hangendrotkalk), „Reithmauerkalk“ und Ruhpoldinger Schichten. Diese Serie bildet die Verebnung oberhalb der Tribein-Schuppe und den untersten Bereich der Felsstufe zum Studentplateau hin. Die Student-Deckscholle (Schneeberg-Decke) weist Gutensteiner Schichten, (Steinalm-)Wettersteinkalk, „Reithmauerkalk“ und Ruhpoldinger Schichten auf.

Die Verebnung in Schöneben wird von Biogenschuttalken der Kössener Schichten (Tribein-Schuppe) aufgebaut. Vereinzelt sind Rollstücke der Kambühelschichten vorhanden. Oberhalb von Schöneben gegen Höhenreith hin liegen Haselgebirge und Werfener Schichten der Brunntal-Deckscholle. Der kleine Hügel südlich Kote 1169 erweist sich als Antiklinale von Dachsteinkalken der Tribein-Schuppe unter dem Permoskyth der Brunntal-Deckscholle. Nördlich des Brunnbaches sind, entlang des Hanges gegen die Rennerhütte hin, Dachsteinkalke und Allgäuschichten der Tribein-Schuppe aufgeschlossen. Südlich dieses Anrisses sind erneut Serien der Brunntal-Deckscholle ausgebildet. Oberhalb der Schuppe liegen entlang der Forststraße unterhalb Rabenmauer Zlambachschichten der Hallstätter Decke. Die Grauwackenzone am Freinsattel keilt gegen Osten aus. Nördlich der Rennerhütte liegt die Brunntal-Deckscholle direkt auf der Tribein-Schuppe der Wildalpe. Zwischen Rennerhütte und Moosbrand sind einige Späne aus Gutensteiner Schichten und Wettersteinkalken in die Permoskyth-Schichtfolge eingespießt. Diese Gesteine gehören zu einem größeren Areal dieser Serien am Reiterkogel, Kohlanger und am Höhenzug östlich Gschwandt. Diese Deckscholle (Reiterkogel-Deckscholle, Teil der Schneeberg-Decke wie die Student-Deckscholle) wird von der Brunntal-Deckscholle unterlagert. Diese ist am Kohlanger sehr gut zu beobachten.

Das Gosaubecken von Mooshuben wird von Dachsteinkalken der Tribein-Schuppe und von Haselgebirge und Werfener Schichten der Brunntal-Deckscholle unterlagert. Diese Abfolge ist nördlich Freingraben ausgebildet. Der Hügel nordwestlich Gasthof Steinacher weist an der Oberfläche Orbitoidenkalke der Kreide auf. Der Kern besteht aber aus Dachsteinkalken der Tribein-Schuppe, wie die Felsen am Südrand des Blattes 73 zeigen.

Die Sauwand besteht aus Dachsteinkalken und Aflenzer Kalken. Auf der Ostschulter nördlich Eibelbauer überlagern Kambühelkalke den Rhätalkalk. Diese Paleozänkalke sind rund um das Gosaubecken zwischen 900

und 1100 m verfolgbar. Sie liegen direkt den Dachsteinkalken auf und sind nur auf Grund des Farbunterschiedes (Dachsteinkalk grau, Kambühelkalk weiß-gelb) unterscheidbar. Der Stockbauerkogel wird auf seiner Südostseite von Dachsteinkalken und auf seiner Nordwestseite von Zlambachschichten aufgebaut. Das Gosau-Becken von Mooshuben weist Nierentaler Schichten, Orbitoidenkalk, Kambühelkalk und Sandsteine und Konglomerate des Paleozäns auf.

Die Tonion wird zum überwiegenden Teil von Dachsteinkalken gebildet. Südlich Freingraben in einer kleinen Verebnung wird der Rhätalk von Permoskythserien der Brunntal-Deckscholle überlagert. Gegen Süden, westlich Siebenbrunnen, bilden Zlambachschichten das Hangende der Dachsteinkalke. Der Natternriegel zeigt über den Rhätiriffkalken Starhembergkalke. Die Felswand östlich des Fallersbaches (40 m südlich der Wegkreuzung), die bisher als Starhembergkalk angesehen wurde, ist durch einige Conodontenproben als Hangendrotkalk einzustufen. Südlich einer Störung bilden Zlambachschichten den Talgrund. Diese Rhätmergel bilden den Sattel zwischen Dürriegelalm und Buchalpenkreuz sowie den Herrenboden. Hier überlagern sie Dachsteinkalke.

Im Gebiet Sauwand – Tonion wird die Mürzalpen-Decke von Zlambachschichten der Naßköhrschuppe (Proles-Decke) überlagert.

Blatt 104 Mürzzuschlag

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen am Westrand der Rax auf Blatt 104 Mürzzuschlag*)

Von WERNER LEITHNER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Herbst 1984 wurden an der Westseite der Rax Teile des Südhanges des Grabner Gupf (= Hoher Gupf) untersucht und einige Teilprofile aufgenommen. Auf Grund fehlender Makrofossilfunde basieren die bisherigen Interpretationen auf lithologischen Vergleichen. Daher erscheint eine Klärung der stratigraphischen Verhältnisse vorrangig zu sein. Durch die bisher gewonnenen Ergebnisse wird diese Annahme bestätigt.

Die Werfener Schichten im Altenberger Tal (rote und grüne Siltsteine, z.T. mit Wühlgefügen, Bivalven, Strömungsmarken und mineralisierten Anteilen) sind zumindest z.T. als zugehörige Basis der Schichtfolge von Gupf und Rax anzunehmen. Eine detaillierte Untergliederung wurde auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse erschwert. Kalkige Anteile bilden deutliche Rippen. Einzelne Teile der Kalke zeigen deutliche Anteile an Biogenschutt, ihre Stellung zu den Werfener Schichten erfolgt nur auf Grund der Lage. Mikrofazielle Belege fehlen noch, eventuell sind einzelne Vorkommen als eingegliederte bzw. abgegliederte Schollen höherer Schichtglieder zu betrachten.

Die hangende Entwicklung zeigt stellenweise aufgeschlossen bis zu 15 m mächtige Rauhwacken. Darüber zeigen sich beim Lipmetsgraben (= Grabnergraben) Gutensteiner Schichten in Form von dunkelgrauen Kalken, oft mit feinen Calcitadern. Westlich davon ist in den Gutensteiner Schichten eine wechselnde Abfolge von mittel- bis dickbankigen dunklen Kalken zu beobachten. Die hellen Bänke zeigen gegen Westen zu immer häufiger Biogenschutteinlagerungen. Aus diesen, z. T. hellrosa bis bunt ausgebildeten Kalken konnte aus einer

Lösprobe *Gladigondolella malayensis budurovii* (KOZUR & KOVACS), die Mittel- und Oberanis belegt, gewonnen werden. Damit ist eine Verzahnung euxinisches Milieu (Gutensteiner Schichten) – miteltriadische Beckenentwicklung (anisische Hell- bis Buntkalke) nachgewiesen.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 104 Mürzzuschlag*)

Von AXEL NOWOTNY

Die Kartierung des Bereiches der N-Grauwackenzone auf Blatt 104 Mürzzuschlag bildet die Fortsetzung des im Jahre 1983 kartierten Gebietes auf Blatt 105 Neunkirchen. Es handelt sich um den gegen Westen streichenden Gesteinskomplex des Kreuzberges im Süden und der Fortsetzung der Gesteinsserien nördlich der Schwarza im Norden des Kartierungsgebietes.

Der Südrand des bearbeiteten Bereiches liegt innerhalb des unterostalpinen Kalkkomplexes, welcher im Hangenden von hellem Dolomit und Kalk mit Einschaltungen von hellrosa Mergelkalkbänken aufgebaut wird. Südlich vom Orthof treten entlang WNW–ESE-gerichteter Störungen Einschaltungen von Karbon-Konglomerat und Sandsteinen auf. Liegend folgt ein wenige Meter mächtiger Rauhwacken- und Quarzithorizont. Auf Grund des Geländebefundes treten silbrige Phyllite (Tattermann-Schiefer) auf, welche ihrerseits am Ende des Preiner Bach-Grabens beim Gehöft Wagner von Quarzphyllit und Quarzit bis Glimmerschiefer unterlagert werden. Die letztgenannten Gesteine bilden den Liegendanteil einer Antiklinalstruktur, welche sich bis südlich von Prein an der Rax erstreckt. Ausläufer des hangenden Karbonkomplexes finden sich nördlich des Eggkogels an den Abhängen zum Rettenbach. Eine Weiterverfolgung des Fensterinhaltes (Glimmerschiefer und Quarzphyllit) lassen die Aufschlußverhältnisse nicht zu.

Die Grenze zur Veitscher Decke, bestehend aus Karbon-Sandstein, Tonschiefer und Konglomerat, verläuft vom Tattermannkreuz entlang des Hollensteins bis Prein an der Rax und weiter in ESE-Richtung in das Gebiet von Breitenstein. Hangend der Karbonabfolge liegt die Norische Decke der N-Grauwackenzone. Die im Grenzbereich im E-Abschnitt des Kreuzberges beobachteten Quarzite und Magnesitvorkommen konnten gegen W nicht weiterverfolgt werden. Es handelt sich im kartierten Gebiet durchwegs um eine Abfolge von Silbersbergphyllit und Grünschiefer, wobei letztere eher als Linsen innerhalb des Phyllitkomplexes auftreten.

Weiters konnten südlich des Sitzbühels Linsen des von CORNELIUS (1934) beschriebenen Aplitgneises beobachtet werden. Vorkommen von Silbersberg-Konglomerat beschränkten sich auf das Gebiet E Kote 952 nördlich des Rettenbaches. Hangend folgt Blasseneck-Porphyrroid, wobei im Grenzhorizont häufig helle Quarzite mit deutlichen Vererzungsspuren angetroffen werden. Der Porphyrroidkomplex selbst zeigt eine große Variation verschiedener Ausbildungstypen. Einschaltungen von Schiefer innerhalb des Porphyrroids zeigen keinen deutlichen Grenzverlauf und gleichen in der Ausbildung den überlagernden Werfener Schiefen.

Weiters treten im Gebiet N des Taubenbrunnls und N Kote 1209 südöstlich der Peilsteiner Hütte Phyllite und Schiefer (Radschiefer) auf, welche ihrerseits wieder vom Porphyrroid überlagert werden. Weiters treten diese

Gesteine in einem schmalen geringmächtigen Streifen im Gebiet des Trautenberges südlich von Hirschwang auf, wobei eine Abgrenzung gegenüber dem Silbersbergphyllit auf Grund des Geländebefundes äußerst schwierig erscheint. Begleitet werden die Radschiefer von Quarziten und untergeordnet Lydit. Hangend folgt die direkte Unterlagerung der Karbonatfolge der Nördlichen Kalkalpen. Es handelt sich um z. T. stark vererzte Präbichlschichten, hangend Werfener Schichten (ebenfalls im Liegenden stark vererzt), weiters helle Schiefer wechsellagernd mit Kalken, Rauhwacken und Gipshorizonten. Letztere sind in dem Aufschluß „Gipsgruben“ durch eine neue Forststraße prächtig aufgeschlossen. Der Gesamtkomplex des Liegendanteils des Karbonatstockes ist intensiv verschuppt und durch zahlreiche Störungen verstellt.

Die schlechten Aufschlußverhältnisse im Nordbereich des Kartierungsgebietes werden vor allem durch starke Schuttüberlagerung aus dem Gebiet des Raxplateaus, glazialer Bedeckung im Bereich südlich des Waxriegelhauses und im Griebelengraben und mächtiger Hangbrekzie im gesamten N-Bereich des Kartierungsgebietes hervorgerufen.

Siehe auch Berichte zu Blatt 103 Kindberg von JOSEF NIEVOLL.

Blatt 105 Neunkirchen

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und in der Grauwackenzone auf Blatt 105 Neunkirchen*)

Von ERICH HÖFLINGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet bildete den westlichen Anschluß der Arbeiten des Vorjahres. Es umfaßte Anteile an Altkristallin und Nördlicher Grauwackenzone. Im Süden bildete die Südbahn, im Westen der Kohlberg, im Norden die Linie Oberthal – Eichbühel – Priggwitz – Gasteil – Tannschach und im Osten die Linie Tannschach – Berglach – Stuppach die Grenze.

Das Altkristallin ist nordwestlich und südöstlich von Pfarra in kleinen unscheinbaren Aufschlüssen zu sehen. Weiters ist es östlich des Weilers Silbersberg, im Gipfelbereich des Silbersberges, am Fußweg Schlöglmühl – Rehgraben und an der SE-Flanke des Kohlberges aufgeschlossen. Aussagen zur tektonischen Stellung dieses Altkristallins lassen sich nicht treffen. Es handelt sich hierbei um Biotitgneise, (Granat-)Muskovit-Glimmerschiefer und Amphibolite. Am Fußweg Schlöglmühl – Rehgraben tritt auch Granatamphibolit mit größerem Korn und deutlich sichtbaren braunroten Granaten auf. Am SE-Rücken des Kohlberges sind die Amphibolite durch Diaphthorese und tektonische Beanspruchung verändert; sie lassen sich von den Grünschiefern nur mehr durch ihre dunklere, bläulichgrüne Färbung unterscheiden.

Im Norden wird das Gebiet von Präbichlschichten zu den kalkalpinen Teilen hin begrenzt. Sie reichen etwa bis Priggwitz, dünnen dort aus und sind erst wieder bei Felberhof zu finden.

Im Liegenden der Präbichlschichten folgen die Radschiefer. Es handelt sich dabei um graue Schiefer, die vereinzelt lyditischen Charakter annehmen können. Sie sind nur spärlich aufgeschlossen, am ehesten noch im

Bereich Rehgraben – Auf der Wiese. Ansonsten wurde ihre Ausdehnung mit Hilfe von Lesesteinen begrenzt.

Weiter südlich folgen im Bereich Priggwitz – Fliedergraben mächtige Grünschiefer, die am besten im Stuppachgraben aufgeschlossen sind. Die Grünschiefer können auch im Silbersbergkonglomerat eingeschaltet sein.

Den Hauptanteil des Kartierungsgebietes nehmen die Gesteine der Silbersbergserie ein; sie sind zum weitaus überwiegenden Teil konglomeratisch ausgebildet. Schöne Aufschlüsse sind entlang der Südbahn, im Bereich Schlöglmühl und am Gipfel des Silbersberges zu finden. Dort werden die Gerölle zentimetergroß mit karbonatischen Anteilen. Mit einiger Phantasie lassen sich auch sedimentäre Kanalstrukturen erkennen.

Auf dem Silbersbergkonglomerat liegt im Bereich Stuppach ein tertiäres Konglomerat mit faustgroßen Geröllen.

Das Streichen der Schichten ist generell WSW–ENE mit mittelsteilem Einfallen nach Norden.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 105 Neunkirchen*)

Von GERHARD W. MANDL

Im vergangenen Geländesommer wurde die flächige Kartierung noch fehlender Teilgebiete weitgehend abgeschlossen. Ferner wurde mit der Übersichtsbeprobung von stratigraphisch und tektonisch wesentlichen Abschnitten begonnen, um den komplexen Bau der Schuppenzone am und unter dem Südrand der Schneebergdecke besser erfassen zu können.

In der stratigraphischen Gliederung jener tektonisch isolierten Schollen, die faziell der Hohe Wand-/Mürzalpendecke nahestehen, konnten die folgenden Details gewonnen werden.

Bereich Gösing und Umgebung

Das vollständigste Profil an der Gösing-Westseite umfaßt Anis bis Oberkarn. Über relativ indifferenten hell- bis dunkelgrauen Dolomiten, die nahe der Hangendgrenze in hellgraue, unendlich dickbankige Kalke mit Biogenfeinstdetritus übergehen können, beginnt mit wenig auffälliger Grenze eine mitteltriadische Beckenfazies. Conodontenproben unmittelbar über der Grenzfläche belegen mit reicher Fauna (Pelson)–Illyr. Diese, meist unendlich dickbankigen, hell graubraunen Kalke mit ockerfarbigen Mergelfasern und -lagen werden im Hangenden von auffällig bunten, wellig- bis knollschichtigen Bankkalken abgelöst. Anschnitte zeigen bankintern rotviolette Kalkknollen, die in grauviolenter mergeliger Matrix eingebettet liegen. Eine sekundäre Dolomitierung erfaßt bevorzugt die Matrix. Hornsteinknollen sind häufig, Entfärbung zu ockergelb tritt an Bankfugen auf. An zwei Punkten wurde die Zwischenschaltung von harten, muschelartig brechenden, hellgrünen Lagen beobachtet. Diese gleichen im makroskopischen Habitus völlig den „Grünen Schichten“ vom Schneeberg, die allgemein als Tuffite angesehen werden. Conodonten weisen hier auf höheres Langobard. Darüber erhebt sich die Hauptmasse der landschaftlich auffälligen Felsklippe östlich von Sieding, die größtenteils aus diesem Gesteinstyp aufgebaut sein dürfte. Die zugängliche Oberkante der Felswand besteht bereits aus grauen Hornsteinkalken mit allodapischen Lagen (Biogendetritus und Resedimente).

Darüber folgt bereits im Vorjahr beschriebene Schiefertone-Hornsteinkalk-Abfolge, in der nun Jul2 und Tuval1–2 nachgewiesen werden konnte.

Bereich Kammerwände – Geyerstein (= Jubiläumsaussicht)

Hier bereitete im Vorjahr die stratigraphisch-nomenklatorische Einordnung der lithologisch recht indifferenten massigen Hellkalkwände beträchtliche Schwierigkeiten, da weder Fossilien noch faziell verwertbare Sedimentstrukturen zu beobachten waren. Eine Begehung der etwas unwegsamen Westseite des Geyersteins und der Verebnungsflächen an seinen Südwänden läßt nun die aus der Literatur übernommene Einstufung als (Steinalm-) Wettersteinkalk mit Sicherheit ausschließen. Es handelt sich um karbonatische Beckensedimente, welche im weiteren Sinn dem Hallstätter Faziesraum zuzuordnen sein werden. Die hangenden Abschnitte der Wände lieferten bisher Conodonten des Oberladin und Unterkarn. Die lithologische Variationsbreite umfaßt undeutlich gebankte, gelblich-graue Kalke mit gelb anwitternden Mergelfasern, syndimentäre Brekzien mit Kalzit/Dolomitementen, lokal Bänke mit interner Feinschichtung und dickbankige rosa Kalke mit grauen, spätigen Bereichen (Biogendetritus?). Die genaue Abfolge ist wegen der unübersichtlichen Lagerungsverhältnisse und wegen des schwierigen Geländes noch unklar.

Die auflagernden Karnserien sind jenen von der Gösing-Westseite vergleichbar, wenngleich auch stärker tektonisch reduziert. Hingegen reicht auch hier nördlich des Geyersteins die Schichtfolge der Mürzalpendecke noch bis in hellbunte Hornsteinkalke des Unternor empor.

Bereich Geyerstein – Prigglitz

Die stratigraphische Einstufung jener Hellkalkwände, die gegen Osten hin die morphologische Fortsetzung der Kammerwände und des Geyerstein bilden, erwies sich im ersten Aufnahmejahr als problematisch, nachdem an der Wandbasis östlich Oberthal helle Hornsteinkalke eine reiche Conodontenfauna des Unternor enthielten. Ein obertriadisches Alter der bisher als Wettersteinkalk geltenden hellen Massenkalk schien denkbar. Eine erneute Begutachtung und Beprobung bestätigte nun eine fazies- und altersmäßige Äquivalenz (Conodonten des höheren Langobard) zu den hellen Massenkalken des Geyersteins. Eine mehrfache Schuppung innerhalb der Mürzalpendecke wird damit erkennbar.

Weitere obertriadische Schollen konnten nördlich Prigglitz erfaßt werden. Ihre Schichtfolge umfaßt dunkle Schiefertone und charakteristische Lesesteine von schwarzen Kalken mit Ooiden, Kalkschwämmen und anderem Biodetritus, tektonisch flaserig zerscherte, von bunten Tonbelägen durchzogene, dunkle, dünnbankige Kalke mit und ohne Hornsteinknollen (Karn nach lithologischem Vergleich) sowie helle Hornsteinkalke des Unternor (reiche Conodontenfauna).

Dringend einer Klärung der Stratigraphie und Fazies bedürfen jene Hellkalklinsen, die zwischen der Gosau der Gahnswiesen und der auflagernden Schneebergdecke tektonisch eingeklemmt stecken. Lithologisch sind sie am ehesten mit dem resedimentreichen Typus des Wettersteinkalkes der Schneebergdecke vergleichbar. Von Prigglitz an gegen Osten tritt dieses Gestein jedoch auch unter der Südrandgosau auf und löst damit die helle, massige Beckenfazies der Mürzalpendecke in

ihrer Rolle als Gosauunterlage ab. Zur Zeit scheint eine primäre Zugehörigkeit dieser Schollen sowohl zur Schneebergdecke, als auch, bei lateralem Wechsel, zur Mürzalpendecke möglich.

Bereich Hintenburg – Schönbühel

Am Schönbühel, knapp westlich Kote 684 sind in einer Störungsgasse am Weg schwarze Schiefertone aufgeschlossen, die wohl karnisches Alter besitzen werden. Unter dem Ostausläufer des Schönbühels tauchen zwischen Gutensteiner Kalk und Werfener Schiefer graubraune (Tuval 3) und helle Hornsteinkalke (Unternor) als letzte Fragmente der Mürzalpendecke auf.

Bereich Florianikogel – Eichberg – Krößbach

In diesem Abschnitt konnten bisher keine Reste der Mürzalpendecke nachgewiesen werden. Nördlich des Tales lagern die Gutensteiner Schichten der Schneebergdecke unmittelbar auf Werfener Schiefer des Südrand-Permoskyths, nur die fehlenden Werfener Kalke und die Geologie der weiteren Umgebung weisen auf das Durchstreichen einer Deckengrenze.

Bei Krößbach, am Nordhang des Eichberges und südwestlich von Thann liegen den Prebichschichten und Werfener Schiefer diskordant Kalkschollen auf, die an der Basis meist von Rauhwacken begleitet werden. Diese Kalkschollen, bislang als Gutensteiner Kalk bezeichnet, besitzen lokal hellgraue und gelbliche, in der Mehrzahl aber schwarze Farbe, sind teilweise stark tektonisch geflasert und zerschert und führen immer wieder Hornsteinknollen. Dies läßt den Verdacht aufkommen, daß es sich dabei um ?karnische Kalke der Mürzalpendecke handeln könnte. Entsprechende biostratigraphische Belege stehen noch aus.

Schneebergdecke

(Gahnplateau – Krummbachstein)

Auf der Südseite des Krummbachsteins wurde an neuen Aufschlüssen entlang der Forststraße in etwa 1250 m Höhe ein kleines Gosauvorkommen entdeckt. Es besteht aus Orbitoiden führenden Basiskonglomeraten und -breccien (kalkiger Lokalschutt) und auflagernden hellroten, spätigen Kalken.

Im Bereich Saurüssel – Lärchbaumriegel wurde die kartenmäßige Abtrennung der zwischen „Steinalmkalk“ und Wettersteinkalk eingeschalteten Beckenfazies fortgesetzt.

Die von eindrucksvollen Mylonitzonen und Verformungsbildern begleitete, deckeninterne Störungszone an der Westseite des Lärchbaumriegels muß noch näher untersucht und gegen Norden hin auskartiert werden.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin des Wechselgebietes auf Blatt 105 Neunkirchen*)

Von ALOIS MATURA

Im Frühjahr und Herbst 1984 wurde die Kartierung im Blattgebiet fortgesetzt. Abgesehen vom Gebiet südlich des Hochwechelhauptkammes, für das F. R. NEUBAUER eine Publikation mit Karte in Aussicht gestellt hat (persönliche Mitteilung), sowie einigen kleineren Lücken hat die Kartierung von Süden her die Linie Feistritzsattel – Saurücken – Kirchberg/Wechsel – Feistritz/Wechsel erreicht. Aus dem Vorjahr sind ferner

einige mikroskopische Beschreibungen sowie einige chemische Analysenergebnisse nachzutragen.

Die herkömmliche lithologische Gliederung wurde i. a. übernommen. Auch die bekannten Vorstellungen über den Bau dieses Gebietes können i. a. bestätigt werden. Die Gliederung der Wechselserie im Sinne von P. FAUPL und W. VETTERS (1970) könnte allerdings nicht angewendet werden; es wurde dagegen vorläufig folgende neue Einteilung getroffen:

- Wechselschieferformation
Grauer Albit-Quarzphyllit, Grünschiefer
- Formation der Wechselgneishülle
Grauer Albitblastenschiefer, (albitfreie Granat-) Glimmerschiefer, leukokrater Metatuffit, Quarzit, Sillkatmarmor, Grünschiefer
- Wechselgneisformation
Wechselgneis, Grünschiefer, Amphibolit.

Die Wechselgneisformation bildete demnach das tiefste Element dieses Bereiches bzw. den Kern des Wechselkomplexes. Neben Einschaltungen von Grüngesteinen (Chlorit-Albitschiefern, Amphiboliten) besteht die Wechselformation fast ausschließlich aus Wechselgneis. Das wesentlichste Merkmal dieses schon oft beschriebenen Gesteines ist sein durch penetrante Albitblastese geprägtes Gefüge. Die makroskopische Beschreibung im Kartierungsbericht des Vorjahres ist hier noch durch die Ergebnisse der bisherigen Dünnschliffuntersuchungen zu ergänzen. Die geschätzten Volumsanteile der Haupt- und Nebengemengteile sind: 48 % Quarz (25–70 %), 35 % Albit (25–45 %), 9 % Hellglimmer (5–15 %) und 6 % Chlorit (3–10 %). Der Quarzanteil zeigt breitere Streuung; ansonsten ist die Zusammensetzung relativ konstant und bestätigt somit den makroskopischen Eindruck eines recht einheitlichen Gesteinskörpers. Das s_1 der Albitblasten ist meist verdreht, gerade oder auch s-förmig geschwungen. Chlorit ist häufig randlich biotitisiert. Der Epidotanteil kann bis zu 3 Vol.-% erreichen. Eine ältere, Orthit-artige, in Chlorit pleochroitische Höfe erzeugende, bräunlichgrau gefärbte Epidotgeneration ist oft von jungem Epidot umwachsen oder zu feinem Kornwerk zerfallen. Unter den Akzessorien wurde Rutil in jeder Probe angetroffen, meist Klümpchen bildend. Apatit ist meist vertreten und zeigt häufig einen wolkiggrauen Kern mit kristallographisch orientiert eingewachsenen Nadeln. Akzessorisch ist ferner Ilmenit, Zirkon, fallweise Turmalin, selten Titanit vorhanden; gelegentlich rhombische Kavernen lassen auf Karbonatanteile von bis zu mehreren Volumsprozent schließen.

Die massigen bis schiefrigen Grüngesteine der Wechselgneisformation enthalten stark wechselnde Mengen von Albit, Chlorit, Epidot und Hornblende; Quarz fehlt oder ist mengenmäßig unbedeutend; Akzessorien: Ilmenit, Titanit (fallweise auch gemeinsam mit) Rutil, Karbonat und Apatit.

Die chemische Analyse der folgenden Proben wurde in der Fachabteilung Geochemie der GBA durchgeführt:

	Probe Nr. M 105/83/						
	68	69	70	71	72	74	78
SiO ₂	74,00	53,90	68,30	60,00	74,25	47,50	64,50
Fe als Fe ₂ O ₃	4,60	9,00	6,30	7,30	5,20	11,00	7,00
R ₂ O ₃	12,80	24,30	16,00	20,70	12,00	17,50	18,40
CaO	0,50	0,80	0,70	0,85	0,85	7,80	0,60
MgO	1,25	1,95	1,85	2,20	1,30	6,00	1,50
Na ₂ O	3,35	3,30	2,60	4,30	2,80	4,50	2,50
K ₂ O	1,45	3,30	1,50	1,70	1,50	0,10	2,60
Glühverlust	1,65	3,45	2,55	2,85	1,95	5,45	2,90

- /68: Wechselgneis, Schneegraben W Mariensee, 1070 m Sh.
- /69: Wechselgneis, Kranawettgraben SW Mariensee, 1080 Sh.
- /70: Wechselgneis, Brücke S Wh Sauschneider, ESE Mariensee.
- /71: Wechselgneis, Gr. Klause, Bildstock W Kraftwerk.
- /72: Wechselgneis, Unterende der Gr. Klause, SW K 614.
- /74: Grünschiefer, Steinbruch im Murtalgraben, NNW Schafkogel.
- /78: Wechselgneis, Steinbruch bei der Kehre der Wechselbundesstraße WSW Mönchkirchen.

Die Formation der Wechselgneishülle konnte westlich des Wechselgneiskernes (Feistritzwald), im Norden (Saurücken/Molz) sowie innerhalb des Wechselgneiskernes (Hochwechsellauptkamm) kartiert werden. Für die letzteren Vorkommen habe ich im Kartierungsbericht des vergangenen Jahres die Bezeichnung „Kogelformation“ verwendet, die ich somit fallen lasse, weil im Bereich Mönchkirchner Schwaig/Kogel nicht die gesamte Formationsbreite der Wechselgneishülle auftritt.

Die Grenze zwischen Wechselgneis und Wechselgneishülle ist bisher überall gut erfaßbar gewesen. Die Grenze markiert im Bereich westlich Hochwechsel die intensive Faltung, nach welcher die Wechselgneise nach mittelsteil SW-fallenden Achsen unter ihre westliche Hülle abtauchen. Diese Faltung einer älteren, noch gut erkennbaren stofflichen Schichtung wird durch eine junge, mit mittelsteilem SW-Fallen den gesamten Wechselstock beherrschende Transversalschieferung bewirkt (s_2), die in allen Proben auch im Korngefüge erkennbar war und auf welche schon P. FAUPL und W. VETTERS (1970) nachdrücklich hingewiesen haben. An Nordgrenzen der Wechselgneise, wie etwa nördlich Schöberlriegel oder im Bereich Molz/Saurücken fallen die Gesteine der Wechselgneishülle nach SW bis S unter die Wechselgneise ein.

Die in der Hochwechsel-Westflanke im Bereich „Eiserner Handweg“, im hinteren Höllgraben und am Sauriegel bei der Kernbichler Schwaig gefundenen leukokraten Metatuffite sind bisher noch nicht bekannt gewesen. Sie scheinen unmittelbar an den Wechselgneis zu grenzen. Bei sehr unterschiedlichen Anteilen überwiegt doch meist deutlich Quarz gegenüber Alkalifeldspat und Hellglimmer; örtlich treten auch Albitblasten mengenmäßig stärker hervor. Das oft deutlich porphyrische Gefüge ist granoblastisch erneuert. Knaf bildet nicht selten idiomorphe porphyrische Einsprenglinge, die als Mikroklin oder Schachbrettalbit vorliegen. Einzelne Quarzeinsprenglinge lassen Korrosionsschläuche erkennen. Jene besonders feinkörnigen Partien im Grundgewebe, die entweder das gut geschieferte Gefüge wie ein Netz beherrschen oder isolierte flache Linsen oder Streifen bilden, können als ehemaliges Gesteinsglas interpretiert werden. Chlorit fehlt. Akzessorisch konnte in den Proben vereinzelt idiomorpher Zirkon, Rutil, Xenotim und Epidot gefunden werden.

Eine wenige Meter mächtige Lage von massigem Muskowitquarzit im hinteren Weißegggraben (westlich Schöberlriegel) tritt ebenfalls an der Grenze des Wechselgneises auf. Ein lichterer Chlorit-Muskowit-Albit-Quarzschiefer nimmt im Molzgraben ebenfalls diese Grenzposition ein; es fehlen aber alle sonstigen, oben aufgezählten und doch recht auffälligen Merkmale der Metatuffite.

Die Formation der Wechselgneishülle wird nach meiner bisherigen Erfahrung mengenmäßig von grauen Albitblastenschiefern dominiert. Sie unterscheiden sich von den Wechselgneisen durch den Graphitgehalt,

der den Wechselgneisen fehlt, der blässeren Grünfärbung der Chlorite und der im Durchschnitt geringeren Korngröße. Die ersten beiden Merkmale summieren sich anscheinend makroskopisch zu dem grauen Farbeindruck dieser Gesteinsart, die sich vom Wechselgneis im Gelände gut unterscheiden und abgrenzen läßt. Ansonsten entspricht sowohl das Mineralspektrum, einschließlich einiger Besonderheiten bei den Akzessorien, als auch das Mengenverhältnis der Minerale jenem bei den Wechselgneisen. Örtlich tritt der Graphitanteil stärker hervor. In der Westflanke des Hochwechsell schwanke die Mächtigkeit der grauen Albitblastenschiefer zwischen Null und wenigen hundert Metern. Der Ostteil des Saurückens (nördlich Mölzgraben) wird ebenfalls von einigen hundert Meter mächtigen grauen Albitblastenschiefern abgebaut, die dort von P. LEMBERGER (1970) als Coronaschiefer bezeichnet wurden. Die Grenzfläche quert den Saurücken in etwa 1070 m Höhe mit mittelsteilem SW-Fallen. Beim Kogelbauer reicht ein dickerer Wechselgneiskeil aus dem Kernbereich gegen Westen. Am Ausgang des Molzgrabens enden die von Westen heranreichenden grauen Albitblastenschiefer an einer stark gefalteten Grenzfläche. Weiter im Osten treten nur mehr zwei schmale Linsen NE Wh. Reithofer auf. Von den bereits erwähnten Einschaltungen der Wechselgneishülle im Bereich des Hochwechsellhauptrückens besteht jene schon im Vorjahr beschriebene, die von Mönichkirchen über den Kogel bis zum Stauderbauer bei Mariensee zieht, ausschließlich aus den grauen Albitblastenschiefern. Im flachen Sattel östlich Niederwechsel queren z. T. recht Graphit-reiche Albitblastenschiefer den Hochwechsellrückens und ziehen hangparallel bis fast zur Marienseer Schwaig.

Gewöhnlich albitfreie, örtlich granatführende Chlorit-Muskowitglimmerschiefer bilden ein recht verbreitetes Schichtglied der Wechselgneishülle. Die Mengenverhältnisse der Hauptgemengteile Quarz und Muskowit sind sehr unterschiedlich; der Volumsanteil der Hellglimmer kann 90 % erreichen. Der Chloritanteil bleibt recht konstant zwischen 5 und 15 %. In den Glimmerschiefern der Steinernen Stiege ist reichlich Chloritoid enthalten. Epidot, Apatit und Rutil sind als Akzessorien fast immer vorhanden und zeigen dieselben Besonderheiten, die auch schon bei den Wechselgneisen erwähnt wurden, wie der häufige Zonarbau der Epidote mit orthitischem Kern, oder die kristallographisch orientierten Nadeleinschlüsse bei den Apatiten. Gelegentlich ist Ilmenit, idiomorpher Zirkon und Turmalin vorhanden, selten Karbonat und Xenotim. Glimmerschiefer bauen den Mittelteil des Weißeggriegels (südöstlich des Feistritzsattels) auf und ziehen in seiner Nordflanke einerseits gegen Osten über den Sattel nördlich Schöberlriegel zur Feistritzer Schwaig, andererseits gegen WNW über die Straßenkehre im Ambachgraben, ohne den Feistritzsattel zu erreichen. Die Lagerungsverhältnisse nördlich Schöberlriegel sind also folgendermaßen: Bei mittelsteil SSW-fallender Schieferung und Schichtung folgen im Norden unter den Wechselgneisen der Anhöhe des Schöberlriegels graue Albitblastenschiefer und (schon fast im Sattel) Glimmerschiefer. Die Forststraße, die den Sattel quert, liegt schon in söhlig lagernden Wechselschiefern. Die chloritreichen Glimmerschiefer der Steinernen Stiege am Hochwechsellrückens begleiten den vorhin erwähnten Zug von grauen Albitblastenschiefern in dessen Liegendem bis zur Marienseer Schwaig.

Der Gesteinsbestand der Wechselgneishülle wird ergänzt durch einzelne Grünschiefer- und Quarzeinlagerungen sowie örtlich kleineren Karbonatanreicherungen, wie etwa in der nordseitigen Straßenböschung im Ambachgraben südöstlich des Feistritzsattels. Der Metamorphosegrad der Wechselgneishülle entspricht jenem der Wechselgneisformation.

Die Wechselschieferformation wurde bisher in der Westflanke des Feistritzwaldes Tales und am Rücken Rabenkropf/Arabichl angetroffen, getrennt durch den Zug von grauen Albitblastenschiefern und Glimmerschiefern der Wechselgneishülle, der über den Feistritzsattel zieht. Obwohl sich die feinkörnigen, stumpfgrauen Wechselschiefer von den gröber kristallinen grauen Albitblastenschiefern im Gelände recht gut unterscheiden lassen, ist die Grenze, wohl wegen des komplizierten Verlaufes, nicht leicht erfaßbar. Mangels geeigneter Leitgesteine sind die Wechselschiefer, zumindest im bisher kartierten Bereich, im Gelände nicht gliederbar, und der durch Transversalschieferung, Scher- und Biegefaltung geprägte Internbau nur schwer nachzuzeichnen. Die von P. FAUPL und W. VETTERS (1970) aufgestellte Gliederung in Liegende und Hangende Wechselschiefer konnte ich im Gelände nicht nachvollziehen. Bei den Hauptgemengteilen überwiegt Quarz den Albit, bei den Nebengemengteilen Hellglimmer den blassen Chlorit. Trotz der deutlichen granoblastischen Erneuerung des Gefüges zeigt ein ausreichender Teil des Mineralaltbestandes von der klastischen Herkunft der Wechselschiefer, die auch von P. FAUPL und W. VETTERS (1970) ausführlich belegt wurde. Zum Altbestand zählen gefüllter Plagioklas, oft undurchsichtig dicht mit Graphit gefüllte Albite, größere Quarzkörner, brauen orthitische Epidote (meist mit jungem Anwachssaum), und gefüllte Apatite. Junger Epidot ist im Grundgewebe immer mit bis zu mehreren Vol.-%-Anteilen vertreten. Graphit und Rutil bilden gemeinsam die färbenden Staubpartikel. Vereinzelt wurde Titanit, Zirkon und Karbonat festgestellt. Die häufig \pm deutlich grau gestreiften Phyllite der Wechselschiefer enthalten in verschiedenen Positionen, die bisher noch nicht zu einem brauchbaren Leithorizont zusammengeführt werden konnten, stärker graphitische Partien. Im Siebenlackenkogelgebiet nahe der Grenze zum hangenden Verrucano, treten Phyllite mit brekziösem Charakter auf, die anscheinend nicht zum Verrucano sondern zu den Wechselschiefern gehören.

Im äußersten Südwesteck des Blattgebietes ist mit dem Kaltenbachtal und dem Herrensteinrückens ein Randgebiet angeschnitten, dessen Interpretation nur im regionalen Überblick zutreffender erfolgen kann. Die bisher erkannten Lagerungsverhältnisse sind folgendermaßen: der äußerste Südostteil des Herrensteinrückens besteht im Bereich der K 1446 aus Wechselgneis, der bis zum nächsten flachen Sattel im Nordwesten reicht; der restliche Teil des Herrensteinrückens gegen Nordwesten besteht aus Granitgneis. Vom Westen her reicht in diesen ein Keil von Verrucanoschiefern. Die äußerst dürftigen Aufschlüsse in der Südwestflanke des Kaltenbachtals lassen nur vermuten, daß im Hangfuß Elemente von Wechselgneis, Granitgneis, Verrucanoschiefern und Wechselschiefern vorkommen und dann im südwestlich Hangenden von Glimmerschiefern und Paragneisen des Waldbacher Kristallins überlagert werden. Im Sattel zwischen Herrenstein und Breiteck folgen im Liegenden des Wechselgneises des Herrensteins Wechselschiefer, die aus dem Ohrwaschelgra-

ben heranziehen, mit einem Span von Granitgneis und Einschaltungen von Hornblende-reichen Metavulkaniten. Keine 50 m nordöstlich der Forststraßenkreuzung im Sattel setzt der Wechselgneis des Kerngebietes ein.

Die Grenzfläche zwischen dem Wechselkomplex und dem nördlich anschließenden Grobgneiskomplex ist bekanntlich tektonischer Natur und mittelsteil bis steil N-bis NE-fallend. Wenn auch diese Grenzfläche von mir bisher nirgends aufgeschlossen vorgefunden werden konnte, so geht ihr tektonischer Charakter, abgesehen von überregionalen Argumenten, aus der stellenweise beobachtbaren Kataklyse der angrenzenden Gesteine hervor sowie aus der Diskordanz dieser Grenzfläche zum Internbau des Wechselkomplexes.

An dieser Grenzfläche liegen die altbekannten Vorkommen von Permotriasgesteinen. Das größere befindet sich im Graben und seinen beiden Flanken nördlich Kalkgrub bei St. Corona. Es sind feinschichtige, dunkle Kalke, graue Dolomite, Rauhwacken und Quarzite vorhanden; ein größerer Teil zeigt mittelsteiles bis steiles W-fallen. Nur einige Quadratmeter groß ist das Vorkommen südlich des Kreuzbauern. Es sind blaugraue und gelblichgraue, häufig brecciose Dolomite, die vermutlich einst zum Kalkbrennen gewonnen wurden; die Reste eines Kalkofens unweit des Vorkommens sind noch erhalten.

Der Grobgneis, ein grobkörniger, granitischer Orthogneis, der \pm stark geschiefert vorliegt, flankiert bei Kirchberg den breiten Schwemmfächer des Molzbaches. Ein schmaler Zug von Hüllschiefern trennt diese Grobgneisvorkommen vom Wechselkomplex, verbreitert sich dann östlich des Mollbachs und baut den ganzen Rücken südlich von Feistritz/Wechsel auf. Es sind eher monotone Glimmerschiefer bis Phyllite. Hinweise auf einen Intrusivverband zwischen Grobgneis und Hüllschiefern, wie er etwa von RICHARZ (1911) und RIEDMÜLLER (1967) beschrieben wurde, konnten keine gefunden werden. Die Schieferung fällt i. a. mittelsteil bis flach gegen NE bis E ein.

Die Hänge westlich von Kirchberg sind weitgehend mit Lehm und Blockwerk verhüllt. Was davon Tertiär ist, wird schwierig abzugrenzen sein. Auf der Schulter ESE Kreuzbauern ist der Boden rot gefärbt.

Der östliche Flügel des Molzbach-Schwemmfächers enthält in Form von Rippen und höheren Terrassen einen älteren Anteil, der sich im Norden um den Schwaighoferriegel schmiegt. Die i. a. eher groben im Sand eingebetteten Komponenten zwischen dm- und 0,5 m-Größe sind gerundet, häufig flach; es ist fast ausschließlich Wechselgneis vertreten, daneben vereinzelt Gangquarzblöcke mit bräunlicher Oberfläche.

Blatt 106 Aspang

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang*)

Von GERHARD FUCHS

Der NE-Teil des Blattes wurde bereits von O. SCHMIDEGG (1939) und mir (1959–1962) auf der alten Schrafenkarte aufgenommen und von mir in einer einheitlichen Darstellung 1962 veröffentlicht. Für die Grenzziehung auf der neuen Topographie war eine neuerliche

Kartierung notwendig. Außerdem sind in den letzten Jahrzehnten zahlreiche Forststraßen angelegt worden, die neue und bessere Aufschlüsse bieten. Im Berichtsjahr wurde der Raum N Thernberg – Schiltern – Pitten – Walpersbach – Frohsdorf – Krieriegel – Rosalia – Hollerberg – Klingfurth – Bromberg bearbeitet.

Im Bereich Bromberg – Innerschildgraben tauchen die Gesteine des Scheiblingkirchner Fensters mittelsteil gegen N ab. Die Karbonatserie bildet das Liegende, während Semmering-Quarzit an der Grenze gegen die überlagernden Glimmerschiefer in linsigen Körpern auftritt. Die einzelnen Quarzitkörper enden, wie manchenorts festzustellen ist, an transversalen Brüchen.

Im Hangenden der Glimmerschiefer folgt der Grobgneiszug Weingart – Kerschbauerriegel, der beim Grabenwirt gegen NE ausspitzt. Grobgneis und die begleitenden Glimmerschiefer bilden den nördlichen Rahmen des Scheiblingkirchner Fensters. Nördlich desselben finden sich erneut mächtige und ausgedehnte Kalke, Dolomite und Rauhwacken des Semmering-Mesozoikums. Sie stehen im Pittental im Bereich Gleibbenfeld – Seebenstein – Pitten an. Lappen von Glimmerschiefer – SE vom Sollgraben auch mit etwas Grobgneis – sind mit der Karbonatserie verfaltet. Wie einige seichte Mulden von Glimmerschiefer zeigen, sind diese von oben eingefaltet. Gegen E taucht das Semmering-Mesozoikum zunehmend unter diese Bedeckung kristalliner Gesteine ab. Ich fasse daher die Karbonatgesteinsmasse des Bereiches Seebenstein – Pitten als die wieder auftauchenden Gesteine des Scheiblingkirchner Fensters auf, obwohl sie im Bereich Außerschildgraben die kristallinen Rahmengesteine des Fensters im N überlagern. Ich erkläre diese Tatsache damit, daß während der spatorogenen Einengung der unterostalpine Deckenstapel geschuppt wurde. Diese Schuppung erfolgte S-vergent, z. T. auch W-vergent, also quer zum regionalen Streichen (z. B. N von Außerschildgraben). Schuppung und noch jüngere Vertikalbrüche sind wohl für die häufig zu beobachtende schollige Zerlegung der Semmering-Quarzite und -Karbonatgesteine verantwortlich.

Unter den ausgedehnten Tertiärschottern von Leiding tauchen um diesen Ort und im Tal des Leidingbaches unzählige Schollen von Semmering-Mesozoikum auf. Sie sind die östliche Fortsetzung der Serien von Seebenstein – Pitten. Sie sind über Walpersbach, Schleinz, Frohsdorf, den Schergengraben in den Bereich N des Krieriegel zu verfolgen, wo sie als Schollenkette den Kamm des Rosaliengebirges gegen E querren. Ein einst einheitlicher Zug von Semmering-Mesozoikum zwischen der Glimmerschiefermasse des nördlichen Rosaliengebirges (Wr. Neustädter Fenster, TOLLMANN) im Liegenden und der Grobgneisserie im Hangenden (Krieriegel-Rosalia) wurde in einen Reibungsteppich zerlegt.

Die kleineren und größeren Grobgneiskörper von Leiding, Pitten, um Harathof und Walpersbach bilden mit den ihnen verbundenen Glimmerschiefern Stirnlappen der Grobneis-Decke. Der bedeutendste von ihnen, der von Weingart – Grabenwirt – Stufenreith, trennt den oben beschriebenen Zug von Semmering-Mesozoikum (Seebenstein – N von Krieriegel) von dem östlichsten Aufbruch des Scheiblingkirchner Fensters bei Breitenbuch-Heidenberg (siehe Bericht 1982 als Nachtrag im gleichen Heft).

Blatt 107 Mattersburg

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Neogen der Mattersburger Bucht auf Blatt 107 Mattersburg

Von GÜNTHER PASCHER (auswärtiger Mitarbeiter)

Der Grobgnais ist in den ausgedehnteren Vorkommen (Rosalia – Klingfurth) gut studierbar: Es überwiegen grobkörnige, durch mehrere cm lange Kalifeldspate porphyrische Zweiglimmerorthogneise bis Metagranite. Die idiomorphen Großfeldspate zeigen orientierte Einschlüsse von Plagioklas, Biotit usw. an Scherflächen ist der Grobgnais in Leukophyllitschiefer umgewandelt. Feinkörnigere dioritische Schollen sind im Grobgnais nicht selten. Man findet im Grobgnais auch fein- bis mittelkörnige, nicht-porphyrische Granitgneise, die zum magmatischen Verband des Porphyrganitgneises gehören.

Die Grenzziehung zwischen dem Grobgnais und den Glimmerschiefern ist häufig ziemlich schwierig. Wie an guten Aufschlüssen, z. B. Bachprofilen, zu beobachten ist, wechsellagern diese Gesteine im Bereich von dm bis zu Zehner-Metern. Es liegt ein primärer Intrusionsverband vor der gelegentlich noch tektonisch gestört wurde (Leukophyllitbildung). Solche Übergangsbereiche sind nur durch Übersignaturen darstellbar, z. B. Klingfurth – Dreibuchen.

Auch gegen die Hollerberg-Serie, welche den Grobgnais NE von Hochwolkersdorf unterlagert, ist die Grenze öfters unscharf. Zungen in Zehnermeter-Dimensionen sowie Meterlagen des Granitgneises in den Glimmerschiefern dieser Serie belegen den ursprünglichen Intrusivkontakt.

Die Hollerberg-Serie besteht größtenteils aus Biotit-Muskowitschiefern (\pm Chlorit) und geht in die normalen monotonen Glimmerschiefer der Grobgnaisserie über. Ihre Besonderheit beruht auf häufiger Plagioklasblastese in den Glimmerschiefern sowie dem nicht seltenen Vorkommen von Amphibolit und lichten, plattigen Gneisen. Letztere sind meist fein- bis mittelkörnig und örtlich durch größere Feldspate und Biotite porphyrisch. Für die porphyrischen und linsig-streifig struierten Typen wird vulkanogene Abkunft vermutet.

Bezüglich der Metamorphose des kartierten Raumes ist hervorzuheben, daß die Gesteine des Semmering-Mesozoikums und das vermutlich einst mesozonale Kristallin gemeinsam Prägung in Grünschieferfazies erlitten haben. Serizitische Häute auf den s-Flächen des Semmering-Quarzites und der Karbonatgesteine bezeugen diese metamorphe Phase. Im Kristallin zeigt sich diese in Serizitisierung der Glimmer und Chloritisierung von Granat, Biotit und Hornblende.

Der große Semmering-Quarzitkörper zwischen Ramersbach und Süßenbrunner Graben (E Frohsdorf) enthält schieferige, ursprünglich tonigere Partien, die von den Glimmerschiefern wegen der gemeinsamen epimetamorphen Prägung nicht leicht zu unterscheiden sind. Erst der Übergang über Quarzit- und Arkoseschiefer in den Quarzit und Konglomeratquarzit zeigt, daß hier sedimentäre Faziesverzahnungen noch erkennbar sind.

In dem besprochenen Gebiet finden sich an zahlreichen Stellen Spuren alter Fe-Bergbaue: (z. B. Leidingbachtal, Stupfenreith, Klingfurth). Im Kristallin, seltener im Semmering-Quarzit, treten Hämatit-Imprägnationen auf, und vermutlich wurde der erreichere „Eiserne Hut“ abgebaut.

Im Tertiär sind aufgelassene Abbaue auf Kohle im Gebiet von Leiding und Schleinze verbreitet.

Die Kartierung bzw. Probennahme erfolgte erst gegen Ende des Kartierungsjahres (Nov. 1984). Daher war es noch nicht möglich, alle aufgesammelten Proben zu schlämmen und mikropaläontologisch zu untersuchen. Da mit einer Neukartierung des Blattabschnittes begonnen wurde, sind eingangs Probebegehungen und Profilaufnahmen erfolgt.

Walbersdorf – Schreindlberg – Draßburger Wald – Schattendorfer Wald – Marzer Kogel (388 m) – Krippel Berg (351 m)

Das Baden/Sarmat-Profil, welches man in der ehemaligen Ziegelei Walbersdorf (E von Mattersburg) finden konnte, ist zum größten Teil nicht mehr vorhanden. Bei einer Begehung anfangs November habe ich die Aufschlüsse „geböscht“ vorgefunden. Von dem Mittelpfeiler, der beide Tongruben getrennt hat, sind nur noch kümmerliche Reste vorhanden.

Vom Baden/Sarmat-Profil, das RÖGL, F. & MÜLLER, C. (1976) beschrieben haben, ist so gut wie nichts mehr übrig. Die Fortsetzung dieses Profiles ist am Feldweg zum Marzer Kogel gut aufgeschlossen. Die Diatomite, die das Hangendste des Baden-Profiles in der Grube bildeten, sind am Feldweg nicht aufgeschlossen.

Das Profil am Feldweg beginnt mit grauen-gelblichen, z. T. plattigen Tonen bis Tonmergeln, die der Buliminen-Bolovinen-Zone entsprechen. Es dürfte dann zu submarinen Rutschungen gekommen sein, da verfaltete Schichten in diesem Profilabschnitt zu finden sind (Kote 262 m). In dem Teil mit den verrutschten Tonen stecken Kalksandsteinblöcke. Ab diesem Profilabschnitt muß die Aufnahme in Richtung Marzer Kogel noch durchgeführt werden.

Ein weiteres, sehr gut aufgeschlossenes Profil, befindet sich 450 m SE der Kirche von Walbersdorf, am Nordhang des Marzer Kogels. Das Profil wurde zwar beprobt, aber die stratigraphischen Ergebnisse sind noch ausständig. Dieses Profil, das für die Baden/Sarmat-Grenze von enormer Wichtigkeit sein könnte, müßte man anstelle des nicht mehr vorhandenen „Gruben-Profils“ für die Baden/Sarmat-Grenzziehung noch genauer untersuchen. Im Liegenden dieses „neuen, künstlichen“ Aufschlusses befinden sich gut geschichtete, fein laminierte, graue-olivgrüne Tone bis Tonmergel. Das Einfallen erfolgt hier hangparallel (mit ca. 10°) gegen ESE.

Die Konglomerat- und Sandstein-Platte, die den Draßburger Wald, den Marzer Kogel, den Krippelberg und den Schattendorfer Wald bildet, ist in das Mittlere Sarmat zu stellen. Bei den Hauptkomponenten der Sandstein- und Konglomeratbänke, handelt es sich um mesozoische Kalke, Kristallin und Grauwackenquarzite. Diese gut gerundeten Gerölle dürften aus einem südlichen Liefergebiet stammen.

Der Gipfel des Marzer Kogels setzt sich aus einer mächtigen Konglomeratserie zusammen. Bei diesen gut gerundeten nußfaustgroßen Geröllen überwiegen die Dachsteinkalke und -dolomite. Als weitere Komponenten findet man Gosausandsteine und helle Karbonate des Mesozoikums. Die Schichten fallen mit ca. 10° gegen NE ein.

Annähernd dieselben Verhältnisse findet man in einer Schottergrube (zur Zeit Schießplatz) im Schattendorfer Wald, NW der Ortschaft Schattendorf. Die geologischen Verhältnisse sind annähernd die gleichen wie die am Marzer Kogel. Im Liegenden der Konglomerat- und Sandsteinbänke mit den gut gerundeten Geröllen, findet man gut geschichtete dunkelgraue Tone, mit Muschelschillagen. Die Fauna daraus ergab ein untersarmatisches Alter (Ervilien Schichten). Diese Schichten fallen mit ca. 20° nach ENE ein. Im NE-Teil der Schottergrube ist Deltaschüttung zu sehen.

Forchtenstein – Schreinermaühle – Sebastiankreuz

Im westlichen Teil dieses Bereiches kommt das Grundgebirge (Semmering- und Wechselsystem) zum Vorschein, das dann mit seinen sandigen, glimmerreichen und ungerundeten Sedimenten die Schichtfolge des Sarmats (Mittel- und Ober-) und die des Badens (Obere Lagenidenzone, Sandschalerzone) beeinflusst. Die Obersarmatschichten E der Ortschaft Wiesen fallen schwach geneigt nach NNE ein. Eine erste Beprobung und Untersuchung der Foraminiferen ergab kein so reichhaltiges Spektrum. Das Hügelland in dieser Gegend wird vornehmlich von hellen-weißen Sanden, Tonen und hellgrauen Kalksandsteinen aufgebaut.

Rohrbach – Bannmaisriegel

Die Hügel zwischen der Ortschaft Rohrbach und dem Bannmaisriegel besteht aus Mergeln, Schottern und Sanden, die in den zahlreichen Hohlwegen gut aufgeschlossen sind. Die Sedimente fallen mit 10–15° nach NE ein. Eine erste mikropaläontologische Untersuchung ergab eine Einstufung in die Obere Lagenidenzone.

In einer Sandgrube (neben der Straße Mattersburg – Sieggraben) finden sich in den höheren Teilen der Grube Austernschalen, die einen unmittelbaren Küsteneinfluß anzeigen. Diese Schalen stecken in gut gerundeten Geröllbänken und sind daher nur in Bruchstücken erhalten.

Das Geröllspektrum setzt sich aus kalkalpinem und kristallinem Material zusammen (Durchmesser ca. 5–11 cm).

In den hangenden Anteilen der Sandgrube deuten Mergel und Feinsande auf einen Sedimentationsumschwung hin.

Blatt 122 Kitzbühel

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 122 Kitzbühel*)

Von HELMUT HEINISCH und PETRA SCHLAEGEL
(auswärtige Mitarbeiter)

Die in den vergangenen Jahren auf Blatt Zell am See durchgeführten Kartierungen wurden aus thematischen Gründen auf das Nachbarblatt Kitzbühel ausgedehnt. Im Zuge umfangreicher wissenschaftlicher Untersuchungen nahmen im Jahre 1984 Mitarbeiter und Studenten des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München Bereiche zwischen Paß Thurn und dem östlichen Blattrand neu auf. Neben den o. a. Autoren haben 1984 die studentischen Hilfskräfte KAREN HABERBOSCH und PETRA KESSLER an der Geländeaufnahme mitgewirkt.

Der Westrand des aufgenommenen Gebietes verläuft über das Berghaus Kelchalm und die Gipfel Gamshag, Schusterkogel und Geisstein. Der Südrand folgt der Li-

nie Murnauer Scharte, Manlitzkogel und Stoffen Wand. Im Osten schließt das Gebiet an die 1983 neu aufgenommenen Bereiche um Schwarzenbachengraben, Schönhofer Wand und Hohe Penhab an. Die Nordgrenze verläuft zunächst im Glemmtal und schwingt dann nach N zum Staffkogel und Saalkogel zurück.

Im Aufnahmegebiet ist eine deutliche Vormacht magmatischer Gesteine zu verzeichnen. Einerseits treten mächtige Pillowbasalt-Züge auf, die lateral und vertikal mit Pyroklastika und Vulkanitklastiten verschiedener Korngrößen verzahnen (Geisstein, Rote Kirche, Saalwände, Staffkogel, Schönhofer Wand, etc.). Die Untersuchung der geometrischen Zusammenhänge zwischen den verschiedenen vulkanogenen Horizonten stand im Vordergrund der Geländeaufnahmen. Insbesondere wurde der Frage nachgegangen, ob es sich hierbei um stratigraphisch verwertbare Leithorizonte handeln könnte.

Eine weitere bedeutende Gruppe von Magmatiten stellen die mächtigen gabbroiden Intrusionen dar. Diese treten teils als ausgedehnte Intrusivkörper auf, können andererseits auch apophysenartig und sehr kleinräumig bis in den Dezimeterbereich hinein mit den sie begleitenden Wildschönauer Schiefen verzahnen. Bedeutende Vorkommen liegen am Saalkogel und Schusterkogel. Korngrößenvariationen innerhalb der einzelnen Intrusiva wurden bereits im Gelände deutlich. Die geochemische Variationsbreite dieser Gesteine wird derzeit untersucht, ebenso die Art der Kontakte zu den Rahmengesteinen.

Die Metasedimentfolgen wurden nach den im Vorjahr erarbeiteten petrographischen Kriterien untergliedert. Beim Fehlen der diagnostisch wichtigen gröberklastischen Lagen war eine eindeutige Zuordnung zu den „Höheren“ oder „Tieferen Wildschönauer Schiefen“ der Literatur nicht möglich.

Alle Vorkommen von Marmorlinsen und Kalkschiefern wurden conodonten-stratigraphisch beprobt. Stratigraphisch verwertbare Daten liegen noch keine vor.

Die Kartierung entschlüsselte in einzelnen Zonen (z. B. Talschluß des Glemmtales, Weidmaißriegel, Saalwände, Hohe Penhab) einen recht einfachen tektonischen Bau mit flacher Lagerung des Hauptflächengefüges. In anderen Bereichen herrscht eine beträchtliche Schuppentektonik vor. Außerdem fallen bündelartige Systeme von Kleinstörungen auf, die jeweils geringe Einzelversatzbeträge aufweisen, in der Summe jedoch wichtige Bewegungsbahnen bilden und größere Versätze bewirken können. Derartige Gebiete wurden beispielsweise im Bereich der Schönhofer Wand und des Sattels südlich der Hohen Penhab angetroffen. Klar erkennbar werden diese Störungssysteme nur in der Nähe von Leithorizonten. Auch die Haupttäler dürften auf diese Weise entstandenen Schwächezonen folgen. Die Störungen sind jeweils nur im Talschluß erfaßbar.

Als weitere Besonderheit im tektonischen Bau sind im Bereich um den Tristkogel und den Schusterkogel NW-vergente, enge Kleinfaltungen mit Amplituden im Dezimeter- bis Meterbereich zu nennen, die größere Gebiete betreffen. Ein Großfaltenbau war auch im diesjährig aufgenommenen Bereich nicht nachweisbar. Große Probleme bereitet nach wie vor die Entschlüsselung des großtektonischen Baustils. Dies liegt am Mangel an stratigraphischen Fixpunkten und an der zu geringen Anzahl von Leithorizonten.

Im kommenden Jahr sollen wichtige Teile der wissenschaftlichen Untersuchungen zum Abschluß kommen.

In der Hoffnung auf reiche Conodontenfaunen in den beprobten Carbonatgesteinen soll zunächst ein stratigraphisches Modell erarbeitet werden. Daran anschließend wird die Kompilation der endgültigen Manuskriptkarte erfolgen.

Blatt 123 Zell am See

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 123 Zell am See*

Von VOLKMAR STINGL (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1984 wurde im W das Gebiet der Buchensteinwand, im östlichen Teil die Hochfläche und der Ostabfall der Leoganger Steinberge aufgenommen. Das Quartär des gesamten bisher kartierten Gebietes wurde genauer untergliedert.

Die im Vorjahr aufgefundenen, vererzten, weißen Quarzsandsteine am Hochtölzer und im Eckersbach gehören nicht zum Oberen Buntsandstein, wie vermutet wurde. Durch Vergleiche mit dem Permoskyth in der Umgebung von St. Johann können diese in den hangendsten Bereich der Präbichlschichten gestellt werden, womit die tektonischen Komplikationen in diesem Grenzbereich zum Buntsandstein beseitigt sind.

Der Untere Buntsandstein wurde diesmal nur im Bereich um Pfaffenschwendt und Hochfilzen sowie am Fuß der Buchensteinwand aufgenommen. Die fazielle Ausbildung gleicht völlig jener im E um Leogang. Von den im letzten Jahresbericht als Oberer Buntsandstein bezeichneten Klastika wurden aufgrund von faziellen Untersuchungen die Werfener Schichten abgetrennt. Ihr Einsetzen wurde mit dem Beginn eindeutig randmariner Sedimentation festgelegt. Die z. T. fossilführenden Klastika treten v. a. im Pernergraben, in den Seitengraben des Ullachtales und um die Buchensteinwand auf.

Die Reichenhaller Rauhwacken an der Buchensteinwand gehören zwei aufeinanderliegenden Schollen an, wobei der obere Zug i. w. die Überschiebungsfäche markiert. Die von F. KERNER auf Blatt Kitzbühel – Zell am See 1 : 75.000 (1935) ausgeschiedenen E–W-streichenden Rauhwackenzüge existieren nicht. In den Gräben SE Tannkogel stehen nur „Gutensteiner Dolomite“ an, die durch einige Störungen völlig zerrissen wurden und lokal rauhwackenartiges Aussehen besitzen.

Der Alpine Muschelkalk wird auch im W um die Buchensteinwand hauptsächlich durch „Gutensteiner Dolomit“ vertreten. In diese dunkelgrauen bis schwarzen, dünngebankten bis plattigen Dolomite schalten sich im Fleckberggraben S Tannkogel bis zu 1 m mächtige graue Kalklagen ein, und an der Schiabfahrt oberhalb der Kantalm lassen sich rote, tonige Beläge auf Schicht- und Kluffflächen beobachten. Aufgrund ihrer basalen Stellung im Alpen Muschelkalk könnten sie möglicherweise als zeitliches Äquivalent zur „Virgloria-Formation“ aufgefaßt werden. Ob ein Teil dieser „Gutensteiner Dolomite“ noch zu den Reichenhaller Schichten zu stellen ist, kann ebenfalls nicht ausgeschlossen werden, solange keine genauen Daten vorliegen sind.

Den Gipfelbereich der Buchensteinwand bauen dm-bis m-bankige Kalke von hell- bis dunkelgrauer und fast schwarzer Farbe auf. Es handelt sich um Crinoiden- und Dasycladaceenschuttkalke, den Top der Bänke bilden häufig Wurstelkalke. Das massenhafte Auftreten von Dasycladaceen scheint die Bezeichnung als

„Steinalmkalk“ zu rechtfertigen. Am Eingang in das Tal des Dunkelbaches stehen ebenfalls in einem kleinen Aufschluß dm-gebankte dunkelgraue bis schwarze Wurstelkalke mit gelbbraunen Mergellagen an, die über dünnbankige Dolomite vom Typus „Gutensteiner Dolomite“ in den Wettersteindolomit überleiten. Auffallend ist, daß die Fazies der Reiflinger Knollenkalke fehlt (wahrscheinlich tektonisch).

Der Wettersteindolomit (cm- bis m-bankig, z. T. stromatolithisch, hell und zuckerkörnig oder dunkelgrau) ist v. a. im Bereich Kirchel – Geierkogel und Warmigerberg im W, sowie in der Fortsetzung des Zuges am S-Rand der Steinberge vom Winklerberg über das Saliterköpfl in das Saalachtal verbreitet. Dieser östliche Bereich zeigt häufig extreme tektonische Zertrümmerung (v. a. im hinteren Pernergraben). An der SE-Ecke der Leoganger Steinberge kommen bis zu 100 m mächtige Raibler Schichten zum Vorschein. Zwischen den Zügen Pernergraben – Lugbühel und Mühlbachgraben sind sie wieder völlig ausgequetscht. Die Abfolgen beginnen mit grau-schwarzen Schiefertönen, z. T. mit karbonatischen Sandsteinlagen, die Pflanzenhäcksel führen können. Dieser untere klastische Horizont hat im oberen Teil Sphaerocodienonkolithe und Lumachellenkalke eingeschaltet. Darüber folgt im Mühlbachgraben eine ca. 50 m mächtige Abfolge von teilweise bituminösen Dolomiten, die von bioturbaten Kalken abgeschlossen wird. Sie wird vom oberen Schieferthon-Horizont mit eingeschalteten Sandsteinlagen (Lugbühel) oder Kalklagen (Mühlbach) überlagert. Die obere Kalk-Dolomitfolge geht dann mit dem ersten massiven Auftreten von dickbankigen Dolomiten bzw. den ersten Laminiten in den Hauptdolomit über. Der mittlere Schieferthon-Horizont fehlt nach SCHULER (1967) in den südlichen Leoganger Steinbergen faziell.

Der Übergang vom Hauptdolomit zum Dachsteinkalk ist durch vermehrte kalkige Einschaltungen im obersten Hauptdolomit markiert, was sehr schön am Steig zur Stoßwandhütte zu sehen ist. Der darüber folgende basale Dachsteinkalk leitet über bis zu mehrere Meter mächtige graue Kalke nach oben in die typischen Loferrite über.

Im Schutt unter dem Brandhorn wurden nicht selten rote crinoidenreiche Kalke des Lias gefunden, die wahrscheinlich aus Spaltenfüllungen im Dachsteinkalk stammen. Im Anstehenden wurde nirgends Jura angetroffen.

Als ältestes Glied des Quartärs wurden beim Wiesensee interglaziale Konglomerate gefunden, die von fetter bzw. umgelagerter schlußeiszeitlicher Grundmoräne überlagert werden. Diese von 940 m (Talboden) bis auf 970 m aufgeschlossenen Konglomerate ziehen bis kurz nördlich der Höfe von Unterwarming. Die von einem kalzitischen Material verkitteten Klastika bestehen aus Komponenten des Kristallins (Gneise, Glimmerschiefer etc.), der Grauwackenzone, des Kalkalpins (Permoskyth, Wurstelkalke des alpinen Muschelkalks, Wettersteindolomit, sedimentäre Breccien) sowie aus sandig-mergeligen Resedimenten. In den mäßig bis schlecht sortierten Konglomeraten sind örtlich Linsen von sandig-siltigen Mergeln eingelagert. Die Rundung der Komponenten ist mäßig bis gut, sie können Durchmesser bis zu 0,5 m erreichen. Bei den Schottern, die nachträglich zementiert wurden, scheint es sich um fluviatil umgelagertes Moränenmaterial zu handeln.

Ferntransportierte schlußeiszeitliche Grundmoränen sind im gesamten Arbeitsgebiet verbreitet. Sie sind oberflächlich häufig umgelagert und mit Hangschutt

vermischt. Im Bereich des Warmingerberges liegen bis zu m-große Kristallinerratika verstreut. Die gekritzten Geschiebe setzen sich aus Kristallinmaterial (Granitgneise, Gneise, Amphibolite, Glimmerschiefer), Gesteinen der Grauwackenzone (Wildschönauer Schiefer, Grüngesteine), Prebichlschichten, Buntsandstein und Kalkalpin zusammen. Bei Gunzenreit im Ullachtal ist noch ein schöner seitlicher Moränenwall erhalten.

Im Saalachtal beim Schörhof und bei Stoifen sind postglaziale Terrassenschotter angeschnitten. Die fluviatilen Schotter und Sande bestehen aus umgelagertem Moränenmaterial. Es handelt sich um gradierte Abfolgen von Schottern und Sanden. Die Schotter führen mäßig bis gut gerundete Gerölle, die eine deutliche Einregelung und z. T. Imbrikation zeigen. Die z. T. kiesigen Grob- und Mittelsande sind schräg- und eben geschichtet. Eine schöne Terrasse ist östlich des Schörhofes ausgeprägt. Der lokale Hangschutt ist unter dem Brandhorn und im Ullachtal, auch im Orgenkessel, durch kalzitisches Bindemittel zu Breccien verkittet. Von den alluvialen Schuttfächern, die vor den kleinen Seitentälern aufgeschüttet wurden, ist jener beim Brandhof bzw. bei Reithausen der größte. Die Schotter werden auch abgebaut. Der Fächer nördlich von Biebing besteht aus Bergsturzmaterial, das aus der Abbruchnische, die Muschelkalkgesteine und Wettersteindolomit aufschließt, stammt. Im Tennhäusgraben bei Hochfilzen wurden auf 1080 m rezente Quellsinter angetroffen.

Die tektonischen Verhältnisse am E-Ende der Leoganger Steinberge sind geprägt durch die häufig völlige Zertrümmerung des Wettersteindolomits (besonders im hintersten Pernergraben). Die Raibler Schichten sind auf weite Strecken völlig ausgequetscht, vom Lugbichl gegen E (zum Mühlbach hin) sind sie allerdings noch in Mächtigkeiten bis zu 100 m anzutreffen, wenn auch meist stark reduziert. Ein junges Element ist die Bruchtektonik, die die Störung zwischen Wettersteindolomit und Raibler Schichten bzw. Hauptdolomit mitversetzen. So sind der Lärchkopf und die Labeggwand an 2 NW–SE-streichenden Brüchen gegen E abgesenkt, so daß hier der Hauptdolomit bis in den Talboden reicht und im Graben gegenüber dem Brandhof an Wettersteindolomit stößt. Komplizierter sind die Verhältnisse im W um die Buchensteinwand. Der Sockel des Berges wird von Alpinem Buntsandstein und Werfener Schichten gebildet, die generell söhlige bis flach N-fallende Lagerung aufweisen. Südlich von Pfaffenschwendt zeigt der Buntsandstein einen Faltenbau (Rotachtal) und setzt sich schließlich in die Prebichlschichten, die sedimentär die Grauwackenzone überlagert, fort. Nördlich von Pfaffenschwendt und bei Warming, am S- und E-Fuß der Buchensteinwand, folgen über den Werfener Schichten tektonisch überarbeitete Reichenhaller Rauwacken (Tennhäusgraben), die im Reittal in dieser basalen Abfolge fehlen. Dunkle „Gutensteiner Dolomite“, meist stark zerrüttet, bilden die hangende Fortsetzung. Ähnliche Bedingungen herrschen auch am N-Abhang der Buchensteinwand, südlich von Flecken. Diese basale Abfolge wird dann tektonisch von Werfener Schichten (im N) bzw. Reichenhaller Rauwacken (im S) überlagert. Ihnen folgen „Gutensteiner Dolomite“ und im Gipfelbereich der Buchensteinwand „Steinalmkalk“. Sehr deutlich ist diese Verdoppelung der Schichtfolge im oberen Reittal und in den Gräben der Fleckenermäher zu sehen. Diese Deckscholle zeigt im W-Teil flaches Einfallen gegen W. Gegen den Tannkogel und gegen Warming ist ein generelles Abtauchen nach

N bzw. nach E zu beobachten. Die „Gutensteiner Dolomite“ biegen von einer E–W-Streichrichtung am Tannkogel in eine NW–SE-Richtung gegen Unterwarming um. Überlagert werden sie vom Wettersteindolomit des Tannkogels bzw. des Kirchel-Geierkogel-Stockes östlich des Tales. Dieser Wettersteindolomit ist durch intensive Bruchtektonik stark zerlegt. Der Warmingerberg nördlich Hochfilzen stellt eine durch den Dunkelbachbruch, der sich von Oberwarming bis hinter die Lidlalm verfolgen läßt, abgesenkte Scholle dar. Dadurch kommen an der orographisch rechten Seite am Taleingang, nördlich des Bruches, noch einige Meter von Gesteinen des Alpinen Muschelkalks zum Vorschein. Der von KERNER (Verh. Geol. B.-A., 1923) beschriebene und auch 1935 kartierte Zug von „Gutensteiner Dolomit“, der vom Wiesensee gegen S und an den S-Hängen des Geierkogels gegen E weiterziehen soll, konnte bisher nicht bestätigt werden.

Es scheint also die basale Schichtfolge, die mit der Grauwackenzone in Zusammenhang steht, von der gegen NE bis E abtauchenden Buchensteinwand-Deckscholle schräg abgeschnitten zu werden, wobei allerdings die Verhältnisse durch die ausgedehnte Moränenbedeckung rund um Warming nicht ganz geklärt werden konnten.

Blatt 127 Schladming

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge (Schladminger Tauern) auf Blatt 127 Schladming

Von JOHANN ALBER

Im Sommer 1984 wurden die Gebiete zwischen Gasselalm, Schober und Preuneggatal und die Hänge beiderseits des innersten Weißpriachtales begangen, und die Kartierung im kristallinen Grundgebirge und im Quarzphyllit im westlichsten Teil des Kartenblattes im wesentlichen abgeschlossen.

Bei den Untersuchungen im Gebiet Gasselalm – Preuneggatal galt mein besonderes Augenmerk der Grenze zwischen der Quarzphyllitzone und dem Kristallin. Diese Grenze ist an zwei Forststraßen westlich und östlich der Gasselalm recht gut aufgeschlossen.

Der Quarzphyllit bildet in der Gasselalm (P. 1860) eine steile Aufwölbung, deren Kern in der westlichen Fortsetzung bis ins Forstautal durch einen 20–200 m mächtigen Lantschfeldquarzitzug gekennzeichnet ist. Dieser dürfte in der direkten östlichen Fortsetzung des Labeneck- bzw. des Taurachfensters liegen. Der Nordflügel der Aufwölbung stellt somit eine mächtige verkehrte Schichtfolge dar und baut den Buckelwald auf (Bericht 1981).

Der Südflügel ist westlich der Gasselalm ca. 100 m mächtig und besteht aus Chlorit-Serizit-Quarzphylliten mit Einlagerungen von Karbonatquarziten und Arkosequarziten und schließt mit einem Konglomerathorizont, bestehend aus Serizitschiefern mit Eisenkarbonat-, Feldspat-, Quarz- und Gneisgeröllen transgressiv an das südlich anschließende, wenige Meter mächtige, hauptsächlich Magnetit-führende Quarz-Serizit-Chloritphyllitband mit Schollen von grobkörnigem Muskowitgranitgneis und Eisenkarbonat an. Es folgt eine mehrere hundert Meter mächtige Serie von Biotitparagneisen, Granat-Biotit- und Zweiglimmergneisen mit mehreren verschiedenen mächtigen leukokraten, Feldspat-führen-

den Orthogesteinseinschaltungen. Diese Serie zieht über die Gasselalm und Gasselhöhe weiter ins Preuneggatal, unterbrochen durch mächtige Moränen und durch Bergsturzmassen verhüllt. Der nördlichste der leukokraten Gesteinszüge nahe der Grenze zum Quarzphyllit nimmt zuweilen das Aussehen von Lantschfeldquarzit an und ist vom Kamm in der Gasselalm bis ins Preuneggatal, 400 m westlich vom Gehöft Strick, verfolgbare.

Eine relativ mächtige Serie von migmatischen Bändergneisen, und zwar grüngrauen Granat-Epidot-Biotit-Chloritgneisen, Biotit-Chlorit-Epidot-Plagioklasgneisen und mittelkörnigen, hellen Plagioklasgneisen, die eine dm-m-Bänderung aufweisen, baut den Hauptteil des Kammes südlich der Gasselhöhe bis zum Ruppeteck auf.

Im Zusammenhang mit dieser Serie stehen einige mittel- bis grobkörnige Orthogesteinszüge einer dioritischen Abfolge. Es handelt sich um helle, grobkörnige Biotit-Kalifeldspat-Plagioklasgneise, dunkelgraue bis grünliche, fein- bis mittelkörnige, massige Biotit-Hornblende-Plagioklasgneise, Biotit-Epidot-Plagioklasgneise, Biotit-Karbonat-Plagioklasgneise.

Ein Schwarm von Dioritgneisen baut hauptsächlich die Nordflanke des Schober auf. Einige mehr oder weniger mächtige Ausläufer ziehen zwischen Untersee und Mittersee weiter nach Westen und setzen über den Kamm ins Forstatal über.

Ein zweiter, mächtiger Orthogesteinskörper zieht 250 m südlich des Schober am Grat hinunter zum Obersee, baut die Felsabhänge um den Obersee und westlich davon auf und zieht in einem ungefähr 100 m mächtigen Komplex über den Kamm ins Forstatal.

Einige kleinere Amphibolitgesteinsvorkommen wurden in den Migmatitgneisen und am Rande von Orthogesteinen gefunden. Ein kleinerer Amphibolitzug wurde beim Zeferer Örtl auskartiert. Seine ungefähre streichende Fortsetzung dürfte das etwas verkippte Vorkommen westlich vom Ruppeteck (2126 m) zwischen 1800 und 1900 m Seehöhe darstellen. Zwei kleine, wenige Meter mächtige Züge ziehen in der SE-Flanke des Ruppeteck in Richtung Schobertalm, wo sie von mächtigen Lockermassen verhüllt werden. Ein Amphibolitzug zieht in Verbindung mit Biotit-Plagioklasgneisen vom Mittersee in die West-Flanke des Schober.

An die Südgrenze der Schober-Kristallinlamelle (vgl. Bericht 1981) schließt ein stark vererztes Biotit-Chloritphyllitband, dessen Mineralinhalt starke Verwitterungserscheinungen aufweist. Außerdem sind starke Durchbewegungserscheinungen zu beobachten, Feinfältelung, Zerbernung und Verfaltung von Erzschnüren und Erzkörnern. Unmittelbar daran schließen Konglomerate der Quarzphyllitgruppe mit Geröll von Eisenkarbonat, Quarz, Plagioklasgneis, die weiter im Westen im tieferen Teil des Hanges im Forstatal unterhalb 1300 m Sh. um die Stirne des Schober-Kristallins herumziehen und sich mit dem nördlichen Quarzphyllit der Gasselalm verbinden.

Die Gesteine des Kristallins weisen durchwegs steiles N-Fallen auf, im N stehen sie saiger mit flach nach E fallenden B-Achsen. Gegen den Südrand des Kristallins herrscht dann etwas flacheres N-Fallen der Schichten vor (020/30–005/50°N).

Auf dem linken Einhang des Oberhüttenbaches wurden Revisionsbegehungen gemacht in Ergänzung zu den im Bericht 1982 geschilderten Verhältnissen (Bericht 1982, S. 311, Spalte 2, Zeile 14–18). Der Ober-

hüttenbach stellt zwischen 1480 und 1800 m Seehöhe ungefähr die Grenze zwischen den Karbonatgesteinen der Kalkspitzen und den südlich davon anschließenden Gesteinen des Quarzphyllites und des Kristallins dar. Die genaue Grenze ist großteils von mächtigen Blockmassen verdeckt.

In 1530 m Sh. im Bach ist der Übergang von den Karbonatgesteinen zum Kristallin aufgeschlossen, und es konnten in einem Profil von N nach S folgende Gesteinsglieder beobachtet und dokumentiert werden:

Braungraue Rauhwacke, 1 m weißer Quarzit, glimmerfrei – 1,5 m grüne Albit-Chloritschiefer mit Eisenkarbonat und Magnetit – 0,5 m Serizitschiefer – 1 m weißer, massiger Plagioklasgneis, fast ohne Glimmergehalt, mit Pyrit, Hämatit, Magnetit – 3 m grüne karbonatführende Chloritschiefer – 20 m Muskowit-Biotit-Chlorit-Plagioklasgneis mit Pyrit, Magnetit – 10–15 m grüner Amphibolit.

In südlicher Richtung folgen leukokrate Orthogneise und Plagioklasgneise und Bändergneise und Amphibolite, welche in diesem Bereich steil nach N einfallen und die Antiklinale der Sonntagkarhöhe aufbauen.

Der Oberhüttensee ist im Süden durch einen Felsriegel begrenzt, an dessen Ostende der Übergang zwischen den Gesteinen der Quarzphyllitzone und des Schladminger Kristallins aufgeschlossen ist. In 1910 m Sh wird rötlichgrauer Kalk und Rauhwacke von einem 5–12 m mächtigen, 020/50° NNE fallenden Lantschfeldquarzitband unterlagert. Der Quarzit zieht ca. 80–100 m nach E weiter und wird dann von mächtigem Gehängeschutt verhüllt. Liegend davon folgt ein 15 m mächtiger, Karbonat-führender Quarzphyllit, welcher an dieser Stelle bemerkenswerte Uranmineralisation aufweist. Dieses Quarzphyllitband läßt sich ungefähr 450 m weit in ESE-Richtung in Erosionsrinnen verfolgen.

In direktem Kontakt mit dem Quarzphyllit steht liegend ein 5–8 m mächtiger, sehr heller Plagioklasgneis (Aplitgneis) oder Plagioklas-Quarzit, ohne Glimmer, welcher sich ungefähr 300 m in ost-südöstliche Richtung verfolgen läßt. Die weitere Unterlagerung bilden Granat-Biotit-Hornblendegneise, Amphibolite und migmatische Bändergneise, sie bilden die zwei vom Oberhüttenattel in südöstliche Richtung verlaufenden Felschwellen. Intensive Faltung um 20° E-fallende B-Achsen herrscht in diesem Bereich vor.

Die Bändergneise und Amphibolite queren den Bach und ziehen in südwestlicher Richtung zum Roßkogel (P. 2254), an dessen Gipfel Quarzkonglomerat, Lantschfeldquarzit, dunkle Serizitschiefer und Rauhwacke eingemuldet sind. Auch hier wird der Quarzphyllit von einem leukokraten, glimmerlosen Plagioklas-Quarzit unterlagert, der seitlich aber öfters deutlich in einen Orthogneis übergeht.

Am N-Abhang des Roßkogel herrscht saigere Lagerung der Amphibolite, Orthogneise und Bändergneise, an der Ostflanke sind schöne Falten in allen möglichen Dimensionen zu beobachten, die B-Achsen fallen mit 10–25° nach E bis ESE ein. Auf der Südseite des Roßkogel fallen die Gesteine mit 30°–65° nach SSW ein. Im Talgrund des Weißpriachtales bildet ein leukokrates Orthogestein zwischen 1720 und 1780 m Sh. eine 60 m hohe Schwelle, die am NW-Rand einer großen Rutschmasse liegt. H. SCHEINER (1959) hat an dieser Stelle Lantschfeldquarzit ausgeschieden. Dem Aussehen und dem Verband mit Amphibolit und Bändergneisen und dem petrographischen Befund nach handelt es sich um

einen Plagioklasgneis. Der Gesteinskomplex fällt 135/50–70° SE.

Den Gipfel der Gamskarlspitze baut ein grob- bis mittelkörniger Amphibolit auf. Er grenzt am NE-Kamm an einen Granat-Biotit-Muskowit-Augengneis bis Bändergneis. In nördlicher Richtung folgen über 200 m mächtige, leukokrate Biotit-Granitgneise mit steilem 010/75° N-Fallen. Sie ziehen zum Tscheibitschsee und weiter ins Weißpriachtal und sind in 1550 m Sh. am Aufstiegs- weg zur Tscheibitschalm aufgeschlossen. Im hangend- sten Bereich sind Paragneislagen eingeschaltet. Den Abschluß der Kristallingesteinsserie nach N gegen die Triasgesteinsmulde bildet ein 10–40 m mächtiger Pla- gioklas-Quarzit, auch hier wiederum nahezu ohne Glim- mergehalt und stark Erz-führend. Er tritt wieder mit Quarzphyllitgesteinen in Kontakt. Dieses Plagioklas- Quarzitband zieht von 2200 m Sh. in östliche Richtung ins Weißpriachtal, in 2005 m Sh. steht es mit einem 15 m mächtigen Lantschfeldquarzit in Kontakt. In 1915 m Sh. folgt auf den leukokraten Plagioklasgneis nach N 5 m Lantschfeldquarzit, dann 4 m Quarzphyllit, 5 m Lantschfeldquarzit und schließlich rötlich und dun- kelgrau gebänderter Kalk, Rauhwacke und Dolomit. Die Gesteinsschichtflächen fallen an dieser Stelle 030/50° nach NNE. Weiter östlich in 1810–1850 m Sh. grenzt der helle, vererzte Plagioklasgneis bzw. -Quarzit an röt- lichgraue Bänderkalke und hat 010/70° N Fallen.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 127 Schladming

Von EWALD HEJL (auswärtiger Mitarbeiter)

- Im Sommer 1984 wurden folgende Gebiete kartiert:
- 1.) Der Bereich Schladming – Planai
 - 2.) Der Bereich Znachstattel (2059 m) – Vetterkar – Schnabelkar – Landwierseen.

Der Bereich Schladming – Planai

Die im Jahr 1983 begonnene Kartierung wurde heuer im W bis zum Schladminger Talbach fortgesetzt. dabei konnte die Nordgrenze des Schladminger Kri- stallins, das hier vor allem aus feinkörnigen Para- gneisen, Injektionsmigmatiten und Orthogneisen be- steht, ziemlich genau erfaßt werden. Am Kamm zwis- chen dem Krahbergsattel und dem Krahbergerzinken in SH 1870 m fallen die Schladminger Gneise mit einer Neigung von ca. 40° nach N unter die phyllitischen Glimmerschiefer der Planai ein. An den Forststraßen, die südlich von der Planai-Mautstraße abzweigen, kann diese Grenze auch sehr genau festgelegt werden. Sie verläuft über die Krahbergeralm, schneidet den Rücken zwischen den Koten 1561 und 1158 in SH 1430 m und verläuft dann durch das e von „Rittershof“. Ca 500 m NNE der Kote 1158 liegt zwischen dem Schladminger Kristallin und den phyllitischen Glimmerschiefern ein höchstens 10 m mächtiger, gelblichweißer bis grauer, gebänderter Marmor. Im Bereich zwischen dem Wh. Rittershof und dem Langreitgraben wurden die han- gendsten Anteile des Schladminger Kristallins phylloni- tisiert, wobei es zur Neubildung von Chlorit und Serizit kam. Durch diesen Vorgang wurden die Gneise in Chlo- ritschiefer, Serizitschiefer und Serizitquarzit umgewan- delt. Solche Serizitquarzite sind z. B. beim i von „Rit- tershof“ aufgeschlossen und wurden auch beprobt. Von den phyllitischen Glimmerschiefern der Planai unter-

scheiden sich die Diaphthorite des hangenden Schlad- minger Kristallins durch ihre relative Ebenschichtigkeit, einen stofflichen Lagenbau (z. B. Serizitschiefer – Seri- zitquarzit), der im Aufschlußbereich gut verfolgbar ist und durch das gelegentliche Auftreten von Feldspatpor- phyroblasten, die vor allem im Querbruch und auf ange- witterten Gesteinsoberflächen sichtbar sind.

Die phyllitischen Glimmerschiefer der Planai sind hingegen unruhig wellig-schichtig oder lin- sig (Quarzlagen keilen meistens schon nach wenigen dm aus). Im Mineralbestand und in der Gefügeprägung entsprechen sie den im Vorjahr beschriebenen Kaib- lingschiefern.

Der Bereich Znachstattel (2059 m) – Vetterkar – Schnabelkar – Landwierseen

Im Bereich des Hauptkammes der Schladminger Tau- ern wurde eine Teilrevision der Kartierung von SCHEDL (1981) durchgeführt.

Im Grenzbereich zwischen dem Permomeso- zoikum der Kalkspitzen und dem Schladmin- ger Altkristallin ergab sich eine weitgehende Über- einstimmung mit der Aufnahme von SCHEDL. Im Gebiet des Znachstatts liegt eine inverse Abfolge aus Alpi- nem Verrucano, Lantschfeldquarzit und triadischen Kar- bonatgesteinen (es handelt sich um den Hangend- schenkel der im S geschlossenen Kalkspitzenmulde), die mittelsteil nach E bis NE unter das Altkristallin ein- fällt. Den hangendsten, also stratigraphisch liegendsten Teil des Alpinen Verrucanos bildet hier ein ca. 10 m mächtiger Geröll führender Quarzphyllit, dessen Quarz- gerölle bis über 5 cm (vereinzelt bis zu 8 cm) groß sind. Lagen mit großen Geröllen wechseln mit feinkörnigen Quarzphylliten im dm- bis m-Bereich. Etwa 60 m WSW der Znachspitze (2225 m) fällt dieser Geröllhorizont un- ter das Schladminger Kristallin ein. Im unmittelbaren Grenzbereich befindet sich ein wenige m mächtiger kar- bonathaltiger Serizitschiefer, der stellenweise sehr vie- le, bis ca. 3 mm große Magnetite enthält. Es könnte sich hier um einen metamorphen eisenreichen Boden (Metalaterit?) handeln. Auch N des Radtädter Tauerns kommen an manchen Stellen magnetitreiche Schiefer an der Grenze zwischen dem Altkristallin und dem Ge- röll führenden Quarzphyllit vor (frdl. mündl. Mitt. von P. SLAPANSKY). Der Kontakt zwischen dem Alpinen Verru- cano und dem Altkristallin kann hier zwanglos als post- variszischer Transgressionsverband gedeutet werden. Demnach käme für die Geröll führende Lage ein ober- karbonenes oder permisches Alter in Frage.

Die lithologische Vielfalt des Altkristallins zwis- chen der Znachspitze und den Landwierseen wurde in der Dissertation von SCHEDL (1981) ausführlich be- schrieben. Eine genaue Grenzziehung zwischen den Bändergneisen der Vulkanitserie und den Biotitgneisen, wie sie von SCHEDL vorgenommen wurde, möchte ich nicht empfehlen, da es zwischen diesen Gesteinsserien kontinuierliche Übergänge gibt.

Auf den Halden des Lagerstättenbereiches Zinkwand – Vetterkar wurden einige Erzproben gesammelt. Herr Doz. BERAN (Institut für Mineralogie der Universität Wien) ließ freundlicherweise von einigen dieser Proben Anschliffe anfertigen, an denen folgende Erzparagenesen festgestellt werden konnten (1–4 sind Proben aus dem Schnabelkar; 5 kommt aus dem Vet- ternkar, 170 m N Freying):

- 1) Kupferkies + Magnetkies + Pyrit + Arsenkies + Zinkblende + Bleiglanz + Fahlerz

- 2) Rotnickelkies + Weißnickelkies + Gersdorffit
- 3) Kupferkies + Löllingit + Fahlerz
- 4) Fahlerz + Arsenkies + Kupferkies
- 5) Fahlerz mit Kupferkies-Einschlüssen

Die Gangart ist vorwiegend karbonatisch; die Proben 4 und 5 enthalten auch viel Quarz.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming

Von ALOIS MÁTURA

Im Sommer 1984 wurde ein Gebietsstreifen entlang dem östlichen Blattrand zwischen der Kammregion Höchststein – Wildstelle und dem Ennstalboden kartiert. Es ist in anderen Worten der Bereich des Gumpentales und des Seewigtales. Dieser Gebietsstreifen erschließt ein interessantes Profil, das vom Schladminger Kristallin über Anteile der Wölzer Glimmerschieferzone bis in den Bereich der Ennstaler Phyllite reicht.

Das Schladminger Kristallin wird hier an seinem Nordrand durch das Auftreten größerer und kleinerer Orthogneiskörper geprägt. Der größte Körper mit häufig gröberkörnigen, porphyrischen Partien nimmt den Talboden und die unteren Hangbereiche zwischen Bodensee und Hüttensee ein. In der weiteren Nachbarschaft sind die gewöhnlich feinkörnigen Paragneise des Schladminger Kristallins deutlich migmatitisch und enthalten immer wieder bis zu mehrere Meterzehner große Körper von Granitgneisen und lichten, migmatoiden Orthogneisen. Örtlich treten in den Orthogesteinen hornblendeführende bis -reiche Partien auf, die wohl granodioritische bis dioritische Zusammensetzung besitzen. In den Paragneisen treten nicht selten fein verteilte Hornblendenadeln in gewöhnlich scharf abgegrenzten Bereichen auf.

Mangels geeigneter Leithorizonte ist der interne Großbau des Schladminger Kristallins auch im hinteren Seewig- und Gumpental schwer aufzulösen. Generell herrscht mittelsteiles Nordfallen der Schieferung vor. Im Bereich des hintersten Seewigtales und am Kamm zwischen Höchststein und Wildstelle ist söhlige Lagerung verbreitet, die um subhorizontale, E–W- bis NW–SE-orientierte Achsen pendelt. Nur südlich des Wildstellenmassives, im Gebiet des Wildlochkares und des Trattenkares ist ein größerer Bereich mit südfallender Schieferung ausgebildet; dieses Südfallen hält aber in der streichenden westlichen Fortsetzung nicht an. Ein größerer Antiklinalbau in der Kammregion Höchststein – Wildstelle ist also nur im Ostteil deutlicher erkennbar.

Die Linie Roßfeldsattel – Moaralm – Niederlabeck – Forellenhof/Bodensee bildet den Geländeanschnitt der mittelsteil nordfallenden nördlichen Grenzflächen des Schladminger Kristallins.

Im Norden schließt bis etwa zur Linie Schwaiger – Vorhabner ein Bereich an, in welchem phyllitische Glimmerschiefer und Phyllite vorherrschen. Ein bis zu mehrere hundert Meter mächtiger Streifen innerhalb dieser Serie besteht aus Granatglimmerschiefern, in deren Verband vereinzelt graphitreiche Marmore oder Ankeritmarmore auftreten. Dieser Streifen streicht vom Gehöft Zauner im Seewigtal über den Schwarzkogel; quert gegen Westen das Gumpental und zieht hinauf bis zu K 1804 nordöstlich des Hauser Kaiblings. In den Phylliten zwischen diesem Streifen und dem Schladminger Kristallin im Süden treten verbreitet phyllitische Gestei-

ne auf, die als phyllonitisiertes Kristallin aufgefaßt werden könnten. Eine genauere Bestimmung wird erst nach dem Vorliegen der Dünnschliffe möglich sein. Diese ganze Serie stellt sehr wahrscheinlich die westliche Fortsetzung der Wölzer Glimmerschiefer dar und wurde von E. HEJL 1984 als Kaiblingschiefer bezeichnet. Die Schieferung fällt i. a. mittelsteil nach Norden; im nördlichsten Bereich sind diese phyllitischen Glimmerschiefer intensiv b-tektonisch verformt.

Im Norden folgen in den tieferen Zonen der südlichen Ennstalflanke die Ennstaler Phyllite. Es sind blätterige, lichte bis dunkelgraue Phyllite und stumpfgrünlichgraue, zuweilen mürbe Chloritphyllite. Die s-Flächen sind zu meist eben und fein gerunzelt und fallen ebenfalls generell mittelsteil gegen Norden ein.

Moränenschutt der Würmeiszeit bedeckt oft größere, zusammenhängende Flächen und reicht auf den Hängen bis über 1400 m hinauf. Zeugnisse jüngerer Vorstöße des Eises dürften die Endmoränen zwischen Baumschlagalm und Gumpentalalm im Gumpental sowie bei der Hinterhabneralm im Seewigtal darstellen. Im Nordhang des Petersberges und des Gössenberges sind mehrere Geländestufen angedeutet, deren mögliche glazialgeologische Bedeutung erst im größeren regionalgeologischen Zusammenhang erfaßt werden kann.

Von jüngerer Hangtektonik sind vor allem die weicheren phyllitischen Bereiche betroffen. In den Kambereichen kam es verbreitet zur Doppelgratbildung und in den Talflanken zu zahlreichen Zerrfugen. Der Bodensee im Seewigtal wurde durch den Bergrutsch vom Schwarzkogel aufgestaut. Auch im Gumpental gibt es größere Rutschmassen, wie etwa bei der Labeckalm oder im Ostfuß des Hauser Kaiblings.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 127 Schladming

Von ELISABETH POBER (auswärtige Mitarbeiterin)
& GERHARD W. MANDL

Im Berichtsjahr wurde die Kartenaufnahme im Bereich des Mandlingzuges und in den Südabstürzen des Dachsteinmassives zwischen Stoderzinken und Silberkar weitergeführt.

Mandlingzug (Rössingberg – Sattelberg – Kulmberg)

In der einförmigen dolomitischen Schichtfolge dieses kalkalpinen Triasstreifens konnten einige neue Details beobachtet werden. Die Basis über paläozoischen Ennstaler Phylliten und wechselnd mächtigen Werfener Schichten bilden gebankte, z. T. auch knollige schwarze Dolomite (Gutensteiner Schichten). Darin eingeschaltet finden sich an der Rössingberg- SW-Seite hellgraue Bankdolomite, welche in ähnlicher Position auch an der Sattelberg SE-Seite auftreten und Mächtigkeiten von über 10 m erreichen dürften. Die Hauptmasse des Mandlingzuges wird von überwiegend weißem „Ramsaudolomit“ aufgebaut. Ein dichtes Netz von Harnischflächen und Mylonitzonen bewirkt den typischen, feingrusigen Zerfall und verwischt auch weitgehend die ursprünglichen Sedimentstrukturen. Reliktisch sind manchmal biogenreiche, spätig zementierte Resedimente erkennbar, die auf eine Ablagerung in bewegtem Seichtwasser hinweisen.

An der Südwestseite des Aichberges waren von E. POBER im Vorjahr graue Bankkalke mit Hornsteinen im Grenzbereich zwischen Gutensteiner Schichten und Ramsaudolomit entdeckt worden. Derartige pelagische Einschaltungen wurden nun auch an drei weiteren Stellen gefunden, sie sind jedoch im Streichen nie über längere Strecken verfolgbar. Die Serie besitzt eine beträchtliche lithologische Variabilität. Den besten Eindruck in die Abfolge der verschiedenen Lithotypen gewährte bisher ein Straßeneinschnitt NW Gasthof Burgstaller:

Über subanstehenden schwarzen Knollenkalken folgen mit zunehmend helleren Farben wellig-dünbankige Dolomite, welche infolge der tektonischen Zertrümmerung jedoch eher massig wirken. Im Hangenden sind darin zuerst dünne graue Mergelfugen, zwei Meter höher aber intensiv grüngefärbte, zentimeterbreite tuffitische Zwischenlagen eingeschaltet.

Darauf folgen sehr feinkörnige, grünliche bis orangebraune Dolomite und schließlich leiten rot anwitternde, stark zertrümmerte Dolomite zum hellen, hier strukturlosen Ramsaudolomit über. Die Mächtigkeit dieser Abfolge bis an die Basis des Ramsaudolomites beträgt etwa 35 m.

In vergleichbarer Position treten auf der Nordostseite des Rössingberges, nahe dem Gehöft Gerharter, schwarze und hellgraue Hornsteinkalke subanstehend auf. Biostratigraphische Einstufungen stehen noch aus.

Jura- und Kreideschollen zwischen Kalchwand und Weißen Kögeln

Zwischen den großen Plassenkalk-Wandstufen der Kalchwand und der Weißen Kögel ragt eine ganze Reihe kleiner Kalkklippen aus dem Schuttstrom der darüber aufragenden Südwände der Dachsteingruppe. Diese Klippenreihe erreicht, von der Kalchwand gegen Osten abfallend, westlich vom „Lodenwäcker“ den Talgrund. An der Basis dieser Schollen treten lokal immer wieder Gips und grüne Tone auf, der Grenzbereich zu den unterlagernden Werfener Schichten ist jedoch stets von grobem Blockwerk begraben.

Auf den Hellkalkschollen lagern Reste von Gosauserien. Häufig sind Basiskonglomerate aus gut gerundeten Plassenkalkgeröllen in roter, sandiger, karbonatisch gebundener Matrix anzutreffen, gefolgt von graubraunen Mergeln und Sandsteinen. In einer Wechselfolge letzterer sind in den Gräben östlich der Kalchwand einzelne Konglomeratlagen eingeschaltet. Das Geröllspektrum der bis faustgroßen Komponenten umfaßt graue, selten rosa Kalke, selten Dolomitbröckchen, rote glimmerreiche und grüne Werfener Sandsteine, hellgelblichen, rot geäderten Plassenkalk, graue Kalkknollen mit Hornsteinrinden und schwarze Hornsteinbruchstücke, die vereinzelt auch gut gerundet sein können.

Die Gosauserien werden tektonisch von Werfener Schieferen der Dachsteindecke überlagert, die Mächtigkeiten schwanken entsprechend stark. Reste von Nierentaler- oder Zwieselalmschichten wie am Ramsauer Hühnerkogel (siehe MANDL, Bericht 1983) konnten hier im Ostabschnitt nicht mehr gefunden werden.

Dachsteindecke

Nördlich des Rössingberges streicht der Ramsaudolomit des Mandlingzuges unter der Dachsteindecke hinein. Die Jurakalke der Weißen Kögel wurden im Vergleich zu den Klippen weiter westlich etw 250 m hochgepreßt, die Skyth-Anis-Serien der Dachsteindecke an

steilstehenden, WNW- bis NE-streichenden Störungen zerstückelt und verstellt. Tiefe Mitteltrias grenzt so direkt an Wetterstein-/Dachsteindolomit; der Wettersteinkalk, seine gebankten Vorriffsedimente und die unterlagernden Buntkalke sind hier weitgehend tektonisch unterdrückt.

In den mit Vorriffschutt verzahnten, mitteltriadischen Hellkalcken östlich der Kampriese wurden in tektonisch verquetschter Position karbonatfreie, feinstkörnig dichte, grüne Einlagerungen beobachtet, die wohl tuffitischen Ursprungs sind.

Am Dachsteinplateau wurden die Arbeiten immer wieder durch Nebel und Schneefall behindert. Die kleinen Vorkommen von „Werfener Schichten“ (Dachsteinkarte von GANSS, KÜMEL & SPENGLER, 1954) am Westende der Hölltal-Furche erwiesen sich als limonitisch verwitternde Brauneisenkrusten, die teilweise Dachsteinkalkbrekzien verkitten und eine tertiäre Infiltration in ein altes Kluftsystem darstellen dürften. Rote Tone mit kleinen Augensteingeröllchen und Dachsteinkalkbrekzien in einer Matrix aus groben „Augensteinsanden“ finden sich gleichfalls in der Nähe.

Die kartenmäßige Gliederung des Dachsteinkalkes erwies sich insofern als schwierig, als die massigen Typen nur untergeordnet Riffkalk darstellen (z. B. Sinabel, Stoderzinken). Es überwiegen auch in der massigen Ausbildung lagunäre Bildungen einer einförmigen Schlammfazies, lokal mit Onkoiden, Großgastropoden und roten, gebänderten Residualsedimenten. Letztere können lateral rasch auskeilende Bankfugen verursachen oder unregelmäßige Lösungshohlräume verfüllen.

Ab dem Höhenzug der Gjadsteine gegen W prägt jedoch nur mehr der eindeutig lagunäre, typisch gebankte Dachsteinkalk das Landschaftsbild.

Neben der Gliederung des Dachsteinkalkes ist auch noch die Grenzziehung zwischen Dolomit und Dachsteinkalk im südlichen Kemetgebirge im kommenden Aufnahmssommer durchzuführen. Kriterien zu einer Klärung des Altersumfanges und der primären Fazies der einförmigen Dolomitmassen zwischen Wettersteinkalk und Dachsteinkalk fehlen weiterhin, es waren bisher nicht die kleinsten Reste terrigener oder anderer eindeutiger Karnserien zu finden.

Gleichfalls noch offen ist der Bau der Stoderzinken-Südseite. Der unter die Dachsteindecke hineinstreichende Mandlingzug verursacht auch hier steilstehende, E-W-streichende Bruchscharen mit kulissenartiger Staffelung makroskopisch ähnlicher Mittel- und Obertriaskalke. Hier wird ohne Auswertung von Dünnschliffserien kaum eine befriedigende Darstellung des Bauplanes gelingen.

Blatt 133 Leoben

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 133 Leoben*)

Von CHRISTA BRÖCKER (auswärtige Mitarbeiterin)

Das bearbeitete Gebiet liegt zwischen Gams- und Laufnitzgraben im NW von Rothleiten.

Die Lithologie wird bestimmt durch verschiedenartige Gneise, Amphibolite und Glimmerschiefer.

Im nordwestlichen Teil des Gebietes tritt Wechsellaagerung von hellen Gneisen mit dunklen, z. T. granatfüh-

renden Amphiboliten auf. Die Gneise, die in ihrer Mächtigkeit stark schwanken (cm bis m), treten in verschiedenen Varietäten auf. Man findet graue, massige Gneise neben augigen Typen und hellen Plagioklasgneisen, die z. T. bis 3 mm große Granate führen. Der Biotit-Gehalt schwankt sehr stark.

In diese Wechsellagerung sind Granitgneis-Linsen und mächtigere Amphibolitbänder konkordant eingeschaltet.

An einigen Stellen erkennt man migmatitisch texturierte Gneise.

Die Amphibolitlagen sind häufig retrograd in Biotit-Schiefer umgewandelt (z. B. am Weg SE Bärenkogel).

Die gesamte Wechselagerung ist, im Gegensatz zu den darauf folgenden Einheiten, sehr stark in sich verfallt. Die Gneise der Wechsellagerung fallen im westlichen Teil flach nach NNW ein. Im Bereich um den Bärenkogel ändert sich die Richtung des Streichen von W-E nach WNW-ESE mit flach nach NNE einfallenden Faltenachsen.

Darüber folgt der Plagioklasgneis. Das Gestein ist überwiegend hellgrau (im angewitterten Zustand weißlich) und besitzt einen feinen Lagenbau. Die dunklen Gemengteile (vorwiegend Biotit) sind streng in die Schieferung eingeregelt. Stellenweise sind auch hier Bereiche mit kleinen Granaten erkennbar.

In dieser Einheit treten auch Biotit- und Hornblende-reichere Typen mit Übergängen zu Biotit- und Hornblendegneisen auf. Infolge tektonischer Beanspruchung und Diaphthorese sind diese Gneise an vielen Stellen aufgelockert und mylonitisiert.

Pegmatite sind selten. Eine etwas mächtigere Einschaltung findet man wenige m unterhalb Lembacher im Gamsgraben.

In der streichenden Fortsetzung des Plagioklasgneises findet man, vor allem im südlichen Teil des Gebietes, massige dunkle Gneisvarietäten. Dies läßt vermuten, daß hier dasselbe Ausgangsmaterial durch unterschiedliche Deformation ein unterschiedliches Aussehen erhalten hat.

Beim Forsthaus unterhalb Lembacher ist ein mächtiger Amphibolitkeil konkordant in die Plagioklasgneise eingeschaltet. Dieser Amphibolit ist massiv und zeigt im Gegensatz zu anderen Amphiboliten dieser Einheit geringere tektonische Beanspruchung.

Die unteren beiden Einheiten (Wechsellagerung und Plagioklasgneise) werden häufig von in ihrer Mächtigkeit (cm bis m) stark schwankenden Granitgneis-Linsen unterbrochen. Dieser Granitgneis ist ein spröder, massiger Gneis mit leicht muscheligen Bruchflächen. Die weiße, aus Quarz und Feldspat bestehende Grundmasse wird von Biotit und Hellglimmern durchschwärmt. Der Gneis besitzt ein extrem lineares Gefüge und ein schwach ausgebildetes Parallelgefüge (gut abgeschlossen am Weg SW Kreuzkogel).

Über den Plagioklasgneisen folgen feingebänderte Amphibolite. Auffallend sind hier die wie mit einem Lineal gezogenen Grenzen zwischen hellen und dunklen Lagen (besonders gut 200 m unterhalb der Weggabelung W Lerchkogel zu erkennen).

Der nun folgende Augengneis kommt nicht direkt auf die feingebänderten Amphibolite zu liegen, sondern wird von ihnen durch ein geringmächtiges Band von augigem Plagioklasgneis und ein wenige cm dickes Amphibolitband getrennt. Diese beiden schmalen Bänder sind durch das gesamte Gebiet zu verfolgen.

Der Augengneis selbst zieht vom Forsthaus unterhalb Sagmeister über den Lerchkogel bis ≈ 250 m oberhalb der Einmündung des Finsterbaches und ist auch von dort auf der östlichen Seite des Laufnitzgrabens gut weiterzuverfolgen. Es handelt sich hier um ein mittelgraues, biotitreiches Gestein. Die Feinstruktur von hellen (glimmerarmen) und mittelgrauen (glimmerreichen) Lagen wird von bis zu 3 cm großen Alkalifeldspatäugen, die deutlich in der Schieferung geregelt sind, unterbrochen.

Auf den Augengneis folgt ein mächtiger Amphibolit-Komplex. In den unteren Partien findet man häufig dunkle, massige Granat-Amphibolite. Darauf folgen feinkörnigere Typen, die rötlich anwittern und tektonisch stärker beansprucht sind.

In den Amphibolit-Komplex sind häufig kleine Serpentinlinsen eingeschaltet. Eine größere Linse findet man ≈ 350 m östlich der Weggabelung unterhalb des Lerchkogels. Am oberen Weg ist die Grenze zwischen Amphibolit und Serpentin sehr gut aufgeschlossen. Man findet hier Talk und Aktinolithfels zwischengeschaltet. Am oberen Weg ist der Serpentin ein eher feinschiefriges bis blättriges Gestein, mit seidig glänzender Oberfläche, während er weiter unten ein eher massiges Gefüge mit muscheligen Bruchflächen besitzt.

Auf die Amphibolite folgen Hellglimmerschiefer, die häufig Einschaltungen von Amphibolit-, Biotitglimmerschiefer- und kleinen Marmorlinsen aufweisen. Manche dieser Einschaltungen lassen sich lateral sehr weit verfolgen.

Der Glimmerschiefer selbst ist ein teilweise mittelgraues bis leicht bräunliches Gestein. Die Verwitterungsfarbe ist hell- bis rostbraun. Durch Zunahme von Muskovit können die Schiefer in Hellglimmerschiefer übergehen. Diese Hellglimmerschiefer zeichnen sich durch hohe Granatanteile aus. Die einzelnen Granatidioblasten erreichen Durchmesser von bis zu 7 mm (z. B. ≈ 100 m südöstlich des Schweighofes im Gamsgraben).

Der Quarzgehalt der Glimmerschiefer ist starken Schwankungen unterworfen, vereinzelt beobachtet man Übergänge zu Glimmerquarziten.

Die Gneise und Amphibolite im Hangenden der Wechselfolge fallen im Gegensatz zu ihr nach SE ein. Sie streichen alle um SW-NE. Das gleiche Streichen haben auch die Glimmerschiefer am südöstlichen Ende des Arbeitsgebietes.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Paläozoikum auf Blatt 133 Leoben*)

Von FRANZ NEUBAUER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Geländearbeiten auf Blatt Leoben dienen der abschließenden Klärung einer in anderem Zusammenhang begonnenen Neubearbeitung folgender Gebiete:

- 1) Grauwackenzone östlich Bruck a. d. Mur zwischen Kaltbachgraben und Mürtal
- 2) Übelstein als Ausläufer des Rennfeldkristallins
- 3) des Kumpelgrabens und seiner Umgebung im Gleinalmkristallin.

Die Grauwackenzone und ihr Rahmen östlich Bruck

Den Nordrahmen der Grauwackenzone bilden hier zwischen Burg Kapfenberg und Krottendorf Paragneise

und Plagioklasamphibolite (des Rennfeldkristallins i. w. S.), die zwischen Trofaiach-Linie im Norden und einer steil N-fallenden Störung zwischen Hollertal – Wh. Weber – Kehr eingeklemmt und entsprechend kräftig zu Protomyloniten und Kataklasiten umgearbeitet sind.

Die Grauwackenzone selbst erscheint nach generellem Bauplan als nach S überkippte Mulde. An deren Basis taucht südlich obengenannter Störung noch in wenigen Aufschlüssen Rannachserie auf, auf die sich Karbon der Veitscher Decke mit schwarzen und hellen Schiefen sowie mit Kalkmarmoren zwischen Diemlach und Friedlwiese in fast isoklinal schließende Falten legt. Das Karbon fällt generell nach S unter die höheren Einheiten ein, um im S-Schenkel der Mulde im Kaltbachgraben wieder darunter aufzutauchen.

Es folgt das Altkristallin der Norischen Decke, das im Nordschenkel zwischen Schinitzkogel und Tanzenberggraben überkippt ist. Es besteht hier aus augigen Paragneisen, Amphiboliten, stark verschieferten Grünschiefern und geringmächtigen Marmorlinsen. Im flach lagernden S-Schenkel treten die bekanntesten Granatamphibolite des Rittinger Typus dazu sowie wenige Serpentine (z. B. jener der Elisenuhr sowie zwei neugefundene Linsen), Granatglimmerschiefer und aplitreiche Paragneise. Quarzite und quarzitisches Gneise an der Obergrenze des Kristallins lassen sich weder eindeutig dem Kristallin noch den auflagernden altpaläozoischen Schiefen zuordnen. Sie zeigen eine extreme Dehnung ungefähr in E–W-Richtung, die sich in Schieferungsflächen und Streckungslineationen ausdrückt.

Diese altpaläozoischen Schiefer („feinschichtige Grauwackenschiefer“) bauen die obersten Anteile der Rücken zwischen Diemlacherkogel zum Prieselbauer auf.

Weiter gegen E (östlich Prieselbauer) konnte ein extremer Schuppenbau erkannt werden. Auf die zuletzt beschriebenen altpaläozoischen Phyllite folgen mit beinahe söhlicher Lagerung:

- Karbon mit Sandsteinen, Konglomeraten, Schwarzschiefern, das v. a. zwischen Tannberg und Hollertal mächtig entwickelt ist,
- Altkristallin der Norischen Decke, in denen auch Gneisgerölle führende Konglomerate und Grünschiefer erkannt wurden,
- schwarze Schiefer der Veitscher Decke,
- Altkristallin der Norischen Decke mit v. a. Amphiboliten
- und schließlich Schiefer der Norischen Decke, die den Gipfel der Höhe 979 bei Gehöft Steiner aufbauen.

Gemeinsame Gefügemerkmale sind ausgeprägte um E–W pendelnde Streckungslineare und N-streichende Dehnungsschieferungsflächen. Dieser Bau läßt sich als Duplex-Struktur interpretieren und wurde nachträglich in diese Großmulde miteinbezogen.

Der Diemlacherkogel wird von jungtertiären (?) Grobschottern in lehmiger Matrix überdeckt, die v. a. eine Mulde südöstlich des Kogels als tertiäres Tal auffüllen, deren Sohle im SW auf etwa Seehöhe 620 m hinabreicht. Die Komponenten bestehen aus v. a. kalkalpinen Geröllen und Grobgneisen und weisen somit auf ein nordöstlich gelegenes Liefergebiet.

Übelstein

Der sehr schlecht aufgeschlossene Übelstein SE Bruck ist ein westlicher Ausläufer des Rennfeldkristal-

lins. Er wird an seinen Südhängen von mittelsteil NNW fallenden Amphiboliten in Fortsetzung der Amphibolite des Rennfeldgipfels dominiert, denen Paragneise auflagern, die eine gewisse anatektische Beeinflussung zeigen (Bildung von Leukosomen, Feldspatblastese).

An seiner Nordwestflanke lagert geringmächtige Rannachserie sowie Karbonschiefer und Kalkmarmore des Karbons auf.

Kumpelgraben (Südrand des Kartenblattes)

Ziel der Geländearbeiten ist es v. a., Ausdehnung und Stellung des Kumpelgrabengranits und des Augengneiszuges herauszuarbeiten.

Die Südhänge der Fensteralpe werden von einem breiten Areal von flach SE fallenden, kaum aufgeschlossenen Bänderamphiboliten eingenommen. Neben vermutlich primär angelegten lagigen Texturen (Wechsel amphibolreicher dunkler Lagen und heller Gneislagen) konnten auch Hinweise auf anatektische Beeinflussung (d. h. plutonische Bildung von Apliten) gefunden werden. Die Bänderamphibolite werden von mehr oder weniger homogenen Plagioklasamphiboliten überlagert, die weit über den aufgelassenen Granitsteinbruch im Kumpelgraben gegen SE vorspringen. Der Kumpelgrabengranit taucht einer flachen Aufwölbung unter diesem Amphibolit auf, nimmt auf der NE-Seite des Kumpelgrabens nur das Steinbruchareal ein und reicht auf der SW-Seite etwas höher den Hang hinauf. An den Grenzen des Metagranits finden sich Biotitierungserscheinungen und synintrusiv zu deutende Pegmatoide (in „s₀“-Stellung zu jüngeren NW-vergente Falten bzw. in Achsenflächenstellung) sind auffallende Merkmale.

Der Metagranit wird von Amphiboliten unterlagert, die im Bachbett unter dem Steinbruch eine Serpentinlinse beinhalten.

Im vorderen Kumpelgraben legen sich wieder Bänderamphibolite (mit häufig auch quarzitischen hellen Lagen) über die mehr homogenen Amphibolite. Am Rücken südöstlich der Höhe 1450 m bis hinab zum Steiner sind aplitische Orthogneise in einer Muldenstruktur in diesen Bänderamphiboliten aufgeschlossen, ebenso auf der gegenüberliegenden Flanke des Kumpelgrabens, die den Talboden nicht erreichen. An den Rändern des Orthogneises finden sich eine hornblendereiche (granodioritische) Randfazies sowie Biotitierungserscheinungen.

Zwischen Fürst und Einsattelung zwischen Sadning- und Zöllerkogel folgen massige homogene Amphibolite, in denen sich Linsen anatektischer Paragneise finden. Einzelne Aufschlüsse lassen in Bezug auf die voralpine Hauptmetamorphose und -deformation diskordante Granitgämgchen erkennen.

Es lagert der Augengneiszug auf, in den sich vom Thomaskogel gegen NE massige Granatamphibolite einschalten. Hier wurden auch Paragneise als nur diffus abzugrenzende Schollen v. a. an den Rändern des Augengneises sowie turmalinreiche pegmatitartige Partien gefunden. Die Summe dieser Beobachtungen deutet auf eine eher plutonische Genese des Augengneiszuges (vgl. auch Aufnahmeberichte 1983, 1984 Passail).

Vom Augengneis gehen gegen den Meislgraben breite Blockströme aus.

Über dem Augengneis folgen – eigentlich unüblich für den generellen Bauplan der Glein- und Stubalpe – Glimmerschiefer mit dünnen Marmor- und Amphiboliteinschaltungen. An der kaum aufgeschlossenen Grenze

zwischen Augengneis und Glimmerschiefern finden sich S der Kapelle 1035 einerseits Mylonite, andererseits Paragesteine mit hornfelsartigem Habitus und diskordanten Granitgängen. Die Augengneise liegen hier als lokale Komplikation auf den Glimmerschiefern.

Im übrigen legt sich der Speik-Komplex auf diese Glimmerschiefer. Er läßt sich klar gliedern: Basal wurden Lesesteine von Serpentiniten angetroffen, es folgen Granatamphibolite als durchlaufendes, ca. 10–20 m mächtiges Band, darauf Bänderamphibolite (mit Linsen von Augengneisen wie z. B. zwischen den Gehöften Schönpratter und Helfer), die wenige Meter unter ihrer Obergrenze ein 1–2 m dickes durchlaufendes Granatglimmerschieferband führen.

Der Glimmerschiefer-Komplex als oberste Einheit im Arbeitsgebiet führt einzelne Amphibolitlinsen sowie Marmorzüge, mit Hilfe derer Großfalten auskartiert werden konnten. Lagen von dunklen Quarziten, die gegen das Hangende in helle Quarzite überleiten, bilden weitere Leithorizonte.

In den Glimmerschiefern sowohl unter wie über dem Speik-Komplex ist eine engständige, etwa E–W streichende postkristalline Schieferung weit verbreitet. Auf den Schieferungsflächen sind flachliegende Strömungen erkennbar. Schersinnuntersuchungen weisen auf einen sinistralen Schersinn.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 133 Leoben und 163 Voitsberg

Von WERNER TSCHELAUT (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmestätigkeit des Jahres 1984 erstreckte sich über das Gebiet zwischen Übelbach und Frohnleiten mit dem Gleinalmkristallin als Begrenzung im W und dem Rabensteiner Schöckelkalkzug als Grenze im E.

Der Kontakt Grazer Paläozoikum/Gleinalmkristallin ist im bearbeiteten Raum unterschiedlicher Natur. Während im südlichen Abschnitt bis etwa zum Ebenwirt eine flach gegen SE einfallende Überschiebungsfläche vorliegt, wird das Paläozoikum nordwestlich davon durch eine steilstehende, NE–SW verlaufende Störung, welche die Gesteinszüge z. T. schräg abschneidet und an der stellenweise ein mehrere m mächtiger Mylonithorizont ausgebildet ist, gegen das Kristallin abgrenzt. Die Störung ist jenem großen, gegen NW über mehrere km bis zum Schiffall verfolgbar Störungssystem zuzuordnen, an dem auch das Gams/Bärenschütz-Konglomerat eingeklemmt ist. Nachdem südlich vom Ebenwirt das Kristallin selbst an einer Störung um ca. 200 m in E–W-Richtung linkssinnig verschoben ist, weist die Grenze Paläozoikum/Kristallin, die in weiterer Folge den Arzwaldgraben ca. 250 m westlich vom Gehöft Rothmüller quert und über das Jagdhaus List in den Schörgleitengraben zieht, Überschiebungscharakter auf. Die Grenze zum Kristallin, welches vorwiegend von Glimmerschiefern (z. T. Granaten führend), des weiteren von Amphiboliten, Marmoren und auch Turmalinfels gebildet wird, ist in diesem Abschnitt durch einen nur wenige dm mächtigen Mylonitstreifen markiert. Kalkschiefer (plattige, z. T. sandige, geschieferte Kalke) bilden hier die Basis des Paläozoikums. Diese lassen im unmittelbaren Grenzbereich eine metamorphe Überprägung (Rekristallisation sowie grobe Glimmerneubildun-

gen auf den Schichtflächen) erkennen, die gegen das Hangende rasch zurücktritt.

Die Kalkschiefer stellen eine monotone Abfolge von blauen, überwiegend fossiliferen (nur lokal Echinodermatenreste), geschieferten Kalken dar, die in unterschiedlich hohem Maße sandig beeinflusst sind. Einschaltungen von mehreren m mächtigen Tonschiefern sind in erster Linie im hangendsten Anteil der Kalkschieferentwicklung anzutreffen, doch finden sich solche auch im hinteren Forstgraben und nordwestlich vom Gehöft Jöller. Wie isoklinale Verfaltungen mit flach nach NW abtauchenden Faltenachsen im Raum Übelbach – Arzwaldgraben zeigen, dürfte die große Mächtigkeit von mehreren 100 m dieser generell mittelsteil bis steil nach SE einfallenden Kalkschiefer tektonisch bedingt sein. Altershinweise aus den im kartierten Gebiet verbreiteten Kalkschiefern fehlen zwar, doch dürften sie, wie verschiedenen Orten belegt, dem hohen Unterdevon bzw. dem Mitteldevon angehören.

Das Hangende der Kalkschiefer bildet eine mindestens 300–500 m mächtige, vornehmlich vulkanogene Abfolge, die im Abschnitt Höblkogel – Arzwaldgraben ihre größte Verbreitung besitzt. Entlang der Grenze Kalkschiefer/Grünschiefer, welche in der älteren Literatur stets als eine tektonische angesehen wurde (Trennlinie zwischen Hochlantscheinheit und Schöckeleinheit), fällt die völlig konkordante Überlagerung der Kalkschiefer durch die Grünschiefer auf. Die Grünschiefer fallen generell steil (mit 50–70°) gegen SE ein. Weiters ist bemerkenswert, daß über eine Distanz von mehreren km (vom Gehöft Rieger über den Tommerkogel bis in den Forstgraben) stets mehrere cm bis wenige dm mächtige, blaue, reichlich Echinodermatenschutt führende, pyritreiche Kalkbänke, die mit Tonschiefern wechsellagern, im Hangenden der an und für sich fossilarmen Kalkschieferentwicklung ausgebildet sind. Die Konkordanz und der Umstand, daß in den darüberliegenden Grünschiefern maximal wenige mm mächtige Kalklinsen, die ebenfalls Echinodermatenteile beinhalten, eingeschaltet sind (karbonatische Hintergrundsedimentation) sprechen dafür, daß Kalkschiefer und Grünschiefer in stratigraphischem Verband stehen und nicht tektonisch aneinanderstoßen.

Bei dem als Chlorit- bzw. Grünschiefer zu bezeichnenden Gestein handelt es sich um stark verschieferte hell- bis dunkelgrüne Metadiabase. Die Grünschiefer zeigen Übergänge zu Tuffen und Tuffiten (Vermengung pyroklastischen Materials mit tonig-sandigem bzw. karbonatischem Sediment), doch ist eine Grenzziehung im Gelände kaum durchführbar. Eine Alterseinstufung dieser vulkanogenen Folge liegt nicht vor.

Die nächst höhere Entwicklung stellen dunkelgraue bis schwarze, plattig brechende, z. T. aber auch leicht zerbröckelnde überaus pyritreiche ca. 350 m mächtige Tonschiefer (Arzberger Schichten) dar, die generell steil gegen SE einfallen. Im Liegenden lassen diese Schwarzschiefer einerseits noch tuffogene Beeinflussung erkennen, andererseits liegt ein beträchtlicher Karbonatgehalt vor. So ist im Grenzbereich Grünschiefer/Schwarzschiefer, in welchem die bekannten stratiformen Blei-Zink-Vererzungen anzutreffen sind, ein etwa 3 m mächtiger, massiger Zug von Echinodermatenschutt kalk ausgebildet, der abschnittsweise (nördlich von Guggenbach, im Arzwaldgraben, beim Gehöft Bodlos usw.) als markante Kalkrippe in Erscheinung tritt. In den unmittelbar hangend folgenden Schieferungen finden

sich noch über mehrere m hinweg geringmächtige Lagen und Linsen von Crinoiden führenden Kalken. Conodontenfunde ermöglichen eine Einstufung der basalen Schwarzschieferentwicklung in das Lochkov.

Die Tonschiefer werden im Hangenden zwischen Rabenstein und Guggenbach allgemein von schwach metamorphen, überwiegend dickbankigen bis massigen, z. T. aber auch plattig schiefrigen fossilereeren Kalken, dem Rabensteiner Schöckelkalkzug begrenzt. Gelegentlich finden sich im Grenzbereich geringmächtige (wenige m), hellgraue, massige Dolomite (z. B. südwestlich der Ruine Waldstein). Größere Verbreitung besitzen hell gelblichgraue bis 250 m mächtige Karbonatquarzite, die nördlich des Arzwaldgrabens bis Rabenstein zwischen Tonschiefern und Schöckelkalk auftreten. Sie gehen im Liegenden allmählich in Tonschiefer über (zunehmend tonflaserige Einschaltungen) und wechsellagern im m-Bereich mit Plattenkalken).

Überträgt man unter Einbeziehung der biostratigraphischen Fixpunkte die in den Aufschlüssen zu beobachtende isoklinale Verfallung auf den Großbereich, so bietet sich für das besprochene Gebiet folgender tektonischer Bauplan an: Grünschiefer, welche das O-Silur vertreten dürften, bilden den Kern einer isoklinalen Falte (Antiklinale) mit steil gegen SE einfallenden Falten-schenkeln. Im inversen Liegendschengel folgen zunächst Schwarzschiefer mit Einschaltungen von Echinodermatenschuttkalken, welche bald in die bis zur Kristallgrenze verbreiteten hoch unterdevonen-mitteldevonen Kalkschiefer übergehen. Im aufrechten Hangendschenkel treten über den Grünschiefern ebenfalls, jedoch wesentlich mächtiger als im Liegendschengel, Tonschiefer des tieferen U-Devons auf, die vom Schöckelkalk überlagert werden. Der auffallende Mächtigkeitsunterschied der Tonschiefer- wie auch der beiden Kalkentwicklungen (Kalkschiefer und Schöckelkalk) in den beiden Faltschenkeln ist einerseits durch interne isoklinale Verfallung andererseits aber auch durch einen lateralen faziellen Wechsel zu erklären. Die Kalkschiefer im Raum Übelbach – Arzwaldgraben können folglich als fazielle Vertretung der Schöckelkalke des Rabensteiner Zuges und somit als der Schöckelgruppe zugehörig aufgefaßt werden.

Diesen Kalkschiefern steht eine im W von Frohnleiten verbreitete Entwicklung von vornehmlich plattigen, schiefrigen Kalken gegenüber, die sich durch das Fehlen mächtigerer Tonschieferzwischenlagen und durch das Auftreten stark sandiger Abschnitte – z. T. Wechsellagerung von Kalken und Sandsteinen – unterscheidet. Unterschiede bestehen aber auch im tektonischen Inventar. Der in den Kalkschiefern der Schöckelgruppe vorliegenden isoklinalen Verfallung und den steil gegen SE einfallenden s-Flächen steht eine generell flache Lagerung mit liegenden asymmetrischen Falten gegenüber. Die Grenze zwischen den beiden Kalkschieferentwicklungen verläuft etwa von der Ortschaft Adriach über das Gehöft Hanegg-Gruber zum Brandstätter. Eine exakte Abtrennung der beiden Kalkschieferfolgen ist durch die annähernd gleiche lithologische Ausbildung und durch die schlechten Aufschlußverhältnisse problematisch.

Eine hinsichtlich ihrer tektonischen Zugehörigkeit interessante Gesteinsvergesellschaftung tritt in der näheren Umgebung der Reicherhöhe auf, von wo sie sich gegen N über den Arzwaldgraben bis zu den Berghängen südlich des Rathlosgrabens fortsetzt. Es handelt

sich vorwiegend um massige, hell- bis dunkelgraue, z. T. Amphiporen führende Dolomite mit Einschaltungen von wenige m mächtigen, dunkelblauen, makrofossilreichen (Korallen, Brachiopoden und Echinodermaten) Barrandeikalken sowie um mit Grünschiefern verknüpfte, graublau, teils plattige, teils flaserige Kalke, die, wie Conodontenfunde zeigen, zumindest z. T. dem Oberdevon (dol und doll) angehören. Sie werden allseits von Störungen, entlang derer charakteristische Gesteine der Laufnitzdorfer Gruppe wie grünlichgraue, grobe Sandsteine und Orthocerenkalke eingeschuppt sind, begrenzt. Das Auftreten mitteldevoner, möglicherweise auch tief oberdevoner Vulkanite spricht für eine Zuordnung zur Hochlantschgruppe.

Neben den Terrassenbildungen bei Frohnleiten und Gams finden sich als junge Ablagerungen noch tertiäre Schotterreste nordwestlich vom Gehöft Jöller auf 750 m Höhe.

Blatt 134 Passail

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum auf Blatt 134 Passail*

Von HELMUT W. FLÜGEL (auswärtiger Mitarbeiter)

In Fortsetzung der Aufnahmen 1983 lag der Schwerpunkt der geologischen Kartierung im Bereich zwischen Raab- und Schremserbach nördlich von Fladnitz. Die östlich der Raab dominierenden Sandsteine des Schwarzkogel-Raaberberg lassen sich westlich der Raab beiderseits des Buchtales bis zum Toberbachgraben verfolgen, wo sie von einer N-S-Störung abgeschnitten werden, sodaß sie zwischen Toberbach und Schremserbach nur eine schmale Leiste im Raum des Fladnitzberg und südlich P 857 bilden. Dieser Sandsteinzug verknüpft die Sandsteine östlich des Toberbachs mit denen des Suhlberg und von Birkeben östlich des Schremserbaches. Das Hangende der Sandsteine des Fladnitzer-Berg bilden stark schuttverhüllt grau-blaue dünnplattige Kalke, wobei örtlich die Grenze beider durch Schwarzschiefer markiert wird. Die Zuordnung dieser Plattenkalke ist derzeit ungeklärt. Möglicherweise handelt es sich um eine östliche Fortsetzung der „Kalkschiefer“ östlich des Schremserbaches, die von N. HUBAUER bearbeitet werden. Diese Kalkschiefer werden im Talschluß des Schremserbaches von teilweise stark zerbrochenen Dolomiten überlagert. In diesen zwischen Wildkogel-, Gerlerkogel- und beiderseits des oberen Tobergrabens weit verbreiteten Dolomiten treten örtlich blaue Kalklagen auf, die bei Ecktoni eine Barrandeikalkfauna lieferten. Dies spricht für eine Zuordnung der Dolomite zur Dolomitsandsteinfoolge, was bedeuten würde, daß sie mit tektonischem Kontakt die „Kalkschiefer“ im Bereich der Hubenhalt überlagern würden. Östlich des Tobergrabens bei Hocheggmoar werden die Dolomite durch eine NW-verlaufende Störung von Kalkschiefern getrennt, die ihrerseits tektonisch an die mit Dolomit- und Kalkzügen verknüpften Sandsteine der Südhänge des Osser grenzen. Der Osser selbst besteht aus einem um E-W streichenden Kalkkomplex, der sich gegen Osten in den Hängen gegen das Raabtal in mehrere Einzelzüge auflöst und mit Sandsteinen verzahnt ist. Stratigraphisch dürfte der größte Teil der zwischen dem Mixnitzbach östlich der Teichalpe und dem Buchkogel bzw. Bärental in den genannten Sandsteinen

eingeschalteten Kalkzüge dem höheren Unterdevon zuzurechnen sein, wie ein Conodontenfund im Ostgehänge des Buchkogels durch GOLLNER zeigt.

Strukturgeologisch zeigt der Bereich zwischen Mixnitzbach und dem Tertiär zwischen Fladnitz und Hohenau einen Synklinallbau mit um E–W streichender Achse, wobei der Südschenkel östlich der Raab – kaum jedoch westlich – nur im Südgehänge im Bereich des Tobergrabeneinganges und des Fladnitzberges deutlicher in Erscheinung tritt. B_1 zeigt sich in Form isoklinaler Faltungen im Kleinbereich. S_1 ist Achsenebene zu B_1 und anscheinend das dominierende wieder gefaltete S_1 . Eine Weiterführung stellen offene B_3 -Falten dar. Eine eingehende Strukturanalyse ist in Angriff genommen.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen und biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum auf Blatt 134 Passail*

Von HANNES GOLLNER (auswärtiger Mitarbeiter)

Raum Hochtrötsch – Rechberg

Am Hochtrötsch Nord- bzw. Nordostabfall ist im Liegenden der Rannachdecke, die den Gipfelbau bildet, eine Folge von gegen SW einfallenden Gesteinen der Schöckelgruppe ausgebildet. Das markanteste, tw. felswandbildende Schichtglied bilden mehrere (max. 5), unterschiedlich mächtige (10er m-Bereich) Kalk(marmor)züge, wobei sich massige weiße Marmore, gebänderte spätige und plattige feinkörnige Kalke lateral und vertikal vertreten. Diese stehen in sedimentärem Kontakt zu einige m mächtigen Metavulkaniten (Übergang von tuffitischen Kalken zu tw. Chloritflatschen führenden Metatuff[it]en). Sowohl im Liegenden (mehrere 10er m mächtig) wie auch im Hangenden (an der Basis der Rannachdecke) und den Kalkzügen z. T. zwischengeschaltet treten „Schwarzschiefer“ (Serizitphyllite, graphitische Tonschiefer, Phyllonite etc.) auf. In diese Folge sind untergeordnet Fleckengrünschiefer und dunkelgraue, gebankte, Echinodermaten führende Kalke (Mächtigkeit: cm bis wenige m) eingeschaltet. Eine Conodontenfauna aus einer wenige dm mächtigen Kalklage (Fundpunkt: Alter Karrenweg der nördlich des Fragnerbachs vom Gh. Oberschönauer zum Gh. Steiner führt, Sh. 800 m) belegt mit *Icriodus* sp. und *Ozarkodina remscheidensis* ssp. (vermutlich *Oz. rem. remscheidensis*) tiefes Unterdevon (wahrscheinlich Lochkovium). Dieser in Tonschiefer eingeschaltete dunkelgraue Echinodermaten-Kalk (Wechsel im cm Bereich von Grainstones und Wackestones, der Echinodermaten zw. 1 und 2 mm) trennt die beiden tiefsten Kalk(marmor)züge im Bereich des Fragnerbachs.

Am Hochtrötsch-Westabfall sind einerseits diese „Schwarzschiefer“ in einer Mächtigkeit von einigen 10er m ausgebildet, andererseits fehlen jedoch die Kalk(marmor)züge. Die „Schwarzschiefer“ dieses Bereichs werden im Liegenden durch eine NS streichende Störung von „Kalkschiefern“ (Gschwendtformation) und im Hangenden durch eine Überschiebungsbahn von der Rannachdecke getrennt. Untergeordnet eingeschaltet sind Metatuffite und tuffitische, echinodermatenführende Kalke. Durch den Nachweis von *Ozarkodina ex. excavata* und *Icriodus* sp. ist eine Einstufung einer Kalklage ins Unterdevon möglich (Fundpunkt: Forststraße Dürrnberg – Trötschwiese in 820 m Sh.).

Das vermutlich sedimentär Liegende bilden im Raum Rechberg – Dreihöfen mächtige vulkanoklastische Schichtfolgen. Beim Gh. Fürst und in dem von hier gegen NE hochziehenden Graben sind darin wenige dm bis m mächtige Kalke aufgeschlossen. Die grauen, braun verwitternden Kalke (Echinodermaten führende Mudstones) konnten dem Bereich höchstes Silur bis tiefes Devon (durch *Ozarkodina ex. excavata* und *Oz. remscheidensis* ssp.) zugeordnet werden.

Aufgrund dieser Daten wäre für die Schöckelgruppe im Raum Hochtrötsch eine stratigraphische Abfolge von basalen Grünschiefern (?Obersilur) über Schwarzschiefer (du, Arzbergschichten) zu Kalkmarmoren (Schöckelkalk) möglich, wobei das Auftreten mehrerer Kalkmarmorzüge und die Ausbildung von Schwarzschiefern im Hangenden Ausdruck einer isoklinalen Faltung sein könnte. Dies steht im Einklang mit Beobachtungen aus dem Raum Übelbach – Frohnleiten (TSCHLAUT: Aufnahmebericht 1984).

Sämtliche Conodonten sind äußerst schlecht in den Farbstufen CAI 5–7 und bruchstückhaft erhalten sowie durch Apatitrekristallisation und tw. Ausbildung von Streckungsfasern gekennzeichnet. Sie dürften hinsichtlich Metamorphose und Deformation den letztmöglichen Erhaltungszustand darstellen.

Raum Teichalm – Buchkogel

Dieser vor allem durch massige Sandsteinfolgen und eingeschaltete Kalk/Dolomit Horizonte charakterisierte Raum wird als östliche Fortsetzung der Hochlantschdecke betrachtet und lithostratigraphisch mit der Dolomitsandsteinfolge verglichen (FLÜGEL: Aufnahmebericht 1984). Durch den biostratigraphischen Nachweis von Emsium am Frießenkogel WSW Hang in 1290 m Sh. und am Forstweg westlich des Buchkogels in 1220 m Sh. gelang eine Bestätigung. Erster Fundpunkt lieferte *Polygnathus inversus* und *Pandorinellina steinhornensis* ssp. (inversus-Zone), letzterer *Polygnathus laticostatus* und *Polygnathus* aff. *P. perbonus* (Grenzbereich gronbergi-/inversus-Zone). Die Conodonten führenden Kalke sind (blau-)grau, dicht bis feinkörnig und reichlich Echinodermaten führend (Wackestones). Die Conodonten liegen in einem besseren Erhaltungszustand als die aus dem Raum Hochtrötsch vor (CAI 6, schwache Apatitrekristallisation). Auf die auffallende Gebundenheit an Echinodermatenschuttkalke sei hingewiesen. Auffällig ist weiters das Fehlen von Elementen der Gattung *Icriodus*, die in dem westlich anschließenden Bereich des Hochlantsch innerhalb der Dolomitsandsteinfolge und den Barrandeischichten die nahezu einzige Formengruppe bilden.

Raum Aibel – Dornerkogel

Der mehrere 100 m mächtige, vermutlich großteils unterdevone Hochschlagkalk wird im Bereich der Kammlinie Hochschlag – Aibel von einer mitteldevonen vulkanoklastisch beeinflussten (Ausbildung mehrerer Metatuffithorizonte) „Kalkschieferfolge“ überlagert. Daraus beschreibt THALHAMMER (1982) mehrere Conodontenfundpunkte des Eifelium und Givetium, wobei aus der Lage dieser „Schuppungen“ bzw. isoklinale Faltungen angenommen werden müssen. Die gegen W einfallenden Vulkanithorizonte können nur einige 100 m gegen Süden verfolgt werden, wofür ein tektonischer Zugschnitt im Hangenden verantwortlich gemacht wird.

Das Hangende bilden mehrere 10er m mächtige karbonatfreie Metapelite (Ton- und Siltsteine), in die unter-

geordnet geringmächtige Grünschiefer und Kalke eingeschaltet sind. Diese Folge wird wiederum von mächtigen (über 100 m) vulkanoklastischen (Metatuff[ite]n) und extrusiven Gesteinen überlagert. Aus einer der selten darin auftretenden, dm bis wenige m mächtigen Kalklagen konnte durch das Auftreten verschiedener Elemente von *Ozarkodina ex. excavata* der Bereich Obersilur/Unterdevon belegt werden. Der Fundpunkt liegt auf dem vom Dornerkogel gegen Norden zum Aibel verlaufenden Kamm in 1270 m Sh. Die Conodonten sind schlecht und bruchstückhaft erhalten (CAI 6–7, schwache Apatitrekristallisation).

Die Folge wird durch steilstehende Störungen gegen Westen von der Dornerkogelformation und der Schattleitnerformation (Laufnitzdorfer Gruppe) getrennt.

Da Vulkanite im Obersilur der Laufnitzdorfer Gruppe eine weite Verbreitung haben und auch die basalen Metapelite dieser gleichen, liegt die Möglichkeit nahe, daß es sich um Gesteine der Laufnitzdorfer Gruppe handelt. Dafür spricht auch die Position im tektonisch Hangenden von „Kalkschiefern“ (wie sie auch für den Raum Hochlantsch – Schiffall charakteristisch ist) und die unmittelbare Nachbarschaft zu Gesteinen der Laufnitzdorfer Gruppe. Denkbar wäre auch, daß es sich um einen mitgeschleppten Teil einer tieferen tektonischen Einheit des Grazer Paläozoikums („Schöckelgruppe“) handelt. Dies vor allem aufgrund der großen Mächtigkeit der vulkanogenen Gesteine, die ihr Äquivalent im Raum Rechberg (Luftlinie 15 km) hat.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 134 Passail*)

Von HANNES GSELLMANN (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr 1984 wurde die Kartierung vom Mitterbachkogel nach Norden bis zur Kammlinie Hochschlag – Reschenanger fortgesetzt. Im bearbeiteten Gebiet treten vom Liegenden ins Hangende drei lithostratigraphische Einheiten auf, die sehr konstant NW–SE streichen.

1. Heilbrunner Phyllite

Der Liegendanteil wird hauptsächlich von zwei Glimmerschiefern (Modalbestand: Hellglimmer, Quarz, Biotit I+II, Chlorit, Plagioklas, Epidot), Sericitphylliten, Glimmerquarziten sowie geringmächtigen Chloritschieferlagen gebildet. An der Prammerkogel NE-Seite wird der Hangendanteil der „Heilbrunner Phyllite“ von einer ca. 100 m mächtigen Grüngesteinfolge gebildet. Den größten Anteil an diesem Topbereich der Heilbrunner Phyllite haben feinstblättrige olivgrüne Chloritschiefer mit stark variierendem Quarzgehalt, sowie dunkelgrüne Hornblendeschiefer (bis ca. 1,5 cm Hornblende-Kristalle). Weiters treten vereinzelt geringmächtige Lagen karbonatischer grobkörniger Gesteine hinzu (Modalbestand: bis 1 cm große Amphibole und Plagioklase, Chlorit, Erze, Quarz), bei denen es sich um Metavulkanite handeln könnte. Dm-mächtige schwarze Phylliteinschaltungen sind für den Hangendstbereich typisch. Sie lassen sich jedoch aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse lateral nicht weit verfolgen.

2. Weizbauerformation

Die Liegendgrenze läßt sich nur dort gut erfassen, wo die Heilbrunner Phyllite mit den Grüngesteinszügen die Tonschiefer der Weizbauerformation unterlagern. Ihre Mächtigkeit schwankt stark und beträgt am SE-Abhang

des Hochschlags (Bereich Weizbauer) ca. 250 m. Gegen SE nimmt sie bis ca. 50 m ab (Bereich Mitterbachkogel).

Lithologisch handelt es sich hauptsächlich um feinstblättrige schwarze phyllitische Schiefer. Vereinzelt treten dm mächtige Lagen dunkelgrüner geschieferter Vulkanite, z. T. mit Chloritflatschen auf den Schieferungsflächen auf. Bei wechselndem Karbonat-Quarzgehalt (Karb.Qu. 40–60 %) können in den Schwarzschiefern auch massigere Lagen von max. 1–3 dm Dicke auftreten. Dünnbankige (max. 2–3 dm) Kohlenstoffquarzite kommen über den gesamten Bereich vor. Sie lassen sich an Hand von Lesesteinen über mehrere Hundert Meter in ihrer lateralen Erstreckung verfolgen. Auffallend ist die starke Verquarzung der Schwarzschiefer, die im Bereich W Gehöft Haberl als bis zu 1m³ große Blöcke auftreten. Nördlich vom Straßegg und am Höhenrücken Hochschlag – Reschenkogel treten einige max. 0,5 m mächtige schwarze Kalkbänke auf. Aufgrund der Isoklinalfaltung des gesamten Komplexes könnte es sich bei den in verschiedenen Niveaus auftretenden Kalken um einen einzigen Horizont handeln.

Im Übergangsbereich zu dem im Hangenden folgenden Hochschlagkalk kommt es in einem ca. 20–30 m mächtigen Streifen zu einer intensiven Wechsellagerung von Kalken und Schwarzschiefern (BOIGK, 1951). Die mittelgrauen grobkörnigen Kalke, die in diese Grenzzone mit einbezogen wurden, können sicherlich zum Großteil der Hochschlageinheit zugerechnet werden.

3. Hochschlagkalk

Der über 550 m mächtige Karbonatkomplex wird in der Hauptmasse von hell- bis dunkelgrauen grobkörnigen Kalken aufgebaut. Der Kalk ist im cm–0,5 m-Bereich bankt. Typisch ist die starke Hellglimmerführung auf den s₂-Flächen. Im Hangendabschnitt des Hochschlagkalkes treten häufig dm-m mächtige hellgraue grobkörnige Dolomitmikrokorner auf.

Während die die Dolomiten umgebenden gebankten Kalke auf die tektonische Beanspruchung mit duktiler Verformung reagieren, zeigen die massigen Dolomite starke Zerbrechung, die Klüfte sind durch grobkristallinen Kalzit ausgeheilt.

Im gesamten Hochschlagkomplex sind in unregelmäßigen Abständen Tonschieferlagen von wenigen bis mehreren Metern Mächtigkeit eingeschaltet. An der NE-Seite der Göllisbauerhöhe in ca. 1140 m Seehöhe tritt mehrmals ein 3 m mächtiger Grüngesteinshorizont auf. Das deutlich geschieferte hellgrüne Gestein zeigt dünne karbonatische Lagen und starke limonitische Verwitterung.

Da sämtliche Untersuchungen in Bezug datierbarer Mikrofossilbildung bisher ergebnislos verliefen, bleibt nur ein Vergleich mit den weiter südlich im Bereich Bodenwald gelegenen Hangendpartien des Hochschlagkalkes. Auf der Göllisbauerhöhe findet sich ein mit dem Bodenwald vergleichbarer heller crinoidführender Kalk, der im letztgenannten Gebiet emsisches Alter besitzt.

Alle drei Einheiten weisen einen ähnlichen tektonischen Internbau auf. Die dominierende Schieferung s₂ streicht konstant NW–SE und fällt mit ca. 35–65° gegen SW ein. Die damit verknüpfte B₂-Faltung (Tightisoclinal folds) zeigt ein Maximum in SSE–SSW-Richtung. Die ausgeprägte achsenebene Schieferung der B₂-Falten weist für den Großfaltenbau (m–100 m) eine gegen E gerichtete Vergenz auf.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in Rennfeldkristallin und Grauwackenzone auf Blatt 134 Passail*)

Von FRANZ NEUBAUER (auswärtiger Mitarbeiter)

Während des Berichtsjahres wurden die Arbeiten in zwei Gebieten fortgeführt:

1. Kristallin (i. w. Rennfeldkristallin)

Im Kristallin wurde der von SY (1955) und CLAR et al. (1929) dargestellte Bereich neu begangen. Das kartierte Gebiet wird etwa durch die Linie Kamm Grabenbauer Höhe – Brandnerberg, Eibeggsattel, Grenze zum Paläozoikum bis Stögerbach, Stögerbach, Schlaggraben, Grabenbauer Höhe umgrenzt.

Nördlich der Eiwegg-Linie (Verlauf durch aufschlußarme Einmündungen vom Gehöft Rieger über Hochecker zu Einmündungen nördlich des Eibeggsattels gut kenntlich) ist von N nach S folgender Aufbau erkennbar:

○ Vom Brandenberg streicht mit steilem NW-Fallen dem Generalstreichen folgend ein massig erscheinender Plagioklasamphibolit nach SW gegen das Bucheck (vgl. Aufnahmebericht 1979). Er zeigt nahe der Obergrenze eine charakteristische Granatglimmerschiefer-einschaltung und ist u. a. deshalb mit dem Amphibolit des Gabraunbaches gleichzusetzen.

○ Gegen S folgen als mehr oder weniger gut zu verfolgende Zonen mit zunächst saigerem, dann zunehmend flachem S-Fallen wenige Meter Bänderamphibolite, Glimmergneise mit Amphiboliten und Marmore, quarziti-sche Gneise und danach anatektische Glimmerschiefer bis Glimmergneise mit maximal Zehnermeter dicken Augengneislagen.

○ Darauf lagern mit mittelsteilem SSE-Fallen bis etwa 50 m mächtige, mürbe, gut geschieferte Plagioklasamphibolite bis Hornblendegneise in mindestens zwei Zügen. Sie unterscheiden sich von anderen Amphiboliten des Gebietes durch ihren intermediären Chemismus. Sie werden gegen NE westlich des Wh. Steinbäcker von der Eiwegg-Linie abgeschnitten.

Amphibolite vom letztgenannten Typus treten S des Gehöfts Hochecker südlich der Eiwegg-Linie auf und bilden störungsbedingt eine Schollenreihe unterschiedlichster Lagerung. Mit regelmäßigem flachen SE-Fallen folgen Paragneise, darauf Bänderamphibolite, die das Gebiet zwischen Höllgraben, Hocheck und Schlaggraben sowie die Südhänge südlich des Roßgrabens bis zum Stögerbach (und weiter gegen SW) aufbauen. Durch weit zu verfolgende Zehnermeter dicke Paragneislagen, mit Kies vererzten Amphiboliten, massiv erscheinenden Granatamphibolitlinsen und -lagen ist ein komplizierter Internbau erkennbar, der unter anderem durch etliche etwa E–W streichende Verwerfungen bedingt ist:

- Eine solche Störung mit abschiebendem Charakter streicht mit mehreren Parallelstörungen durch die Mulden bei Wh. Steinbäcker und bedingt mit der entgegen einfallenden Eiwegg-Linie ein muldenartiges Vorspringen des Grazer Paläozoikums nach W Richtung Knollgraben.
- Eine weitere stößt vermutlich beim Gehöft Roanler an die Eiwegg-Linie und streicht wenige 100 m nördlich der Verzweigung Knoll- und Höllgraben durch.
- Eine dritte und vierte begrenzen den Serpentinittkörper SE des Hochecks im N und S.
- Eine weitere verursacht ein Vorrücken der Paläozoikumsgrenze nach W südlich des Hochecks.

Alle diese Störungen – einschließlich der Eiwegg-Linie – sind im Gelände durch breite Zonen von Gesteinszerrüttung mit Bildung von Protomyloniten bis Kataklastiten, tonigen Letten mit flachen Harnischstriemungen auf steilen Harnischen usw. gut belegt.

Der Grenzbereich zwischen den mächtigen Bänderamphiboliten zur Basis des Grazer Paläozoikums ist durch geringmächtige Paragneise, Granatglimmerschiefer (Lantschbachgraben) und mehrere mehr als 100 m zu verfolgende mylonitisierte Serpentinittkörper charakterisiert, die meist unmittelbar in Grenze eingeschichtet erscheinen. Solche Serpentinite finden sich im Graben östlich der Schafferwerke, SE des Hochecks (hier allerdings innerhalb der Bänderamphibolite) und östlich des Höllgrabens. Dieselbe Position nimmt noch weiter östlich ein Serpentinitt im Jasnitzgraben ein.

Die obersten 10 bis 20 m des Kristallins unter der Grenze zum Paläozoikum erscheinen gegenüber dem übrigen Kristallin durch flache, „kalt“ gebildete, „bruchhafte“ Bewegungsbahnen extrem zerrüttet. Dasselbe gilt für den unmittelbar dem Kristallin auflagernden Kalkschiefer, die vom Eiwegg-Sattel bis zum Rücken Gehöft Hanser und den Schafferwerken mehr oder weniger ununterbrochen die Grenze konkordant begleiten, hier allerdings auskeilen und durch Tonschiefer der Laufnitzdorf-Gruppe überlagert werden. An gemeinsamen Kleinstrukturen finden sich sowohl im Kristallin wie in den Kalkschiefern flache kalt gebildete Schieferungs-(= Gleit-)flächen mit etwa NE–SW gerichteten Streckungslinierungen sowie senkrecht dazu stehenden Dehnungsgängen.

An jungen Ablagerungen seien besonders talwärts wandernde Rotlehme östlich und südöstlich der Schafferwerke herausgehoben. Die Nähe zu Schottern und Kiesen, die in einer alten Hohlform etwa in Seehöhe 740 m am Rücken nordöstlich Pammer sporadisch zu finden sind, spricht für eine jungtertiäre Bildung.

2. Grauwackenzone

Die Fertigstellung der detaillierten Kartierung der Grauwackenzone und deren Rahmen in der Umgebung des Graschnitzgrabens südöstlich Kapfenberg brachte einige zusätzliche Erkenntnisse.

Das Rennfeldkristallin setzt sich mit eintönigen Paragneisen nördlich der Mitterriegler-Linie fort und bildet die Unterlage der nach E aushebenden Mulde der Grauwackenzone. Von der Lithologie her gibt es vor allem im vermehrten Auftreten von dm–m-dicken, meist konkordanten granitischen Leukosomen gegenüber mehr (grano-) dioritischen im eigentlichen Rennfeldgebiet einen Unterschied.

Die am Nordrand des Rennfeldes lückenhaft vorkommende Rannachserie ist am SW-fallenden NE-Schenkel in zwei Zügen vorhanden, die teilweise durch Karbonschiefer getrennt sind und damit eine Verschuppung anzeigen. Die Rannachserie besteht hier aus basalen Schiefer („alpiner Verrucano“), mächtigem hellen Quarzit und einer Rauwackenlinse (beim Gehöft Vd. Lammer). Dieser Schenkel der Großfalte ist zusätzlich durch eine steil NE fallende Störung verkompliziert (Verlauf der Störung nördlich Vd. Lammer – Mulde S Höhkogel – Radinger Graben), an der innerhalb des Kristallins nördlich des Radinger Grabens und nördlich vom Vd. Lammer nochmals Karbonschiefer und Rannachserie eingeklemmt sind.

Innerhalb der Grauwackenzone taucht westlich des Graschnitzgrabens das Rennfeldkristallin als Fenster

unter Karbonschiefern auf. Ich möchte dieses Fenster nach der für einen kartierenden Geologen wichtigen Lokalität Klammwirt „Klammwirtfenster“ nennen.

In der Umgebung des Grasnitzgrabens ließen sich fast alle Karbonkalkzüge zu zwei übereinanderfolgenden Zügen zusammenschließen, die südlich des Klammwirtes sich vereinigen und damit eine liegende Falte zu erkennen geben. Der liegende Schenkel dieser Falte weist durch Einschaltung von Schiefen in den Kalken auf noch ältere Schichtverdoppelungen hin (Isoklinalfalten oder Schuppen). Insgesamt sind die Kalke in offene Falten gelegt, die als Parasitärfaalten zur Großmulde der Grauwackenzone aufzufassen sind, und die unter anderem das Klammwirtfenster in einer antiformalen Aufwölbung zu erkennen geben.

Blatt 138 Rechnitz

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 138 Rechnitz

VON PAUL HERRMANN

Neue Aufschlüsse im Ortsgebiet von Pilgersdorf zeigen, daß die Sinnersdorfer Schichten hier aus relativ gut sortierten Sanden mit bis über 10 cm großen, relativ gut gerundeten Geröllen bestehen. Es handelt sich um eine Fazies mit deutlicher fluviatiler Aufbereitung des Sediments, die auch auf Blatt Oberwart, etwa bei Bad Schönau oder am Mühlriegel W Sinnersdorf, auftritt. NW Unterrabnitz waren durch Grabungsarbeiten sarmatische Kalke aufgeschlossen. Dabei konnte beobachtet werden, daß sich der eigentliche Kalk aus einer Feinbreccie (bis etwa 1 cm große Komponenten, ganz überwiegend Quarz, in kalkigem Bindemittel) entwickelt. Das Liegende dieser etwa 20 cm mächtigen Breccie war leider nicht aufgeschlossen.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 138 Rechnitz

VON ALFRED PAHR

Die Kartierungsarbeiten erstreckten sich vom Günstal nach Süden über den Hauptkamm (Hirschenstein – Geschriebenstein) des Günser Gebirges bis zum Tertiärrand (Markt Neuhodis – Rechnitz) und vom westlichen Blattrand bis zur ungarischen Grenze im Osten. Im „Weingebirge“ nordöstlich von Rechnitz besteht der untere Teil des Hanges (bis etwa 360 m Seehöhe) aus plattigem Grünschiefer, die höheren Hangpartien sind Quarzphyllit mit Lagen von Kalkphyllit. Die nach Nordosten bergauf führende Kellergasse bietet guten Einblick in diese Gesteine. Erst am Satzenriegel finden sich wieder Linsen von stark gefalteten Grünschiefern mit Kalkschieferlagen.

Südlich und südöstlich der Straße zum Zollhaus ragen noch einige flache, bewaldete Kuppen von Grünschiefer (z. T. grobkörnig) aus der tertiären Bedeckung (Rechnitzer r. k. Friedhof und östlich davon).

Der Ort Rechnitz liegt zum größten Teil auf Grünschiefer, nur im tief eingeschnittenen Tal des Rechnitzbaches greift die phyllitische Unterlage bis zur Straßengabelung südlich des Stausees weiter nach Süden vor.

Durch das Tal des Rechnitzbaches (Faludital) und seine Seitengräben im Nordosten werden meist Kalkphyllite aufgeschlossen, nur im Bereich Hollerwiese zieht ein Grünschieferstreifen entlang der Staatsgrenze bis knapp über den Kamm (Pkt. 602).

In dem nach Norden anschließenden weiten Bereich bis zum Hauptkamm (Geschriebenstein 884 m) und der Bundesstraße Rechnitz – Lockenhaus im Westen findet sich nur Kalkphyllit und Quarzphyllit in abwechselnden Lagen. Nur in einer nach NNE hinaufziehenden kleinen Abzweigung des Hinterleitengrabenris gibt es eine ca. 10 m mächtige Grünschieferlage, die durch die Forststraße des Hinterleitengrabens noch auf ca. 30 m Länge angeschnitten wird.

In der eintönigen Masse kalkig-quarzitisch-toniger Metapelite bilden nur einige wenige Kalkschieferzüge schärfere Konturen, so am Kohlrücken und am Kamm zwischen Nußgraben- und Rechnitzbach (westlich „Langeben“) und am Steilhang an der Westseite des Hinterleitengrabens.

Höher oben (SH 700–800 m) ist weitaus überwiegend Quarzphyllit verbreitet mit Lagen von Quarzit, der jedoch kaum mehr als 0,5 m mächtig wird, stets schaltet sich Quarzphyllit, z. T. mit größeren Bereichen von Graphitphyllit, ein. So besteht auch der Gipfelbereich des Geschriebensteins aus diesem Material.

Im Bereich westlich der Straße Rechnitz – Lockenhaus bildet Phyllit den Randbereich des Kristallins gegen die südlich anschließenden neogenen bzw. quartären Ablagerungen.

Im Tal des Nußgrabenbaches sind westlich von Rechnitz (beim Schwimmbad) einige Serpentinlinsen in die Phyllite eingeschaltet, die z. T. Asbest führen, der früher hier abgebaut wurde. Eine dieser Linsen zieht weit nach Norden in Richtung Budiriegel (535 m), an dessen Südflanke sie noch durch einen neu angelegten Forstweg auf einer Länge von ca. 10 Metern angeschnitten wird.

Weiter nach Westen zu sind größere Areale von Grünschiefer, der mächtigen Kalkschieferbänken aufgelagert, vorhanden. Diese Gesteine sind um Markt Neuhodis, Althodis, Unter- und Oberpodgoria verbreitet. Ein großer Steinbruch in der östlichen Flanke des Hodisbachtals liegt im Grenzbereich Grünschiefer – Kalkschiefer. Nußgraben- und Hodisbach werden jeweils am westlichen Kamm von Kalkschieferzügen begleitet, deren Schichtköpfe (im allgemein westlichen Einfallen) steile Felspartien bilden. Der Kalkschiefer reicht westlich des Hodisbaches bis zum Kamm oberhalb der Lungenheilstätte hinauf und ist hier in einem (verlassenen) Steinbruch aufgeschlossen.

Gegen den westlichen Blattrand zu wird das geologische Bild bunter: die Kuppe der Großen Plischa (661 m) besteht aus Serpentin, der teils auf Phyllit, teils auf Grünschiefer liegt, ein knapp östlich gelegener, abgetrennter, kleiner Serpentin komplex liegt auf Phyllit. Der Serpentin der Großen Plischa zieht nach Westen hinunter und erreicht noch die Talsohle des Schwarzgrabens. Dieser zuletzt genannte Bereich (Grünschiefer – Kalkschiefer – Serpentin) gehört einer tektonisch höheren Schuppe am Südrand des Günser Gebirges an. An der tektonischen Basis dieser Schuppe ist zentralalpine Trias in Form von schwächtigen Rauhwackenlagen (z. T. auch Marmorlagen) mit Unterbrechungen zu verfolgen (Mündungsgebiet Schwarzgraben, Hangbereich oberhalb Pkt. 408).

Der unter dieser höheren Schuppe auftauchende Phyllitkomplex trägt in diesem Bereich als hangendstes Schichtglied ein Grünschieferband, das wie die phyllitische Unterlage mittelsteil nach Westen einfällt. Im Grenzbereich zur höheren Schuppe schaltet sich hier noch ein mächtiger Serpentinittkörper ein, der bis zur Kleinen Plischa (638 m) auf Blatt 137 Oberwart reicht und in einem großen Steinbruch nördlich Pkt. 408 aufgeschlossen ist.

Nördlich des Hauptkammes Hirschenstein – Geschriebenstein ist durchwegs Quarzphyllit mit Quarzitlagen das dominierende Gestein, das in den südlichen Seitengraben des Günstales angeschnitten und durch zahlreiche Forstwege meist gut aufgeschlossen ist.

Im Bereich des Goßbachgrabens und seiner Seitengraben (östlich Margaretenwarte, Röthenriegel, Vogel-sangbach, sowie im oberen Marchgraben südlich Lokkenhaus tritt z. T. intensive Rotfärbung des Quarzphyllits auf, die auf sekundäre Verwitterungserscheinungen zurückzuführen sein dürfte.

Zusätzlich zu dem schon bekannten Metagabbrovorkommen in der Ortschaft Glashütten b. Langeck konnte am Nordhang des Geschriebensteins ein weiteres, in Quarzphyllit steckendes kleineres Vorkommen eines mittel- bis feinkörnigen Metagabbros aufgefunden werden (Tatschluß des Goßbachgrabens, im Bereich der Flur „Dreieckstein“).

Eine größere, Nord–Süd verlaufende Störung dürfte im Bereich westlich Arriegel – Hammer – Vogelsangbach vorliegen, die im Bereich der Ortschaft Hammer durch Tertiär markiert wird. An dieser Störung wurde der Westflügel abgesenkt, was auch in der Morphologie deutlich zu erkennen ist.

Blatt 144 Landeck

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen am Südrand der Lechtaler Alpen (Nördliche Kalkalpen) auf Blatt 144 Landeck

Von KARL KRÄINER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Herbst 1984 wurde mit der Kartierung des Südrandes der Lechtaler Alpen (Nördliche Kalkalpen) auf Blatt 144 Landeck begonnen. Kartiert wurde der Bereich nördlich der Linie Flirsch – Reit bei Schnann, die westliche Grenze bildete die Linie Reit – Aperiesspitze (2588 m), die nördliche Grenze der Bereich Alperschon – Knappenböden – Rotspitze (2837 m) und die östliche Grenze der Griesbach.

Die Schichtfolge reicht vom Perm bis in die Kreide, E–W-Streichen ist vorherrschend, wobei die einzelnen Schichtpakete durchwegs ziemlich steil stehen und tektonisch zum Teil sehr stark beansprucht sind.

Der kartierte Bereich wird aus 3 tektonischen Einheiten aufgebaut: Im S ein am N-Rand tektonisch schräg zugeschnittener Bereich aus Perm-Trias-Gesteinen, ein im N anschließender Bereich aus Kreideschiefern und an diesen anschließend ein breiter Hauptdolomitkomplex mit untergeordnet rhätischen und jurassischen Abfolgen.

dem Perm zuzurechnen („Alpiner Verrucano“ [STINGL, 1981, 1982]), nur entlang der Störung sind geringmächtige, helle-grünliche, teilweise mürbe Skythquarzite („alpiner Buntsandstein“) sowie geringmächtige ober-skythische Rauhewacken eingeschaltet. Nördlich dieser Störung schließen wieder permische Sedimente an. Im Kohlwald ist im Mittelalter ein lebhafter Fahlerzbergbau umgegangen, und im Zuge der Kartierungsarbeiten konnten auch in der Nähe eines alten Stollenmundloches einige vererzte Haldenstücke mit einer Pyrit-Fahlerzmineralisation gefunden werden, die der von STINGL (1981, 1982) beschriebenen Gangvererzung im basalen alpinen Verrucano bei Gand, einige km weiter westlich im Stanzertal, gleicht.

Auf der Westseite des Griesbaches ist unmittelbar oberhalb der Ortschaft Flirsch (bei der ersten Rückhaltesperre) nur noch ein kleiner Permaufschluß unmittelbar neben dem Bach zu finden, anschließend verschwindet das Permoskyth unter Hangschutt und den Talalluvionen des Stanzertales.

Die Nordseite des Kohlwaldes wird von einer großen Massenbewegung erfaßt.

Nach N folgen auf die permoskythischen Klastika westlich und östlich des Griesbaches ober-skythische, gelblich-rötlich gefärbte Rauhewacken, die schließlich in stark tektonisch gestörten, dünngebankten, steilstehenden Alpinen Muschelkalk übergehen. Im Griesbach ist bei 1300 m ein Keil von Partnachschiefern in den Alpinen Muschelkalk tektonisch eingeschuppt. Weiter östlich des Griesbaches fehlen Partnachschiefern, auch der Alpine Muschelkalk keilt nach E tektonisch rasch aus.

Die Partnachschiefern streichen zunächst gegen die Blankaspitze (2174 m) hinauf, biegen jedoch unterhalb der Blankaspitze um und verlaufen in einem Streifen schräg zum Stanzertal. Gut aufgeschlossen sind die Partnachschiefern unmittelbar N Schnann im Bereich der Schnanner Klamm. Das Profil beginnt mit grauen, leicht kalkigen Partnachschiefern mit dm-großen, grauen, dichten, braun anwitternden Kalkkonkretionen, darüber folgt im Bereich der Klamm eine mergelige, graue, dünngebankte, teilweise knollig ausgebildete Karbonat-abfolge, darauf liegen unmittelbar nach der Klamm wiederum dunkelgraue, leicht kalkige Tonschiefer mit max. 20 cm dicken Karbonatlagen. Zum Hangenden hin sind zunehmend bis zu 2 m mächtige Karbonatbänke eingeschaltet.

Über den Partnachbänken ist grauer, dm–m-gebankter, relativ geringmächtiger Wettersteinkalk aufgeschlossen und zieht in einem Streifen von der Blankaspitze (2174 m) nach W.

Unmittelbar östlich der Blankaspitze werden sowohl Wettersteinkalk als auch Partnachschiefern und alpiner Muschelkalk durch eine Störung tektonisch schräg zugeschnitten. Infolge dieses Schrägzuschnittes setzen Raibler Schichten und Hauptdolomit erst W der Blankaspitze ein und ziehen dann in einem unterschiedlich breiten Streifen weiter nach W.

Die Raibler Schichten setzen über dem Wettersteinkalk mit einem Schieferhorizont ein (braun anwitternde, grünlichgraue Tonschiefer, Silte und selten feinkörnige Sandsteine), wodurch die Grenze zum Wettersteinkalk im Gelände gut kartierbar ist. Insgesamt bestehen die Raibler Schichten aus 2, möglicherweise auch 3 Schieferabfolgen und jeweils darüberfolgenden Karbonatabfolgen. Im Hangenden sind z. T. auch mächtigere

„Permoskyth“ ist im Kohlwald N Flirsch aufgeschlossen, und zwar in Form zweier durch eine E–W-gerichtete Störung getrennte Schuppen. Die Sedimente (rote fluviatile Sandsteine und Konglomerate) sind großteils Rauhacken eingeschaltet, z. B. N und NE der Fritzhütte.

Da die Raibler Schiefer und teilweise, auch die Rauhacken immer wieder als tektonische Gleithorizonte genutzt wurden, sind ungestörte Profile durch diese Schichtfolge nicht erhalten, aus diesem Grund ist auch die Grenze zum Hauptdolomit sehr schwer zu fassen, vor allem dann, wenn die Raibler Karbonate ebenfalls dolomitisiert sind.

Der Hauptdolomit des schräg zugeschnittenen Perm-Trias-Paketes setzt nördlich der Fritzhütte ein, ist tektonisch stark zerlegt und zieht mit unterschiedlicher Mächtigkeit nach W, bis er NE Pettneu wieder tektonisch auskeilt.

Nördlich dieser schräg zugeschnittenen Perm-Trias-Abfolge schließen Kreideschiefer an, die ihre größte Mächtigkeit im Griesbach erreichen, nach W, zur Schnanner Klamm hin, zunehmend ausdünnen und schließlich südlich der Aperriesspitze (2588 m) wieder größere Mächtigkeit erlangen.

Nördlich an die Kreideschiefer folgt, durch eine große Störung getrennt, ein breiter Streifen von Hauptdolomit. N der Ansbacher Hütte (2376 m) am Grat zur Samspitze (2624 m) ist zwischen Kreideschiefer und Hauptdolomit eine kleine Schuppe von Aptychenschichten eingeschaltet. Auch im Bereich Oberes Pleistal – Aperriesspitze (2588 m) grenzen an die Kreideschiefer rhätoliasische Gesteinsserien (Kössener Schichten, rhätischer Riffkalk, Fleckenmergel), die jedoch auf Grund des extrem steilen und schwierig begehbaren Geländes im Detail noch nicht auskartiert werden konnten.

Der im N des Kreidezuges anschließende breite Hauptdolomitstreifen wird durch zahlreiche Störungen in größere Blöcke zerlegt. Während der Hauptdolomit am Südrand im Grenzbereich zu den Kreideschiefern steilgestellt und bis in den Kleinbereich tektonisch stark zerlegt ist, liegt er im N (Knappenböden) etwas flacher und ist tektonisch nicht so stark mitgenommen. Im Bereich Stierkopf (2589 m) – Winterjoch (2528 m) – Griebelspitze (2830 m) zeigt der Hauptdolomit eine zyklische Abfolge im dm- bis m-Bereich aus grauen Bänken (Laminite, gradierte Resedimentbreccien, z. T. mit Slumping-Strukturen) und helle, stromatolithische Bänke.

Am Südfuß der Rotspitze (2837 m) geht der Hauptdolomit unmittelbar in Kössener Schichten über, Plattenkalk scheint hier zu fehlen bzw. ist sehr geringmächtig (1–2 m). Die Kössener Schichten bestehen aus einer Wechsellagerung von dm-mächtigen Kalkbänken (Feinlumachellen, teilweise schräggeschichtete fossilreiche Ooidlagen) mit dm-mächtigen grauschwarzen Tonschiefern. Im höheren Profilabschnitt ist eine massige, riffogene, wenige m mächtige Bank eingeschaltet.

Die Kössener Schichten zeigen in diesem Bereich zahlreiche Stauchfalten mit einer Streichrichtung der Faltenachsen von 100–115° und einem mäßig steilen (30–60°) Abtauchen nach NNW.

Diese Falten sind bezüglich der Tektonik interessant, doch da bisher erst ein relativ kleiner Ausschnitt kartiert wurde, können vorerst keine weitreichenden tektonischen Überlegungen angestellt werden.

Blatt 148 Brenner

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Penninikum auf Blatt 148 Brenner

Von WOLFGANG FRISCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Der unmittelbare Rahmen des penninischen Inhalts des Tauernfensters wurde im Bereich zwischen Steinach und Brenner und nördlich von Navis im Detail aufgenommen und verglichen. Im folgenden wird die Situation südwestlich von Steinach, südlich von Gries am Brenner und bei Navis profilmäßig beschrieben.

Südlich von Steinach, zwischen Steidlhof und Aigenwiese, folgen von E nach W, d. i. von unten nach oben: Bündner Schiefer mit Tuffeinschaltungen – Permoskythquarzit (ca. 50 m) – Quarzphyllit (NW Steidlhof ca. 70 m, einen halben Kilometer weiter südlich auf ca. 20 m zurückgehend) – Triasdolomit mit einer Einschaltung aus Kalken und Kalkschiefer (ca. 200 m) – Kössener Schichten mit Hohlraumfüllungen aus liassischen Rotkalken (ca. 50 m) – Quarzphyllit, eingeschaltet Grünschiefer, Kieselschiefer und „Eisendolomit“.

Der tiefere Span von Quarzphyllit steht südlich des Steinacher Ortsteiles Harland bei der Autobahn an und läßt sich über der Fahrstraße nach S bis oberhalb des Punktes 1237 verfolgen. Im weiteren Verlauf findet sich nur noch Schuttbedeckung. Im Hangenden der Quarzphyllit-Aufschlüsse südlich von Harland findet sich Kristallinmaterial, das nur in Rollstücken zum Vorschein kommt. Größere Orthogneisblöcke vermitteln den Eindruck, daß sie aus dem Anstehenden kommen. Der unmittelbar darüber folgende Dolomit ist stark zerrüttet. Diaphthoritische Glimmerschiefer bilden gut gerundete Gerölle, die einer Moräne entstammen dürften.

Innerhalb der darüberfolgenden Dolomite, die manchmal Laminierung zeigen, findet sich ein Band von Kalken und dunklen Kalkschiefern, deren stratigraphische Zuordnung unklar ist. Die Kalke, die z. T. gebändert sind, sind mit dem unterlagernden Dolomit primär verbunden und sehen den Kössener Kalken, wie sie höher oben auftreten, ähnlich. Die dunklen Kalkschiefer erinnern an gleichartige Gesteine des „Metamorphen Jura“ im Brennermesozoikum, sind aber südwestlich von Steinach (unterhalb P. 1342 auf 1240 m Höhe) mit dem überlagernden Hauptdolomit primär verbunden und somit ebenfalls in die Obertrias zu stellen (vermutlich Kössener Schichten). Auch der Dolomit darunter kann am besten dem Hauptdolomit zugeordnet werden. Der Kalk-Kalkschiefer-Horizont markiert möglicherweise – aber nicht notwendigerweise – eine tektonische Trennfuge. Die Gleichartigkeit der Gesteine beiderseits dieser Grenze macht m. E. eine Deutung als großtektonische Deckenbahn sehr unwahrscheinlich. Es dürfte eher ein Falten-Schuppenbau untergeordneter Bedeutung innerhalb des Brennermesozoikums vorliegen.

Der darüberfolgende höhere Teil des Dolomits kann dem Hauptdolomit zugeordnet werden. Die gute Bankung, bräunlichgraue Farbe, immer wieder erkennbare Algenlaminierung und der Übergang ins Hangende in Plattenkalk oder Kössener Schichten (z. T. ebenfalls mit Laminiten) kennzeichnen ihn. Gegen das Hangende der wenige Meterzehner mächtigen Kössener Kalke finden sich die bekannten Liasvorkommen der Aigenwiese. Die roten feinkristallinen Kalke treten in Form von Spalten- und Hohlraumfüllungen innerhalb der Kössener Kalke auf. Die Gesteine sind teilweise verschiefert.

Die Rotfärbung zeigt zum Teil einen leichten Violetstich, wie es für Rotsedimente im anchizonal metamorphen Bereich typisch ist (Ti-Einbau in Hämatit).

Der schmale Span von Quarzphyllit, der bei Steinach Skythquarzit (mit etwas Dolomit) im Liegenden und die Karbonatgesteinsserie im Hangenden trennt, ist in vergleichbarer Position bei Gries am Brenner wiederzufinden und läßt sich unter schlechten Aufschlußbedingungen noch weiter nach S verfolgen. Zwischen den höchsten Anteilen der Glocknerdecke (Prasinite, Kalkmarmor, verschiedene, z. T. kalkige Phyllite) und dem Quarzphyllitspan steht unter der Autobahn, wo diese das Seebachtal (Straße nach Obernberg) überspannt, Triasdolomit an. Südöstlich davon, gegen die Sattelalm hin, findet sich in 1600 m Höhe in gleicher Position Skythquarzit. Die meist stark tektonisierten Dolomite und Quarzite sind zwischen 5 und etwa 20 m mächtig, der Quarzphyllit darüber maximal wenige Zehnermeter. Über diesem folgen, wieder nur in vereinzelter Aufschlüssen sichtbar, Kalke und Kalkschiefer, die jenen bei Steinach ähneln. An der Straße nach Obernberg sind sie mit Dolomit vergesellschaftet. Die Annahme obertriadischen Alters für die Kalke und Kalkschiefer ist daher naheliegend. Eine Grünschiefer einschaltung und Ähnlichkeit mit Kalkschiefern des Jura könnte auch eine Vermengung mit jurassischen Schichtgliedern bedeuten, darüber folgt die Masse des Steinacher Quarzphyllits.

Nördlich von Navis ist auf der Rippe, die vom Stripfenhag zum Hirschstein (P. 2216) hinaufzieht, der Rand des Unterostalpins in folgendem Profil aufgeschlossen: Die Hänge unterm Stripfenhag sind von Moränen- und Hangschutt bedeckt und werden vermutlich noch von Bündner Schiefern gebildet. Der Stripfenhag wird von einer ca. 50 m mächtigen Rippe aus Permoskythquarzit gebildet, darüber folgt Quarzphyllit (ca. 200 m). Die Gipfelpartie des Hirschsteins wird hingegen von einer mesozoischen Abfolge aufgebaut, die in einer flachen Synform vom Quarzphyllit unterlagert wird: im Grinbachprofil unmittelbar östlich des Hirschsteinrückens findet sich nur noch Quarzphyllit.

Das Mesozoikum des Hirschsteins besteht auf dessen Südseite bis zum Gipfel aus einer jurassischen Abfolge, die für die Recknerdecke des Tarntaler Mesozoikums typisch ist. Über dem Quarzphyllit steht ab 2180 m Höhe folgendes Profil an:

- 1) Einige Meter rosa Kalk (vermutlich Lias–Dogger).
- 2) Feinschichtige, schiefrige Kalke, die an der Basis Dolomitschollen führen. Die Dolomitschollen werden bis zu 10 m mächtig und stellen in Analogie mit dem Tarntal Eingleitungen dar. Die insgesamt etwa 20 m mächtigen schiefrigen Kalke enthalten gegen das Hangende zunehmend kieselige Lagen und gehen so in
- 3) Radiolarit über. Es ist der gleiche, schwach metamorphe, deutlich geschieferte Radiolarit wie im Tarntal.
- 4) Am Hirschstein-Gipfel ist dann der inverse Hangendschenkel der Mulde aufgeschlossen: über 20 m Kalkschiefern stehen beim Gipfelkreuz einige Meter Dolomitbrekzie an. Die dolomitisch gebundene, konglomeratische Brekzie enthält kaum Kalkkomponenten. Die Komponenten erreichen 10 cm Durchmesser.

- 5) Am flachen Rücken nördlich des Gipfels bis zur Einsattelung finden sich Dolomit, Kalk und (im Sattel) Rollstücke von Rauhwacke und Skythquarzit.

Eine Parallelisierung der Schichtfolge nördlich von Navis mit jener zwischen Steinach und Brenner ist trotz Ähnlichkeiten nicht ohne weiteres möglich. Der tiefere Quarzphyllitspan zwischen Steinach und Brenner entspricht in seiner Stellung dem Innsbrucker Quarzphyllit. Diese Ansicht wird gestützt, falls das Kristallin (Orthogneis) südlich von Harland bei Steinach im Hangenden des Quarzphyllitspans dort wirklich ansteht. Andererseits gibt es auch Quarzphyllitspäne innerhalb des Brennermesozoikums. Skythquarzit, wie er südlich von Steinach den Quarzphyllitspan unterlagert, ist im Brennermesozoikum jedoch selten und geringmächtig, bei Navis aber unterm Innsbrucker Quarzphyllit regelmäßig anzutreffen.

Betrachtet man den Quarzphyllitspan zwischen Steinach und Brenner als Teil der Innsbrucker Quarzphyllitmasse, würden Innsbrucker und Steinacher Quarzphyllit in enge Nachbarschaft geraten. Eine solche Nachbarschaft könnte bereits ursprünglich gegeben gewesen sein und ist auch denkbar, wenn man die ostalpine Stirn als eine große, tektonisch intern stark komplizierte Einrollung betrachtet. Mehrere Bereiche rund um das Tauernfenster sprechen für eine solche Deutung.

Die Mesozoikums-Abfolge über dem Quarzphyllitspan südlich von Steinach wird einschließlich der Kössener Schichten mit den Lias-Spaltenfüllungen von der Aigenwiese als eine zusammengehörige Schichtfolge (Brennermesozoikum) angesehen.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 148 Brenner, 149 Lanersbach, 156 Muhr und 157 Tamsweg

Von HERMANN HÄUSLER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Bearbeitung nachtriadischer unterostalpiner Serien in den Radstädter Tauern beinhaltet die Problematik einer lithostratigraphischen Einstufung quarzitischer und brecciöser Serien.

Unter diesem Aspekt erfolgte eine vergleichende Bearbeitung von Serien der Hochfeinddecke mit einigen Teilprofilen, auf die A. TOLLMANN, Ch. EXNER und S. PREY im Zuge ihrer Kartierungen auf den Blättern 156 Muhr und 157 Tamsweg in ihren Aufnahmsarbeiten hingewiesen haben.

Auch im Unterostalpin der Tuxer Voralpen hat eine detailliertere lithostratigraphische Gliederung der kieseligen Juraschichten Konsequenzen, die auch von lokaler tektonischer Bedeutung sind.

Zur Gliederung der nachtriadischen kieseligen Schichten am Mieslkopf (Blatt 148 Brenner)

Eine Auflösung der verfalteten Juraserien der Reckner Decke südlich des Mieslkopfes ergibt eine Basalseerie aus Ton- und Kalkschiefern sowie sandigen Schiefern, über der eine Wechsellagerung von karbonatischen Schiefern mit grünlichen Kieselschiefern in die grünlichen Kieselschiefer und Radiolarite überleitet.

Die Großfalten zeigen beim Mieslloch eher Nordvergenz, während die Obertrias des Mieslkopfes den Antiklinalkern einer großen südvergenten Falte bildet.

Zur Gliederung der nachtriadischen kieseligen Schichten in den Tarntaler Bergen (Blatt 149 Lanersbach)

Hippold-Decke

Die von M. ENZENBERG-PRAEHAUSER (1976) aufgestellte Gliederung der Juraschichten geht auf E. CLAR (1940) zurück und endet mit den Kiesel-schiefern des Radiolaritniveaus.

Demgegenüber deutet O. THIELE (1976) Quarzitkomponenten innerhalb der Tarntaler Breccienserie z. B. NW der Torspitze, oberhalb „In der Lacken“ als Jura-Radiolaritkomponenten und fordert für diese Breccie zumindest Oberjura-Alter. Er deutet auf das Profil Torjoch – Graue Wand als verkehrt lagernde Serie, indem er einen jüngeren Anteil von flyschartigen Metaarkosen und Metasandsteinen von einem stratigraphischen tieferen Anteil mit Breccienvormacht abgliedert.

Die von O. THIELE erwähnten kieseligen Komponenten der Quarzitschollenbreccie nördlich „In der Lacken“ sind graue Quarzitkomponenten und Komponenten violetter Kiesel-schiefer. Rötliche, grünliche und graue Quarzite sind aber auch ganz typisch für die Triasbasis-quarzite an der Hippold-Westseite (Hippoldquarzit), während der „Radiolarit“ der Hippold Decke als Kiesel-schiefer vorliegt.

Sowohl auf Grund der Seriengliederung nach M. ENZENBERG-PRAEHAUSER als auch auf Grund des Vergleiches, daß auch in der relativ gut eingestuften Türkenkogelbreccie der Hochfeinddecke reine Quarzitschollen auftreten, wird der Schluß gezogen, daß es sich in beiden Fällen um eine Aufarbeitung der quarzitischen Triasbasis handelt.

Reckner Decke

Die Schichtfolge der jüngsten Anteile der Reckner Decke besteht basal aus einem mehrere m mächtigen Übergangsbereich zu den Kiesel-schiefern des Radiolaritniveaus, den ein Kalkmarmor mit Kiesel-schieferzwischenlagen bildet und dem bis 20 m mächtig aufgeschlossenen rötlichen bis grünlichen Radiolarit und wie z. B. südlich der Lizumer Sonnenspitze, einem hangenden mehrere m mächtigen Übergangshorizont, der wiederum aus einem Kalkmarmor mit Kiesel-schieferzwischenlagen besteht und mit wenigen dm Feinbreccien endet.

Die Schichten 500 m nördlich der Tarntaler Köpfe (M. ENZENBERG-PRAEHAUSER, 1976) werden nun nicht als hangende Feinbreccie über dem Radiolarit und somit Kern einer riesigen Liegendfalte (Synklinale 2 bei A. TOLLMANN, 1977), sondern als dessen liegender, primär nicht brecciöser Übergangsmarmor einer südvergenten Faltenstruktur gedeutet. Der aufrechte Hangendschenkel dieser südvergenten Antiklinale leitet von der Scharte südlich der Klammspitze in einen südvergenten Faltenwurf aus Juraschichten über, dessen nördlichste Antiklinale die verkehrt lagernde Scholle der Klammspitze mit einer Triasschichtfolge von Wettersteindolomit bis Rhät bildet.

Zur lithostratigraphischen Einstufung quarzitischer Serien in den Radstädter Tauern (Blätter 156 Muhr und 157 Tamsweg)

Die Umdeutung der Malutzschuppe ausgehend von der Umdeutung der Quarzite der Malutzscholle an der Typlokalität

Während A. TOLLMANN (1962) die Quarzite der Großeckwand und SE des Speiereckgipfels westlich Mau-

terndorf und die brecciösen Quarzite NE vom Edenbauer zuerst als Jura bis ? Neokom-Quarzite der penninischen Schieferhülle bezeichnet, grenzt er später (1964) diese Randzone zwischen Pennin und Unterostalpin als eigenes unterostalpin Element tektonisch ab. Charakteristikum dieser nur nachtriadische Schichtglieder enthaltenden „Malutzschuppe“ ist neben Breccien ein (l. c.): „...nachtriadischer, reiner, dem Lantschfeldquarzit gleichender Quarzit...“. E. CLAR zeichnet (1937) ohne weitere Deutung ein Profil durch den Znotenkopf (= Malutz), wobei über Bänderschiefern, Liasschiefern und der Schwarzeckbreccie im Hangenden eine harte Dolomitbreccienbank und letztlich Quarzit und Quarzitschiefer folgen.

A. TOLLMANN hatte (1964, l. c.) den sedimentären Charakter der karnischen Kristalldolomit-Scholle des Malutz erkannt und die einsedimentierte Riesenscholle mit dem Schwarzeckphänomen der Hochfeinddecke verglichen, da die mächtigen Quarzite einerseits im Hangenden dieser karnischen Scholle auftreten und andererseits im SE sich in eine sedimentäre Breccie auflösend, Teil der Breccienserie vom „Schwarzecktyp“ westlich der Ochsenalm sind.

Eine Begehung des Malutz hatte nun unter Verwendung der Aufnahmeunterlagen von A. TOLLMANN gezeigt, daß sich

- a) die von A. TOLLMANN (1964) zwischen Zeppspitze und Malutzspitze erwähnte verkehrte Schichtfolge von Liasbreccien, Rhät und mächtigem obertriadischem Dolomit noch um schwarze gebankte Dolomite der Mitteltrias, den mehrere Meter aufgeschlossenen Quarzit und ein hangendes Vorkommen feldspatführender Paragneise des Twenger Kristallins ergänzen läßt, so daß die Quarzite als Lantschfeldquarzit einzustufen sind. Daraus ergibt sich
- b) bei einer Gleichsetzung des Niveaus der Schwarzeckbreccie NW und SE der Malutzspitze, daß die Malutzscholle eine riesige verkehrt lagernde einsedimentierte Komponente der Schwarzeckbreccie ist, und,
- c) da die die Schwarzeckbreccie unterlagernden kieseligen Schiefer des Radiolaritniveaus sicherer Bestandteil der Hochfeinddecke im Profil Zeppspitze sind, daß der unterostalpine Bereich Malutz – Ochsenalm auch primär der Südrand der Hochfeinddecke war. Die tektonische Beanspruchung im penninisch-unterostalpinen Grenzbereich äußert sich in dieser Zone derart, daß die Türkenkogel- und Schwarzeckschichten in faziell eigener Ausbildung östlich des Malutz in einen engen Faltenwurf gelegt sind, während die einsedimentierte Riesenscholle tektonisch stark zerschert und teilweise mächtigkeitsmäßig stark reduziert worden ist.

Zur Fortsetzung der Quarzite der ehemaligen Malutzschuppe gegen SE

Im tektonischen Bogen der südlichen Radstädter Decken zur Katschbergzone wurden bisher im Bereich Speiereck – Großeck zahlreiche stratigraphische Fragen unterschiedlich beantwortet, woraus jeweils verschiedene tektonische Schlußfolgerungen resultierten.

Nach den Aufnahmeberichten von S. PREY (1938, 1939) und Ch. EXNER (seit 1944) lagert über der penninischen Bündnerschieferserie von St. Michael – Kl. Lanschütz eine unterostalpine Serie in verkehrter Lagerung, indem von Liegend nach Hangend über einem Mitteltriasdolomit ein Quarzit und darüber im Gipfelbe-

reich des Großecks Kristallin folgt. Diese verkehrte Abfolge fällt ca. hangparallel nach NE gegen Mauterndorf ein. Auch von E. CLAR (1937) wurde der Quarzit dieser Serie als „Typ Triasbasis“ bezeichnet.

Obwohl A. TOLLMANN (1962) bei den Aufnahmen im Großeck – Speiereckgebiet betont, daß „...etliche zehn Meter mächtige Jura- (Neokom-) Quarzite herrschen, die nicht leicht vom unterostalpinen skythischen Lantschfeldquarzit unterschieden werden können...“ trennt er sie tektonisch vom Liegenden Dolomit und hangenden Kristallin ab und deutet (1964) die Malutschuppe als nur aus nachtriadischem Quarzit bestehenden Anteil der auf Unter- und Mitteltrias beschränkten Schichtfolge der Speiereckdecke.

Eigene Beobachtungen haben nun in der letzten Zeit Anlaß zu einer wiederholten Umdeutung der lithostratigraphischen Stellung des Quarzituges im Großeckbereich im Sinne von S. PREY (1938) und Ch. EXNER (1944) gegeben.

- 1) Im Zuge der vom Institut für Geologie unter der Leitung von Prof. Ch. EXNER und Prof. A. TOLLMANN im Sommer 1982 veranstalteten Kartierungsübungen in der Region Pennin/Unterostalpin im Gebiet Katschberg – St. Michael – Mauterndorf erfolgte eine Neuaufnahme des Speiereck – Großeck-Gebietes durch die Arbeitsgruppe K. DELLMOUR und R. WIDDER. Diese Aufnahmen dokumentieren eine konkordante Lagerung einer verkehrt lagernden aber zusammenhängenden Serie aus ca. 15–50 m massivem bis gebanktem Mitteltriasdolomit, ca. 60 m Lantschfeldquarzit und über 100 m felsbildendem Twenger Kristallin.
- 2) Auch die stratigraphischen Verhältnisse am Speiereck-SE-Grat werden nach eigener Kenntnis dahingehend gedeutet, daß über einer mehrere Meter mächtigen Feinbreccienserie der penninischen Schieferhülle ebenfalls eine verkehrte unterostalpine Schichtfolge liegt, die aus lokal bis 10 m mächtig aufgeschlossenem Mitteltriasdolomit, einer Wechsellagerung aus Quarzitlagen und Karbonatschiefern und dem hangenden Lantschfeldquarzit besteht. Die beiden Decken sind miteinander nordvergent verfaltet, wobei der Mitteltriasdolomit in Großschollen boudiniert oder gänzlich tektonisch ausgequetscht worden ist.
- 3) Auch die Straßenaufschlüsse und Steinbrüche nördlich von Mauterndorf lassen prinzipiell dieselbe inverse Abfolge von undeutlich gebankten dunkelgrauen Dolomitmarmoren, einigen Zehnermetern Quarzit und Twenger Kristallin erkennen.
- 4) In den Schollen NE vom Edenbauer konnten keine Breccien vom Typ Schwarzeckbreccie s. I. (A. TOLLMANN, 1962) aufgefunden werden. Die Schichtfolge umfaßt dagegen von Liegend nach Hangend (das ist von SE nach NW) über 5 m gebankten grünlichen Quarziten (Lantschfeldquarzit) mit sehr untergeordnet bräunlichen Marmorlinsen ca. 14 m einer cm-dm-Wechsellagerung von grünlichen Quarzit- und bräunlichen Marmorlagen, 2 m tektonisch stark zerlegten bräunlichen Dolomitmarmor mit untergeordnet Quarzitlagen, 6 m mergelige und gebankte schwarze (anisische) Flaserkalke und darüber ca. 10 m aufgeschlossen schwarzen massigen Mitteltriasdolomit. Speziell der vertikale Wechsel von Karbonat- und Quarzitlagen, lithostratigraphisch im Skyth-Anis-

Grenzbereich, führt zu mannigfaltigen Varianten tektonisch bedingter boudinageartiger Breccien.

Aus den angeführten Beobachtungen ergibt sich erstens, daß faziell

- a) kein unterostalpiner Subfaziesbereich (Malutzfazies, A. TOLLMANN, 1977) mit mächtiger nachtriadischer Quarzitausbildung zwischen dem Unterostalpin der Hochfeindecke und dem Pennin existiert hat, und daß
- b) der Lantschfeldquarzit als Variation neben reinen Quarziten im Übergangsbereich zur karbonatischen Mitteltrias auch als Wechsellagerung quarzitischer und karbonatischer Lagen ausgebildet sein kann und daß
- c) eine derartige Wechsellagerung unter starker tektonischer Beanspruchung infolge der Kompetenzunterschiede über Boudinage bis hin zur tektonisch verursachten aber sedimentär aussehenden Breccie führen kann. Es sei aber betont, daß im Zweifelsfall nur in zusammenhängenden Schichtfolgen ein Lantschfeldquarzit von lokal auch innerhalb der Türkenkogel- oder Schwarzeckschichten der Hochfeindecke auftretenden Metaquarzareniten eindeutig lithostratigraphisch unterschieden werden kann.

Zweitens ergibt sich, daß die tektonische Abfolge der unterostalpinen Decken über dem Pennin mit der Hochfeindecke beginnt, deren südlicher Anteil im Malutzgebiet nun die ehemals tektonisch abgetrennte Malutschuppe einschließt. Die Hochfeindecke wird gegen Mauterndorf hin tektonisch ausgequetscht (siehe tektonische Übersichtskarte A. TOLLMANN, 1977). Darüber folgt die hauptsächlich aus Twenger Kristallin, Lantschfeldquarzit und Triaskarbonaten aufgebaute Lantschfelddecke. Die verkehrte Serie SW Mauterndorf kann als Liegendschenkel einer riesigen nordvergenten Falte der Lantschfelddecke interpretiert werden. Im Hangenden folgen, ebenfalls gegen SE hin tektonisch ausgequetscht, die Pleisling-, Kesselspitz und Quarzphyllitdecke. Einzelne Schürflinge zwischen der Schieferhülle und der Lantschfelddecke (früher Reste der Speiereckdecke) werden keiner eigenständigen Decke zugeordnet.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 148 Brenner

Von AXEL NOWOTNY

Im Berichtsjahr wurden die Geländeaufnahmen auf Blatt 148 Brenner aus dem Jahre 1983 fortgesetzt. Die Geländearbeiten beschränkten sich auf die Gebiete NW Fulpmes – Natters – Völs – Nederjoch und Egerjoch – Obernbergtal – Sandjöchl.

Gebiet NW Fulpmes – Natters – Völs – Nederjoch

Die Basis dieses Gebietes wird von Innsbrucker Quarzphyllit gebildet, welcher an der orographisch linken Seite der Sill vom Unterberg nördlich Schönberg bis E von Völs im Gebiet des Geroldsbaches anzutreffen ist. Die einzelnen Aufschlüsse zeigen im Liegendanteil hellgrüne intensiv verfaltete Quarzphyllite und Quarzite mit Quarzknuern und Linsen. Hangend sind meist dunkle zum Teil mylonitische Typen zu beobachten.

Der dem Quarzphyllit aufliegende Komplex wird von Glimmerschiefer mit Einschaltungen von dunklem meist feinkörnigem Paragneis und Quarzit des Ötztalkristallin

aufgebaut. Untergeordnet treten Augengneise und helle Muskovit-Gneise im Bereich des Sagbaches und E des Marbaches auf. Amphibolite wie sie im E des Bereiches des Gleinser Berges anstehen, konnten im kartierten Gebiet nicht beobachtet werden. Hangend des Glimmerschiefer-Gneis-Zuges folgt N des Pfriemeskopfes die von J. GEYSSANT (1973) beschriebene „Pfriemes Scholle“ an der Nordbasis der Kalkkögel. Die als kalkalpine Schuppe unter dem zentralalpinen Brennermesozoikum gedeutete Abfolge besteht aus Bänderkalkmarmor mit phyllitischen Zwischenlagen und ist an dem Steig von der Mutterer Alm zum Birgitsköpfel aufgeschlossen. Der unmittelbar angrenzende „untere Dolomit“ (Wettersteindolomit) ist nur geringmächtig ausgebildet und wird von einem mächtigen Band von Raibler Schichten nördlich der Pfriemeswand vom überlagernden „oberen Dolomit“ (Hauptdolomit) getrennt. Diese Schichtfolge läßt sich entlang des Fußweges W der Saile bis in das Gebiet des Halsl verfolgen. Im Bereich südlich der Saillenieder scheinen sich „unterer Dolomit“, Kalkmarmore und rötliche Dolomitbreccien zu verzeichnen. Raibler Schichten sind als wichtiger Leithorizont entlang des Ostabhanges über die Pfarrachalm bis zur Kreitalm und südlich des Kaisersteiges bis zum Fuß der Pfriemeswand zu verfolgen. Die Situation des Kotzen (Kote 1588) S der Pfarrachalm muß auf Grund des Geländebefundes als Großblock gedeutet werden, welcher mit seinem Kristallin-Sockel abgerutscht zu sein scheint. Wesentlich ungestörter zeigt sich der Komplex des Ampersteins W des Halsbaches und N des Schlicker Baches. Der das Brennermesozoikum unterlagernde Kristallinanteil ist in diesem Gebiet nicht aufgeschlossen.

Junge Ablagerungen finden sich im gesamten Kartierungsgebiet in Form von Terrassensedimenten bis etwa 900 m Seehöhe, Moränenmaterial bis etwa 1200 m Seehöhe. Starke Hangsturzüberlagerungen sind vor allem SW der Kreiter Alm aus dem Gebiet Saile – Nederjoch und südlich der Mutterer Alm aus dem Gebiet der Pfriemeswand und Spitzmandl.

Gebiet Egerjoch – Obernbergtal – Sandjöchl

Ausgehend von der Kartierung 1983 wurde der SW Bereich des Kartenblattes und der angrenzende österreichische Anteil des Blattes 175 Sterzing begangen.

Im Bereich des Trunajoches – Nöblachjoch – St. Jakob ist die Steinacher Decke mit einer Abfolge von Quarzphyllit mit Einschaltungen von Grünschiefer und Chloritquarzit vor allem im Gebiet des Leitnerberges zu beobachten. E des Egerjoches tritt innerhalb dieses Komplexes die Karbon-Schichtfolge mit Konglomerat-Sandstein und Schiefer zu Tage.

Südlich des Obernbergtales setzt sich die Steinacher Decke fort. Einschaltungen von Bänderkalkmarmor und Eisendolomit konnte südlich von Eben, im Bereich des Frader Waldes und W der Karalm aufgefunden werden. Weitere Karbonatzüge (Bänderkalkmarmor und Dolomitmarmor) in Vergesellschaftung mit Graphitquarzit, hellen bis weißen Quarziten und Chloritquarziten treten am Koatnerberg (Kote 2197) auf und lassen sich bis zum Obernberger See im W und zur Frader Alm im E verfolgen.

Diese Abfolge scheint auch mit dem im Bericht 1983 beschriebenen Karbonataufschluß nördlich der Niederberg Alm ident zu sein. Auf Grund des Geländebefundes sind die Karbonatvorkommen als Schollen innerhalb des Quarzphyllitkomplexes aufzufassen. Eine di-

rekte Überlagerung von metamorphen Karbonaten auf Hauptdolomit des Brennermesozoikums, wie sie von S. PREY (1977) im Gebiet des Blasers und der Lämpermahd Spitze beschrieben wurde, konnte im Arbeitsbereich nicht angetroffen werden. Junge Überlagerungen finden sich im Bereich des Egger Mähder und Nöblacher Mähder, im Obernbergtal zwischen Eben und Fraden und im Gebiet des Obernberger Sees bis zur Steiner Alm in Form glazialer Ablagerungen.

Blatt 149 Lanersbach

Siehe Bericht zu Blatt 148 Brenner von H. HÄUSLER.

Blatt 152 Matrei

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 152 Matrei und 153 Großglockner*

Von JOSEF HOFER (auswärtiger Mitarbeiter)

Besonderes Augenmerk wurde im Kartierungsjahr 1984 auf die geologischen Verhältnisse der die Bündnerschieferserie unterlagernden Gesteine zwischen Dorfertal und Felbertauerntal, südlich des Granatspitzkerns, gelegt.

Gut aufgeschlossen sind diese Gesteinsserien im Bereich der Kessler Alm (1933 m) und Nussingscharte (2700 m) an der E-Flanke des Felbertauerntales.

Die Umgebung der Kessler Alm und die im N gelegene Bergkette mit dem Taxerkogel (2629 m) und Graukogel (2983 m) sind aus plattig brechenden Glimmergneisen und massig wirkenden, jedoch deutlich geschieferten Augengneisen aufgebaut. Diese Gneisabfolge ist nach E über den Knappenträger (2945 m) und die Lukkenwand ins Dorfertal zu verfolgen, wobei die Gesamtmächtigkeit der Gneise abnimmt, und die Gesteine vor allem in Bereich des Dorfertales zunehmend verschiefen (s. a. Kartierungsbericht 1982/83).

Im Hangenden lagert den oben genannten Gneisen eine mehrere hundert Meter mächtige bunte Paraserie auf, in der Granatphyllite, Kalkmarmore, Glimmerquarzite, Kalkglimmerschiefer und glimmerreiche Gneise (= Muntanitzgneis nach P. C. BENEDICT, 1952) untereinander abwechseln. Diese Gesteine scheinen untereinander z. T. in sedimentärem Zusammenhang vorzuliegen, z. T. können sie auch durch scharfe (tektonische) Grenzen getrennt sein. Besonders gut ist diese Paraserie im S der Kessler Alm entlang des Dr. Karl Irsch Weges zur Sudetendeutschen Hütte aufgeschlossen.

Die genannte Abfolge ist über den Muntanitz (3232 m) und die SW- und SE-Flanke des Gradezkees bis ins Dorfertal nach E verfolgbar. In den liegenden Anteilen dieser Paraserie finden sich im Bereich des Dorfertales und der Ht. Ochsenalm in mächtigen Granatphylliten zwei geringmächtige (Meterbereich) Lagen von Kalkmarmoren, in denen übrigens auch cm- bis dm-mächtige Lagen und Linsen von Dolomitmarmor und Breccien zu finden sind. Die Kalkmarmore ziehen nördlich des Grauen Schimmels (3052 m) nach W zur Kessler Alm, jedoch ist im Bereich der Ht. Kessler Alm

S Kote 2162 m lediglich ein Marmorzug mehr beobachtbar, der nach W hin ebenfalls ausdünnen dürfte.

Im Dorftal folgt über den Kalkmarmoren, und von diesen durch Granatphyllite getrennt, eine m-mächtige Quarzitlage (westl. Tinkeneben Alm auf ca. 1700 m).

Die genannten glimmerreichen Gneise dieser Serie liegen im wesentlichen als zwei 50–100 m mächtige Einschaltungen vor, welche durch Kalkglimmerschiefer und Granatphyllite voneinander getrennt sind. Gut abgeschlossen sind diese Gneise am Dr. Karl Irsch Weg auf ca. 2000 m (der Liegendzug) und 2200 m (der Hangendzug) Seehöhe. Die Grenzbereiche sind durch Einschaltungen von Kalkglimmerschiefern und Quarziten gekennzeichnet, die Grenzen selbst sind unscharf. Außerdem finden sich in den Gneisen immer wieder geringmächtige Lagen und Linsen von Grüngesteinen. Die Gneise sind südlich der Kessler Alm nach E über den Muntanitz (= Typlokalität des Gneises nach P. C. BENEDICT, 1952), wo die Mächtigkeit des oberen Gneiszugs auf ca. 500 m zunimmt und die Gipfelbereiche aufbaut, ins Dorftal zu verfolgen; der untere Gneiszug zieht am N-Fuß des Muntanitz vorbei.

An der SE-Flanke des Gradezkessels überlagert eine etwa 50 m mächtige Abfolge von z. T. granatführenden Metabasiten mit m-mächtigen, sauren Lagen die höchsten Muntanitzgneise, durch eine ca. 20 m mächtige Quarzitlage von diesen getrennt. Diese offensichtlich magmatischen Gesteine erinnern sehr an solche der Habachserie (HÖCK, mündl. Mitt.).

Über den Muntanitzgneisen stehen wieder wechselweise Granatphyllite, Glimmerquarzite und Kalkglimmerschiefer an. Diese Abfolge ist wieder sehr gut südlich der Kessler Alm aufgeschlossen, jedoch tritt hier als Komplikation eine E–W verlaufende Störungslinie mit erheblichen Versetzungsbeträgen, entlang des Dr. Karl Irsch Weges, hinzu.

Das Profil nördlich der Störung ist sehr vielfältig aufgebaut. Es setzt sich zwischen Seehöhe 2240 m und 2800 m folgendermaßen zusammen:

	20 m Prasinit
	2–5 m Quarzit
2860 m	50 m Kalkglimmerschiefer
	5 m Quarzit
	150 m Prasinit
2700 m	5 m Quarzit
	100 m Granatphyllit und Kalkglimmerschiefer
	55 m Prasinit
2540 m	5 m Quarzit
	80 m Kalkglimmerschiefer und Granatphyllit
	70 m Granatphyllit und Glimmerquarzit
	40 m Kalkglimmerschiefer
2340 m	10 m Granatphyllit und Glimmerquarzit

Südlich der oben genannten Störungslinie stehen auf 2250 m über 100 m mächtige Prasinite an, mit m-mächtigen Quarziten im Liegenden. In den Prasiniten finden sich mehrere geringmächtige Lagen von Granatphylliten und Kalkglimmerschiefern. Auf 2450 m stehen mächtige Kalkglimmerschiefer mit Lagen von Granatphylliten an. Das unmittelbare Hangende ist leider durch Hangschutt und Moränenmaterial verdeckt, jedoch ist am Dr. Karl Irsch Weg, zwischen 2600 m und 2700 m eine stark verdrehte Abfolge mit Prasiniten, Kalkglimmerschiefern und Granatphylliten aufgeschlossen.

Eine weitere Störungslinie ist östlich der Kote 2901 m (nördlich der Nussingscharte) erkennbar, deren Versetzungsbeträge allerdings unerheblich sein dürften.

In der Nussingscharte stehen Prasinite (mit Pseudomorphosen nach Lawsonit) an, in deren Hangendpartien Serpentinite und Serpentinrandgesteine eingelagert sind. Diese Gesteine lassen sich von den Welackköpfen bis zur Nordflanke des Nussingkogels verfolgen.

Blatt 153 Großglockner

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Gebiet Imbachhorn – Hoher Tenn auf Blatt 153 Großglockner*)

Von HERBERT MATL (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Anschluß an die ersten Übersichtsbegehungen im Herbst 1983 wurde 1984 mit der detaillierten Kartierung des Gebietes zwischen der Piffscharte knapp südlich des Kartennordrandes um dem Hohen Tenn begonnen. In diesem Sommer konnte bereits ein Großteil der Geländearbeit bewältigt werden.

Der Norden des Aufnahmegebietes, der Bereich zwischen der Piffscharte und etwa der Gleiwitzer Hütte, wird aus Gesteinen der Fuscher Fazies (W. FRANK & G. FRASL, 1966) aufgebaut. In diesem Gebiet wird sie durch Wechsellagen von Kalkglimmerschiefern, mächtige meistens karbonatführende bis karbonatfreie (eher selten) Schwarzphyllite, geringmächtige (10er Meter Bereich) Karbonatquarzite und reine Quarzite, geringmächtige Arkosegneise, einem ca. 30 m mächtigen Gneiszug, bis wenige Meter mächtige Dolomitbreccien und Marmore bzw. Glimmermarmore, sowie bis zu 30 m mächtige vereinzelt auftretende, linsenförmige Grüngesteine charakterisiert.

Die s-Flächen fallen sehr einheitlich mit 30–60° nach NNE ein. Innerhalb der Fuscher Fazies lassen sich generell nur sehr schwer Grenzen zwischen Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit ziehen, ebenso gibt es häufige Übergänge von Kalkglimmerschiefer zu Karbonatquarziten. Im allgemeinen herrschen mannigfache Übergänge zwischen den verschiedenen Gesteinen der Fuscher Fazies vor.

Etwa 300 m südlich der Gleiwitzer Hütte und bis ins Hirzbachtal verlaufend konnte ein ca. 30 m mächtiger Gneiszug (Orthogneis?) auskartiert werden.

Besonders große Mächtigkeiten bis zu einigen 100 m erreichen die Schwarzphyllite am Südhang der Rettenzinks (Rötenezink) und vor allem im Bereich des Brennsteins und des Roßkogels.

Quarzitlinsen können bis zu 40 m mächtig werden. Solche befinden sich ca. 150 m bzw. 200 m südlich der Kote 2005 im Gebiet des Roßkogels. Ca. 100 m SW der Piffscharte befindet sich eine etwa 20 m mächtige Quarzitlinse, die im Hangenden in helle Quarzitphyllite übergeht. Dolomitbreccien treten bevorzugt am Nordhang des Rettenzinks und am Grat vom Imbachhorn zum Laubkogel auf, dort konnte ebenso eine ca. 10 m mächtige Arkosegneislinsen angetroffen werden.

Ein geologisch noch nicht sicher geklärt Bereich um die Brandlscharte wird nach G. FRASL (1958) der Habachserie zugeordnet.

Hier treten von Kalkglimmerschiefern der Fuscher Fazies übermantelte karbonatfreie, leicht bläulich glänzende und teilweise stark tektonisierte Schwarzphyllite auf, die sich makroskopisch von den Fuscher Schwarzphylliten wie beschrieben unterscheiden.

Im Bereich der Hirzbachalm am südschauenden Talhang wurden bis 10er Meter mächtige quarzitisches

mit stark variierendem Karbonatgehalt führende Schiefer angetroffen. Diese Gesteinsart läßt sich von der Hirzbachalm, dem östlichen Hirzbachtal folgend bis ins Fuscher Tal auskartieren. Auf Grund der blaßgrünen Farbe der quarzitischen, karbonatführenden Schiefer, der wesentlich stärkeren tektonischen Beanspruchung, dem teilweise sehr geringen Karbonatgehalt und der sehr häufig auftretenden Quarzknauern unterscheiden sich jene Schiefer deutlich von den Gesteinen der Fuscher Fazies.

Südlich der Linie Messerfeldkogel – Gleiwitzer Hütte – Roßköpfl verläuft ungefähr die unscharfe Grenze der Fuscher Fazies zur Glocknerfazies (W. FRANK & G. FRASL, 1966), welche mit einem mächtigen Präsinitzug im Hangenden beginnt. Die Grenze konnte jedoch erst nach eingehenden Geländebegehungen gezogen werden.

Die Glocknerfazies besteht im Gebiet zwischen der beschriebenen Grenzlinie und dem Hohen Tenn aus sehr mächtigen, gleichförmigen Kalkglimmerschiefern, geringmächtigen (ca. 10er Meter Bereich) Marmoren bzw. Glimmermarmoren, vereinzelt Schwarzpyhliten, seltener Dolomitreccien, konkordant eingelagerten Prasiniten, die bis 200 m mächtig werden können, begleitet von bis 10er Meter mächtigen Quarziten und zum Teil diskordant auftretenden Ultramafititen.

Die mächtigen Kalkglimmerschiefer der Glocknerfazies bauen im wesentlichen das Massiv des Hohen Tennes auf, dessen Gipfel jedoch aus einer ca. 30–40 m mächtigen Serpentinlinse besteht, die im Norden an eine ca. 20 m mächtige Quarzlinse grenzt.

Aus sehr einheitlichen Kalkglimmerschiefern bestehen die Schneespitze, in deren E-Abhang ebenfalls geringmächtige, tektonische Serpentinlinsen auftreten, sowie der Grat von der Schneespitze über den Zwingkopf zum Lorenzkopf.

Der Kleine Tenn, an dessen W-Flanke wenige Meter mächtige Ultramafitlinsen zu finden sind, besteht aus Kalkglimmerschiefern, die stellenweise gehäuft Partien mit schwarz pigmentierten Knötchen aufweisen. Der Bauernbrachkopf sowie der Kempfenkopf, an dessen Nordgrat (ca. 400 m vom Gipfel) zwei ca. 10 m mächtige Serpentin- bzw. vertalkte Ophikalzitlinsen auskartiert wurden, die Jägerscharte, der Krapfbrachkogel, das Spitzbrett, sowie der gesamte Bereich um die Tenngarbe werden aus Kalkglimmerschiefern aufgebaut.

Im Ochenskar, knapp südlich des alten Stolleneinganges an der Knappenleiten und südlich der Lorenzrinne wurden geringmächtige Prasinitlinsen vorgefunden, letzterer wird von einem wenigen Meter mächtigen Quarzitzug begleitet.

In der Lorenzrinne sowie ca. 150 m südlich des alten Stolleneinganges konnten jeweils etwa hausgroße, massige Ultramafitkörper angetroffen werden.

Ca. 250 m NE des Krapfbrachkogels wurden drei geringmächtige Quarziliten auskartiert.

An der Hangendgrenze der Glocknerfazies befindet sich ein bis zu 200 m mächtiger Präsinitzug, der vom Krapfkühkar über das Vordere Spitzbrett, von wo er in zwei Lagen durch das südliche Hirzbachtal über die Kote 2248 bzw. 2313 durch die Brechl bis zum Peilstein zieht und weiter in die Schmalzgrube verläuft.

Kleinere Prasinitlinsen wurden am NE-Abhang des Lorenzkopfes beobachtet. Hier und an der Kote 2332 treten in den Prasiniten bis zu 10 m mächtige grau-hellgrün gefleckte Gesteine auf, die zugleich massig und

spröde sind. Makroskopisch lassen sich epidotreiche Schlieren, Hellglimmer, Amphibole und ein hoher Gehalt an Magnetit erkennen.

Im Sommer 1985 soll die Kartierung im Bereich des Kares des Imbachhornes und des Falkenbachkares fortgesetzt werden.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 153 Großglockner*)

Von HANS PETER STEYRER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die diesjährigen Aufnahmen erfolgten mit zwei räumlich und thematisch getrennten Schwerpunkten: zum einen wurde gemeinsam mit H. MATL im Gebiet zwischen dem Kapruner-Achental und dem Fuscher-Tal am Ostrand des Falkenbachlappens kartiert (den ausführlichen Bericht hierzu siehe bei H. MATL).

Der zweite Schwerpunkt wurde in das Gebiet zwischen Tauernmoossee und Hocheiser gelegt, somit in den Grenzbereich zwischen Schieferhülle und Zentralgneis. Der betreffende Anteil der Schieferhülle wurde ursprünglich den „Riffdecken“ (z. B. CORNELIUS & CLAR, 1939) und damit der „Unteren Schieferhülle“ zugerechnet. Mit dem Erscheinen der „Seriengliederung“ (G. FRASL, 1958) wurde aufgrund weitgespannter Neuaufnahmen und -untersuchungen ebenso wie bei FRASL & FRANK (1966) unter anderem das Gebiet zwischen Tauernmoossee und Hocheiser der „Älteren Schieferhülle“ zugeordnet, und zwar zum Teil der altkristallinen Amphibolitfolge (besonders die unmittelbare Überlagerung des Zentralgneises), zum Teil der Habachformation. Die Schichtfolge der etwa NW–SE streichenden und mittelsteil nach NE einfallenden Gesteine beginnt am Tauernmoossee (= im SW) im Liegenden mit hellen, zum Teil sehr massigen Granitgneisen, die den Zentralgneisen zuzurechnen sind (Granatspitzkern). Nördlich und nordwestlich des Sees werden diese überlagert von Ultrabasiten (Serpentin), östlich des Sees von 20–30 m mächtigen Amphiboliten, die ihrerseits von Biotitporphyroblastenschiefern von sehr wechselnder Mächtigkeit abgelöst werden (bis etwa 30 m Mächtigkeit). Wesentliches Kennzeichen dieser Porphyroblastenschiefer sind geringmächtige (bis ca. 2 m) Einlagerungen von Lyditen, so zum Beispiel 300 m westlich der Kote 2251 am Weg zum Tauernmoossee und 500 m südlich dieser Kote etwa 100 m oberhalb des Weges. Weiter im E, also zwischen Schwarzkarl und Rotem Palfen, überwiegen wieder Grüngesteine, während der Rote Palfen selbst zum Teil aus Serpiniten aufgebaut ist. An Grüngesteinen treten neben Chlorit-Albitporphyroblastenschiefern überwiegend Prasinite und auch Biotit-Epidotgneise auf. Vereinzelt sind in dieses bis zu 120 m mächtige Grüngesteinspaket auch Metasedimente in Form von Granatglimmerschiefern eingeschaltet (z. B. unmittelbar W des Sedlgrat-Köpfels). Die Grüngesteine werden überlagert von sehr hellen sauren Orthogneisen, die zum Teil mit Bändergneisen wechselagern (z. B. W-Grat des Scharkogels), zum Teil von diesen überlagert werden (W-Flanke des Scharkogels). Im wesentlichen über den Bändergneisen, manchmal aber auch mit diesen verzahnt, tritt der Scharkogelgneis auf, ein heller grünlicher Zweiglimmergneis. Dieser Gneis bildet den Gipfel des Scharkogels, an dessen SW-schauender Flanke ist er mit Bändergneisen verzahnt, wo sich auch eine mehrere 10er m mächtige Amphibolitlage im Scharkogelgneis findet. Vom Gipfel des

Scharkogels streicht der Gneis etwa 1000 m in Richtung SE bis zur Kote 2801.

Gipfel und westschauende Flanke des Hocheisners werden von intensiv geschieferten Injektionsgneisen aufgebaut.

Genetisch betrachtet liegt nach den bisherigen Erfahrungen mit der oben beschriebenen Schichtfolge zwischen dem Zentralgneis und dem Scharkogelgneis eine Wechsellagerung von metamorphen Vulkaniten (Laven, Tuffe und Tuffite) – heute in Form von verschiedenen Grüngesteinen – und Metasedimenten (Biotitporphyroblasten-Schiefer, Granatglimmerschiefer) vor, deren Zugehörigkeit zur Habachformation wahrscheinlich ist. Eine sichere Zuordnung der Injektionsgneise ist vorerst nicht möglich.

Siehe auch Bericht zu Blatt 152 Matrei von J. HOFER.

Blatt 156 Muhr

Siehe Bericht zu Blatt 148 Brenner von H. HÄUSLER.

Blatt 157 Tamsweg

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg

Von CHRISTOF EXNER (auswärtiger Mitarbeiter)

Es wurde der zum Zederhausbach entwässernde Bereich des Kammes Lapernigspitze – Speiereck – St. Michael im Lungau fertig auskartiert; ferner der Zickenberg, die Katschbergzone südlich des Murtales bis zur Linie Schober – Bärenkogel – Klausgraben und der W-Teil des Mitterberges. Mit der Kartierung des zum Weißpriachtal entwässernden Hanges des Bergkammes Kleines Gurpitscheck – Moserkopf – Faningberg wurde begonnen.

Im Bereich N und S Schellgaden folgen über den Gneisen und Amphiboliten der Storzserie die Serizit-Chlorit-Schiefer der Kareckserie und die Schwarzschiefer der Murtörlserie.

Die Schrovinserie ist in den 1,5 km langen Aufschlüssen längs der Autobahn bei Oberweißburg mit Phengitgneis, Lantschfeldquarzit, Rauhwacke, Kalkmarmor, Dolomit und Schwarzschiefer vorzüglich zu beobachten. Ihre Fortsetzung befindet sich S und E P. 1588 (Zickenberg). In der steilen S-Flanke des Murtales erreicht sie in kontinuierlichen Aufschlüssen längs des Lattendorfer Heuweges eine durch tektonische Anschoppung bedingte Mächtigkeit von 130 m.

Die Brennkogelserie ist nur schwach vertreten (Schwarzschiefer NE Unterweißburg).

Die Bündnerschiefer N Mur besitzen eine Mächtigkeit von 900 m. Analog zur geologischen Karte der Hafnergruppe gliedern sie sich von unten nach oben in die

- 1) Basalen Bündnerschiefer: Kalkschiefer Landschütz – Wieden, kleine Serpentin- und Talkschieferlinsen (W Zallerhütte, Brand- und Weißburgergraben), mehrere Grünschieferlagen (Lanschütz, St. Egid) und hangende Schwarzschiefer und Grünphyllite (Ahornkopf). Die darüber lagernde
- 2) Marisiwandschuppe umfaßt einige Kalkschiefer- und Grünschieferzüge, zahlreiche bis 75 m mächtige

- Serpentinlinsen (W Kesselhütte, N Müllnerhütte, Peterbauerhütte) und hangende Schwarzphyllite und Grünphyllite. Die darüber lagernde
- 3) Zederhausschuppe ist im vorliegenden Kartierungsgebiet nur undeutlich erkennbar. Ihr dürften die „Trias“-Dolomitschollen NE Bad (St. Michael) und S Lerchnerhütte, Grünphyllite, Linsenzüge von Kalk- und Schwarzschiefern sowie der 40 m mächtige, recht kompakte, jedoch nicht durchlaufend zu verfolgende Grünschieferzug S Schieferhütte, Felswand NE Stegerhütte und Quellgebiet des Burgstallgrabens W Lerchnerhütte angehören.

Über den 900 m mächtigen Bündnerschiefern N Mur folgt die hauptsächlich aus Grünphylliten (Bündnerschieferflysch) und dem Kalkschieferzug des Scharecks bestehende, 500 m mächtige Rahmenzone (Fortsetzung der Nordrahmenzone des Tauernfensters mit unscharfer Abgrenzung penninischer und unterostalpiner Schichtglieder). Zu den Beobachtungen der vorjährigen Berichte sei hinzugefügt, daß sich der Chloritoidquarzit der Kämpenköpfe als 50 m mächtiger Härtlingszug im Hochtal des Fellerbaches W Schareck fortsetzt. Bei P. 2117 stehen „Trias“ (Rauhwacke, Kalkmarmor, Dolomit) und Serpentin im Liegenden des Schareck-Kalkschieferzuges an. Analog ist die Position der „Trias“ SW Oberer Pindlalmhütte und E Lerchnerhütte. Aus dem gewonnenen geologischen Kartenbild läßt sich mit einiger Wahrscheinlichkeit eine 5 km im Streichen aufgeschlossene Tauchfalte ablesen: Der Kalkschieferzug des Scharecks biegt NE St. Michael (bei der „Unteren Pindl Alm“) zum dünnen Kalkschieferzug um, der zum Gebiet der Speiereck Halterhütte streicht. Von hier streicht dieser Kalkschieferzug als kontinuierliches Band innerhalb der Grünphyllite rund um den Erosionskessel der Quellbäche des Lanschütztales bis auf SH. 1230 m am Kämpenköpfe-SW-Kamm.

Die Bündnerschiefer S Mur sind auf 300 m Mächtigkeit reduziert. Nur der auf der Schrovinserie des Lattendorfer Heuweges (siehe oben) auflagernde basale Kalkschieferzug (Feichten, Quellbereich Kaltenbach) steht eindeutig mit der entsprechenden Einheit N Mur in Verbindung. Hingegen läßt sich der darüber folgende Grünschiefer (Glashütte – Bärenkogel mit einigen zwischen geschalteten Kalk- und Schwarzschieferlagen nicht mehr in die betreffenden Einheiten des Zederhaustales einzeln aufgliedern. Sicher handelt es sich um deren Fortsetzung, jedoch in beträchtlich reduzierter und zwar SE-fallender Tektonik. Der Gegensatz zur NE-fallenden, mächtig angeschoppten Tektonik bei St. Michael im Lungau N der Mur und im Zederhaustal ist offenkundig. Der Übergang der NE fallenden mächtigen zur SE fallenden reduzierten Tauernkuppel vollzieht sich recht unmittelbar zwischen St. Michael und Glashütte. Das Murtal bezeichnet hier den First der Tauernkuppel. Eventuell entspricht die „Trias“-Lage (Rauhwacke und Dolomit) im Klausgraben SH. 1170 m der „Trias“ an der Basis der Zederhausschuppe (siehe oben).

Wichtig ist die Auffindung von wenige deka-m mächtigem Grünphyllit: E Skilift Glashütte, Klausgraben und Felsaufschlüsse an der alten Trasse der Katschbergstraße W Lerchkogel und Bärenkogel-E-Flanke SH. 1600 bis 1520 m. Damit ist die kontinuierliche, jedoch extrem tektonisch reduzierte Fortsetzung der Rahmenzone (Bündnerschieferflysch) S Mur nachgewiesen.

An der N-Flanke des Mitterberges steigt die Oberkante des phyllitischen Glimmerschiefers von SH. 1400 m (ober Petzlmooß) auf SH. 1500 m (N Hohenbühle) an;

jedoch an der S-Flanke sinkt sie von SH. 1400 m (N Moosham) zum Murtal (bei Mündung des Rabenofen Grabens) ab. Quarzitlagen wurden sowohl im phyllitischen Glimmerschiefer, als auch im darüber lagernden grobschuppigen biotitreichen Granatglimmerschiefer gefunden.

Am Fanningberg können die sorgfältigen Beobachtungen von G. ZEZULA (1976) bestätigt werden. Der phyllitische Granatglimmerschiefer reicht vom Mitterberg bis Fanning. Oberhalb St. Rupert stellen sich die Gneise der Schladminger Masse ein.

Im Bereich des Quarzphyllites Moserkopf – Kleines Gurpitscheck fand ich die SE-Fortsetzung des Augengranitgneises des Moserkopfes 750 m SE Samerhütte. Dem Quarzphyllit sind im Gebiet Gamsstadl – Zechnerriegel – Raderhütte sowie am Kleinen Gurpitscheck zahlreiche Pyritschieferlinsen (feinkörniger Schwarzschiefer mit bis 2 cm großen Pyritwürfeln) eingelagert. Den Quarzgängen in diesen Schwarzschiefern folgen alte Bergbaue: 8 Pingen und Stollen in der Kleinen Gurpitscheck-E-Flanke Sh. 1950 bis 2050 m und 1 Stollen und mehrere Pingen am Zechnerriegel-ESE-Kamm in Sh. 1975 m. Der Karneitschenwald stellt bis zur Tiefe des Weißpriachtales ein sehr ausgedehntes, aus Gneisen der Schladminger Masse bestehendes Bergsturz-Blockfeld dar. Granatglimmerschiefer mit Serizitpseudomorphosen nach Staurolith fand ich nunmehr auch im Blockwerk in SH. 1700 m SE Karnerhütte.

Siehe auch Bericht zu Blatt 148 Brenner von H. HÄUSLER.

Blatt 161 Knittelfeld

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 161 Knittelfeld

Von LEANDER PETER BECKER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung des Sommers 1984 schließt sich südlich an die 1980 durchgeführten Aufnahmsarbeiten an. Das Gebiet umfaßt den Bereich um Reichenfels/St. Peter im Osten und erstreckt sich gegen Westen zwischen den beiden Hauptgräben der oberen Lavant und dem Schirnitzbach.

Die hier vorliegende Hauptgesteinsart ist ein Granatglimmerschiefer mit wechselndem Quarz/Feldspatgehalt („pegmatoider Glimmerschiefer“), der ohne scharfe Grenzen vielfach in linsige Gneiskörper („pegmatoider Gneise“) übergehen kann.

Das Streichen der Schieferungsflächen liegt zwischen Ost–West bis Südost–Nordwest, das Einfallen wechselt durch den intensiven Faltenbau zwischen Nord und Süd. So liegt der um Ost–West gerichtete Unterlauf des Sommeraubaches im Kern einer ausgeprägten Synklinale, während der Mittellauf des Schirnitzbaches (zwischen Schlanderkreuz und nördlich Zwiesler) einer Ost–West gestreckten Antiklinale folgt.

Nördlich des Schirnitzbaches, im Ortsgebiet von Landegg sind dem Glimmerschiefer mehrere Marmorlinsen zwischengeschaltet. Der im Zuge von Verbreitungsarbeiten frisch angeböschte Forstweg nordöstlich des Schlanderkreuzes bis zu seiner Einbindung in den Kammweg (westlich Zobnig) gibt einen guten Einblick in die Gesteinsvielfalt: Ein geringmächtiger Gneis im Lie-

genden geht in einen annähernd 300 m mächtigen Granatglimmerschiefer über, dem dann auf einer Wegstrecke von rund 500 m eine Wechsellagerung von Marmor, Glimmerschiefer, Pegmatit und Amphibolit folgt, wobei die Einzelmächtigkeiten zwischen 10 und 50 m schwanken. Nach dem hangendsten Marmorband folgt wieder ein eintöniger pegmatoider Glimmerschiefer. Der höhere Marmorzug dürfte seine Fortsetzung in dem weiter östlich gelegenen Marmorband (südlich der Kapelle bei Punkt 1138) haben, beide Aufschlüsse zeigen einen schwach gebänderten, grobkörnigen, weißen Calcitmarmor, der zum Liegenden hin eine schwache Bänderung aufweist. Ebenso beinhalten beide Karbonatzüge gleiche Falten Typen (Biege- und Biegescherfalten) bei einheitlicher Achsenlagerung flach gegen Ostsüdost abtauchend.

Ein weiteres Marmorband liegt etwa 400 m nördlich des Gehöftes Baumgartner (nördlich Reichenfels), es fällt mittelsteil gegen Süden ein und dürfte mit dem nördlich Kramervalter anstehenden Marmor in Verbindung stehen, doch erlaubt eine zwischen beiden Aufschlüssen liegende Verwitterungsdecke kein Verfolgen dieses Zuges. Die mehrere Meter mächtige Verwitterungshaube des Langegger Rückens erstreckt sich von der Isohypse 900 westlich Reichenfels bis zu Bildstock Kramer in 1150 m Höhe.

Zahlreich sind die eher geringmächtigen (dm bis m) Pegmatitzüge, die unregelmäßig über den gesamten Kartierungsbereich verteilt sind und stets konkordant den Glimmerschiefern und Gneisen eingeschaltet sind.

Blatt 163 Voitsberg

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 163 Voitsberg

Von LEANDER PETER BECKER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1984 wurden nur wenige Tage im südwestlichen Kristallinbereich des Blattes Voitsberg kartiert. Es wurden dabei neu angelegte Güterwege abgegangen, um zuvor konstruierte Gesteinsgrenzen exakter erfassen zu können. Schwerpunkte wurden auf den Grenzverlauf der hangenden Staurolith-Granat-Glimmerschiefer (Gradener Schiefer) zu den liegenden Gneisen des pegmatoiden Gneis Komplexes wie auch auf die Auskartierung größerflächiger Verwitterungsdecken gelegt.

Die Kartierung hat dabei gezeigt, daß in der Grenzzone beider Hauptgesteinsarten eine besonders auffallende Anhäufung von konkordant eingeschalteten Pegmatitlinsen und -körpern vorliegt.

Die stärkste Kristallinverwitterung liegt zwischen St. Martin am Wöllmißberg und der südlichen Blattschnittgrenze. Aushubarbeiten für Wohngebäude wie auch frische Straßenanschnitte zeigten, daß die Verwitterungsschwarte Mindestmächtigkeiten zwischen 5 und 10 m haben muß. Die mittleren Mächtigkeiten dürften aber um 20 m liegen, da sich z. B. der Wöllmißbach in seinem Oberlauf (hier als Grötschbach bezeichnet) über 20 m tief einschneidet, ohne dabei im Bachbett oder in seinen Flanken unverwitterten Fels freizulegen. Gleiches ist auch östlich davon im Quellgebiet des Salzbergbaches um das Gehöft Langmannpeter zu beobachten.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg

Von FRITZ EBNER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Berichtsjahr auf Blatt 163 Voitsberg durchgeführten Geländearbeiten dienten folgenden Themenbereichen:

- 1) Kartierung des zwischen dem mittelostalpinen Kristallin und der Kainacher Gosau liegenden Paläozoikums von der vom Stübinggraben zum Gasthaus Krautwasch führenden Straße im E bis zum Mandlkogel, der am westlichen Blattrand gelegen ist.
- 2) Detailstratigraphische Aufnahme der Paläozoikumsaufbrüche N der Ruppbauern Höhe (WNW Stallhofen).
- 3) Gerölluntersuchungen in den unterbadensischen Eckwirtschottern des Bereiches Oberndorf – Hochtregist.

Paläozoikum zwischen mittelostalpinem Kristallin und Kainacher Gosau

Die Straße aus dem Stübinggraben zum WH Krautwasch schließt in S–N-Richtung vom Hangenden zum Liegenden folgende Schichtglieder auf:

- Auf ca. 750 m Seehöhe N des Gehöftes Knoblacher werden unter Gosau-Schichten auftauchend entlang der Straße zuerst Gesteine der Rannach-Fazies angetroffen. Nach Dolomiten sind Lesestücke eines hellgrauen Kalkes anzutreffen. Erstere zeigen flächenmäßig nur eine geringe lokale Verbreitung im Bereich der Straße, letztere setzen sich nach W bis in den zum Nunnerbauern führenden Graben fort, ehe sie von Gosauablagerungen überdeckt werden. Der Lithologie nach dürfte es sich überwiegend um Kalke des Platzkogels (Givet) handeln, wenngleich vereinzelt auch Lesestücke dunkler Korallen-führender Kalke vom Typus der Barrandeikalke zu finden sind. In streichender Fortsetzung nach W kommen diese mitteldevonen Kalke in einem ca. 400–600 m messenden Paläozoikumsaufbruch E von Geiststahl wieder unter Gosauschichten zutage. Von N nach S werden in diesem Aufbruch Kalke des Platzkogel, Mitteldevondolomite und fossilführende Barrandeikalke (letztere im östliche Teil des Aufbruches entlang der Straße) angetroffen.
- Im Bereich der um 850 m Seehöhe liegenden Ebeneheit wird eine Folge von Tonschiefern, sandigen Schiefern und Sandsteine nmit Einschaltung knollig/plattiger Kalke angetroffen. Nach E scheinen sich diese Gesteine bis N des Grubenmeixners in analoger tektonischer Position (durch eine tektonische Bewegungsbahn von den S anschließenden Gesteinen der Rannach-Fazies getrennt; vgl. Aufnahmsbericht EBNER, 1978) fortzusetzen. Nach W werden sie knapp W des Nunnerbauern von Gosauschichten überlagert.
- Vom Bereich des Gehöftes Spadl weg folgt mit generellem SE- bis S-Fallen vermutlich nach tektonischem Kontakt bis zum mittelostalpinen Kristallin beim WH Krautwasch die wohl unter- bis mitteldevonische Kalkschiefer-Folge. Lithologisch setzt sich diese Einheit aus meist dm-gebankten dunklen plattigen und teilweise knolligen Kalken mit unregelmäßigen nicht auskartierbaren siltig/sandig-tonigen Einschaltungen zusammen. Auffallende helle mitunter m-gebankte bis massig ausgebildete Kalke finden sich entlang der Straße in der Kurve NW des

Gehöftes Spadl und weiter W des Sattelbauern. Das erstgenannte Vorkommen erscheint entlang einer NNE–SSW durch Kote 924 verlaufenden Störung gegenüber dem zweitgenannten Vorkommen relativ nach S versetzt. Das Vorkommen W des Sattelbauern läßt sich nach W bis in den Almgraben verfolgen und kann von dort am Südrand der Kalkschiefer-Folge bis zum Mandlkogel am westlichen Blattrand verfolgt werden. Dort finden sich als Einschaltungen in diesen Zug auch vereinzelt Bänke, die in Lithologie wie Fauna (tabulate und rugose Korallen) an die Barrandeikalke erinnern. Lediglich im Bereich E Lukaskogel um das Gehöft Pleißl setzt dieser Zug heller massiger Kalke aus. Hier treten dann Dolomite auf, die mit fossilführenden Barrandeikalken (tabulate und rugose Korallen, Stromatoporen, *Zdimir* sp.) intensiv verzahnt sind. Im E wie auch im W sind diese Gesteine durch Störungen gegen die Kalkschiefer-Folge abgegrenzt. Die Position dieser Einheit ist noch unklar und muß erst durch Detailaufnahmen in den Nordabhängen zum Almgraben hin geklärt werden. Möglicherweise handelt es sich dabei jedoch um eine Restscholle der Rannach-Decke, die hier der Kalkschiefer-Einheit auflagert.

An weiteren Einschaltungen, die jedoch lateral meist rasch auskeilen, finden sich in der Kalkschiefer-Folge Dolomite. Ein mächtiger \pm niveaubeständiger Zug läßt sich, nur durch einen relativ schmalen Kalkschiefer-Streifen vom Kristallin getrennt, vom WH Krautwasch bis in den Almgraben verfolgen. Ein weiteres größeres Dolomitareal wird S von Heiligen Wasser angetroffen. ○ SW des Almgraben schalten sich zwischen der Kalkschiefer-Folge und dem liegenden Kristallin noch Fleckengrünschiefer und dunkle phyllitische Schiefer ein, die ihre größte Ausdehnung im Bereich der Kote 954 an der vom Almgraben in das Kainach-Tal führende Straße erreichen. Die Position dieser Gesteine – stratigraphische Einschaltungen in den liegenden Anteilen der Kalkschiefer-Folge oder eine tiefere tektonische Einheit, etwa vergleichbar der Laufnitzdorf-Einheit weiter im NE – muß noch geklärt werden.

Conodontenproben aus dem gesamten beschriebenen Raum befinden sich in Ausarbeitung.

Paläozoikum N der Ruppbauerhöhe

Die detailstratigraphischen Aufnahmen der beiden Paläozoikumsaufbrüche N der Ruppbauerhöhe ergaben eine Zugehörigkeit zur Rannach-Fazies mit Nachweis folgender Schichtglieder:

- Dolomite (vermutlich der Dolomit-Sandstein-Folge)
- Barrandeikalke (nur in einem Kleinstaufschluß)
- Kalke des Platzkogel
- Steinbergkalke
- Obere Sanzenkogel-Schichten
- Kalke und Schiefer der Dult.

Die einzelnen Schichtglieder sind teilweise nur in nicht zusammenhängenden Kleinstaufschlüssen anzutreffen. Die Oberdevonentwicklung scheint sich bis in den Bereich do II/III fortzusetzen, die an Lydit-Einschaltungen reichen Oberen Sanzenkogelschichten setzen im oberen Tournai (Scalioagnathus anchoralis-Zone) ein. Wie in weiten Teilen der Grazer Umgebung scheint sich hier zwischen den Flaserkalkentwicklungen des do und cu eine Schichtlücke vorzuliegen. Die Abfolge der do-co-Schichtglieder und Conodontenfaunen zeigt weiters, zumindest örtlich, eine inverse Lagerung an.

Der größere (westliche) Paläozoikumsaufbruch umfaßt sämtliche oben genannten Schichtglieder, der kleinere (östliche) setzt sich aus Dolomiten und Flaserkalke des do II/III zusammen.

Gerölluntersuchungen

Aus den unterbadenischen Eckwirtschottern, die mit Winkeldiskordanz das Kohlentertiär von Voitsberg/Köflach überlagern, seien folgende Geröllfunde vermerkt:

- NW des Muttkogel, E der Peter Leitner-Siedlung, Gerölle (größter Durchmesser bis ca. 25 cm) von gelbbraunen, kalkig gebundenen Sandsteinen, die reichlich Oberkreidefossilien (Hippuriten-Reste, Korallen vermutlich der Gruppe *Placosmilia-Phyllosmilia*, Gastropoden und orbitoide Foraminiferen) enthalten. Diese Funde wurden dankenswerter Weise von Herrn H. Eck überbracht.
- Im Bereich des Tregistsattels finden sich in den Schottern unterhalb der Tuffeinschaltungen vereinzelt paläozoische Gerölle mit einem Maximaldurchmesser bis 20 cm, deren Lithologie (verschiedenste Kalke) und Conodontenfaunen mit Nachweis von dm und do zumindest zum Teil auf eine Anlieferung aus der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums deutet.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum auf Blatt 163 Voitsberg

Von HARALD FRITZ (auswärtiger Mitarbeiter)

Das bearbeitete Gebiet liegt innerhalb des Grazer Paläozoikums und umfaßt sowohl Teile der Schöckeldecke als auch der Rannachdecke (im Sinn von FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Die östliche Begrenzung bildet die Mur, von Rabenstein im Norden bis Kleinstübing im Süden. Im Nordwesten folgt sie dem morphologisch deutlich hervortretenden „Schöckelkalkzug“ von Rabenstein über die Ruine Waldstein – Karrkogel nach Guggenbach im Übelbachtal, biegt nach Süden über den Himberg ins Stübingtal und findet dort seine südliche Begrenzung.

Im folgenden wird die Schichtfolge von Rannach- und Schöckeldecke beschrieben und in einem gesonderten Kapitel auf Lagerung und den Deformationsunterschied eingegangen.

Während die hangenden Schichtglieder beider Decken aus lithologisch klar abtrennbaren Gesteinen bestehen, treten an der Basis jeweils Fleckengrünschiefer bzw. Chloritschiefer zu Tage. Eine klare Abtrennung erwies sich bislang nur dort als möglich, wo die Aufschlußverhältnisse gut genug waren.

Rannachdecke

1. Schieferkomplex

Diese Schichtfolge umfaßt eine liegende, vulkanitische (Untere Schichten von Kehr) und eine hangende karbonatdominierte (tw. Obere Schichten von Kehr) Gesteinsgruppe. Im Bearbeitungsgebiet tritt das Schichtglied der „Crinoidenschichten“ stets als lithologisch klar abtrennbare Einheit auf und wird daher nicht mit den „Oberen Schichten von Kehr“ zusammengefaßt.

a) Vulkanitschiefer („Untere Schichten von Kehr“)

Dunkelgrüne bis violette, feinkörnige Metatuff(it)e, in die im Hangenden ein bis 5 m mächtiger Kalkzug (Orthocerenkalke), und ein 2 m mächtiger Metadia-

bas eingeschaltet sind. Dünnere (cm-dm-mächtige) fossilere Kalkbänke liegen stets im Hangenden.

b) Karbonatdominante Schiefer (Obere Schichten von Kehr)

Bis 20 m mächtige siltig, tonige, engständig geschieferte Kalke mit nur mehr geringer vulkanogener Beeinflussung.

2. Crinoidenschichten

Diese lassen sich in eine untere „Crinoidenkalkeinheit“ mit eingeschalteten Dolomiten und Mergellagen und eine obere „siltige Einheit“ unterteilen (braune, ockrige Flaserkalke mit einem Anteil von max. 25 % Quarz im Grobsilt/Feinsandbereich. Auf den ebenen Schichtflächen tritt zahlreich *Scalarituba* auf).

3. Dolomitsandsteinfohle

Nördlich des Übelbachtals besteht die 300 m mächtige Folge aus massigen bis grobgebankten hellen Dolomiten. Südlich davon ist eine Dreiteilung in eine basale Sandsteinentwicklung, eine mittlere helle Dolomitentwicklung und eine hangende dunkle Dolomitentwicklung möglich.

Innerhalb der mittleren Abfolge tritt ein 5 m mächtiger, echinodermatenführender Kalkmergelhorizont mit basalen rot-grün gebänderten Tuff(it)en auf.

Noch zu klären ist, ob die am Top der Hangendeinheit aufgeschlossene fossilführende (Gastropoden, Stromatoporen) Kalk-Dolomitwechselfolge mit basalen Tonschiefern bereits als Liegendstes der Barrandeischichten anzusehen ist.

4. Barrandeikalk

Gesichert nur im Gipfelbereich des Schartnerkogels kommen dunkle, mikritische Brachiopoden und korallenführende Kalke vor.

Schöckeldecke

Die Schöckelgruppe (im Sinne FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) umfaßt im kartierten Gebiet eine liegende bzw. tektonisch überfaltete Schiefergruppe (Arzberger Schichten) und eine hangende Schöckelkalkabfolge.

Arzberger Schichten

a) Vulkanische Einheit

Hauptsächlich aus pleochroitischem Chlorit, Quarz und Plagioklas bestehende Gruppe, in die im Hangenden im Raume Hungerturm 2 Kalkzüge von 1–3 m Mächtigkeit eingeschaltet sind.

b) Karbonatbetonte Einheit

Hellbraune tuffitische Kalke bis Karbonatphyllite, die vor allem an ihrer Basis geringmächtige Züge von Grünschiefern führen. Im Hangenden treten bis zu 5 m mächtige dunkle, graphitische Schwarzschiefer auf. Als fazielle Vertretung dieser karbonatbetonten Gruppe sind am Ostrand des Gebietes, immer im unmittelbar Liegenden der Schöckelkalke Sandsteine und Quarzite aufgeschlossen.

Schöckelkalk

Dm–m gebankter, ca. 80 m mächtiger neomorpher Kalk. Neben extrem reinen Kalken (bis 95 % CaCO₃) treten Bänderkalke und dunkle Variationen auf. Störungsgebunden wird der Kalk durch Dolomit ersetzt.

Lagerung und Deformation

Über der liegenden Schöckeldecke, die im NW-Teil und nördlich von Deutschfeistritz ihre größte Verbreitung hat, liegt im tektonisch Hangenden die Rannachdecke. Sie baut die Gipfelbereiche der höchsten Erhebungen auf (Parmasegg-, Schartner-

Gamskogel) und bildet neben diesen großen zusammenhängenden Arealen noch kleinere Deckschollen im Bereich Himberg, Greitnerkogel. Als bevorzugte Deckenbahn fungierten fast durchwegs die ductilen Crinoidenschichten.

Den besten Einblick in die Internstruktur der Schöckeldecke bietet ein Aufschluß am Ostabfall des Kugelsteines, in dem unter dem Schöckelkalk die karbonatisch/tonig ausgebildeten Arzberger Schichten aufgeschlossen sind. Die für den Schöckelkalk typische „Bänderung“ wird als S₁ angesehen, während dieselbe Deformation in den Arzberger Schichten zur Quarzgangbildung führte.

B₂ bildet NE–SE vergente Falten vom cm- bis km-Bereich und ist für großräumige Schichtinversionen verantwortlich. Das konstante Gebirgsstreichen innerhalb der Schöckeldecke ist ebenfalls auf dieses Strukturelement zurückzuführen.

Als letzter Akt bewirkt B₃ (eventuell auch B₄) eine Knickfaltung, die die relativ großen Schwankungen der B-Achsen verursacht. Ebenso ist sie für die Bildung von Störungen verantwortlich, die unter anderem die sedimentär angelegte Grenze Schöckelkalk – Arzberger Schichten am östlichen Schöckelkalkzug tektonisch überprägt hat.

B₁ der Rannachdecke wird dem B₂ der Schöckeldecke gleichgesetzt. B₁ bildet S bis SO-vergente annähernd isoklinale Falten, wobei der Hangendschenkel häufig abgeschert ist. Diese „Kleindecken“ dürften nur geringe Überschiebungsbeträge aufweisen (Gamskogel Süd), führen aber immerhin zu Inversionslagen innerhalb der Rannachdecke. Inwieweit tektonische Grenzen innerhalb der höheren Einheiten der Rannachdecke (Dolomitsandsteinfoolge) auftreten, läßt sich lithologisch bedingt schwer abschätzen, ist aber anzunehmen.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 163 Voitsberg

Von FRANZ RIEPLER (auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet umfaßt den Bereich E des Liebochbachtals bis zum Kartenrand, wobei die nördliche Begrenzung die Straße von Steinberg ins Rohrbachtal ist.

Der Sporn paläozoischer Gesteine, der das Thaler Becken von der Stallhofner Bucht trennt, reicht bis SW der Ortschaft Steinberg. Die meist grauen bis rötlich-braunen Kalke (Steinberg- bzw. Sanzenkogelkalke) wurden nicht näher bearbeitet.

Die NE–SW verlaufenden Riedel werden in erster Linie von Kies aufgebaut. Ihre Zuordnung zu den Eckwirtschottern zeigt ein Großaufschluß bei den Kehren der Straße von Steinberg nach Rohrbach, in dem neben Quarz- und stark verwitternden Kristallinkomponenten Kalkgerölle mesozoischen? bzw. eozänen? und paläozoischen Alters auftreten. Inwieweit sich die Komponentenzusammensetzung, Korngröße etc. nach SE zu ändert, konnte noch nicht untersucht werden. Nördlich von Neusteinberg findet man Einschaltungen von grauen, glimmerreichen Sanden, graublauen Schluffen sowie kalkig zementierte Sandsteine. Die Mächtigkeit dieser fluviatilen Ablagerungen dürfte auf Grund einer von der GKB in Rohrbach abgeteufte Bohrung mindestens 240 m betragen. Das Bohrprofil zeigt eine Wechselfolge

von Kies, Sanden und Schluffen mit vereinzelt Kohlespuren. Neben Einschaltungen von Konglomeraten und Kalksandsteinen ist nach dem Bohrprotokoll vor allem ein in 126 m Tiefe durchteufter, 2 m mächtiger Bentonithorizont zu erwähnen. Die Bohrkernzeigten Harnischflächen mit einem Einfallen von 45°. Das Hangende der Eckwirtschotter bilden bei Oberberg, Niederberg und beim Poppenhans bis zu mehrere Meter mächtige kalkig zementierte Sandsteine. SE vom Triebel und S vom Poppenhans findet sich eine ca. 20 m mächtige Abfolge von 2–3 Sandsteinbänken (max. 2 m mächtig) mit zwischengelagerten mäßig verfestigten Sanden. Diese Folge läßt sich bis E vom Offenbacher und im Doblwald verfolgen. Sie ist auch Ursache für Verebnungen, die so gut wie aufschlußlos sind und meist von zähplastischen z. T. sandigen Lehmen bedeckt sind.

Im Doblwald verzahnen sich diese Sandsteinbänke mit graublauen bis graubraunen tonigen Schluffen, die z. T. sehr fossilreich sind. Die daraus gewonnene Foraminiferen- und Ostracodenfauna weist auf untersarmatisches Alter hin: *Elphidium flexuosum grilli* (PAPP), *E. josephinum* (d'ORB.), *E. reginum* (d'ORB.), *Aurilia mehesi* (ZAL.) u. a. (= Waldhofschichten?).

Im Graben S vom Triebel folgt im Hangenden der Verhängungen eine Abfolge von Mittel- bis Feinkies, Sanden, Schluffen und Kalksteinen. Diese hellgrau bis braungrauen Kalke lieferten ebenfalls eine untersarmatische Fauna mit *E. flexuosum grilli* (PAPP), *E. antonium* (d'ORB.), *E. aculeatum* (d'ORB.), *E. reginum* (D'ORB.), *Cytheridea hungarica* (ZAL.), *Aurilia mehesi* (ZAL.) u. a.

Im Hangendsten treten bei Kote 516 schluffige Feinsande mit Pflanzenfossilien auf, bzw. etwas weiter E einzelne kohlige Lagen, die neben einer spärlichen Foraminiferen- und Ostracodenfauna häufig Fisch- und Gastropodenreste führen. Im Hangenden folgt eine fluviatile Abfolge von Kies mit kristallinen Komponenten und vereinzelt Sandeinschaltungen.

NW der Piuskapelle und E vom Offenbacher sind bis zu 2 m mächtige feinkörnige Konglomerate aufgeschlossen. Die Riedel bei Doblegg zeigen im wesentlichen einen ähnlichen Aufbau wie jene im NW des Kartierungsgebietes. Es dominiert eine kiesig sandige Abfolge im Liegenden, sandige Lehme bedecken die Rücken und Verebnungen. Kalkig zementierte Sandsteine konnten hier jedoch nicht nachgewiesen werden.

Bemerkenswert ist ein Aufschluß im Graben N der Mannsberger Kapelle, wo im Einschnitt des Baches im Liegenden der Liebochbachterrasse eine mindestens 5 m mächtige Abfolge von grüngrauen bis blaugrauen, mäßig verfestigten Feinsanden und hellgrauen Schluffen aufgeschlossen ist.

Die Liebochbachterrasse liegt im S zwischen 350 m und 400 m Sh. und steigt flach nach NW hin an, wo sie etwa N von Hitzendorf zwischen 370 m und 420 m Sh. liegt. Die flache Morphologie sowie die Zerschneidung durch die Gerinne aus den Seitengräben erschweren die Kartierung sehr. Detaillierte Hinweise auf den Aufbau der Terrasse konnten noch nicht gefunden werden. Im groben kann man sagen, daß sie aus einem Basischotterkörper mit bis zu kindskopfgroßen Kristallingerollen und einer pseudovergleyten Decklehmschicht besteht.

Siehe auch Bericht zu Blatt 133 Leoben von WERNER TSCHELAUT.

Blatt 164 Graz

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 164 Graz

Von EMMERICH MOSER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Jahre 1984 durchgeführte Aufnahme schließt an diejenige des Vorjahres in südwestlicher Richtung an. Das Aufnahmegebiet nordöstlich der Stadt Graz umfaßt die in das Grundgebirge eingreifenden jungtertiären Buchten von Wenisbuch, Niederschöckl und den Großteil der Bucht von Kumberg.

Die Kartierung erfolgte im Maßstab 1 : 10.000 unter Miteinbeziehung des Grundgebirgsrandes.

Die Grundgebirgsumrahmung wird im Aufnahmegebiet zum größten Teil durch Glimmerschiefer und liegend durch Gneise – beide dem Radegunder Kristallin zugehörig – gebildet. Im westlichen Kartenabschnitt bilden Schöckelkalke und paläozoische Schiefer sowie lokal auch Gesteine der „Grenzzone des Schöckels“ zum Kristallin die Begrenzung der Bucht von Niederschöckl.

Der unmittelbare Kontakt zu den tertiären Sedimenten ist meist unscharf und wird besonders im Bereich der verwitterungsempfindlichen paläozoischen Schiefer und der Glimmerschiefer durch eine breite Zone verwitterten Grundgebirgsmaterials und Hangschutt gebildet.

Die ältesten tertiären Sedimente des Aufnahmegebietes stellen vermutlich die allgemein als karpatisch-badenisch angesehenen Roterdeablagerungen dar. Neben zwei kleinen Vorkommen am Grundgebirge besitzt sie im Bereich „Bachwirt“ südwestlich Oberschöckl größere Verbreitung. Aufgrund rezenter Bodenbildung und Verschwemmung konnte jedoch ihr Verbreitungsareal nicht scharf umrissen werden, die ungünstige Aufschlußsituation erlaubt zudem keine Untersuchung ihrer Beziehung zu den benachbarten Tertiärsedimenten.

Die in der Literatur als vermutlich Obersarmat (zeitliches Äquivalent der Unteren kohleführenden Schichten von Weiz) eingestufte Wechselfolge grauer, graublauer und graugrüner Tone, Silte und Feinsande (die lithologischen Bezeichnungen sind als Geländeansprache zu verstehen) bildet die Basis der sich meist in NW–SE Richtung erstreckenden Hügelketten. In einem grundgebirgsnahen, bis maximal 1 km breiten Saum zeigen diese Sedimente eine Kohleführung in Form einiger dm-mächtiger Braunkohleflöze, deren zeitweiliger Abbau jedoch schon vor längerer Zeit wegen Unwirtschaftlichkeit eingestellt wurde.

Diese feinklastische Abfolge wird im Hangenden über einer Erosionslücke transgressiv von Fein- bis Grobschottern des ?Pannon C überlagert. Mangels geeigneter Aufschlüsse mußte ich mich bei der Grenzziehung zum Liegenden über weite Strecken vor allem an Rutschungen, Vernässungen und der in diesem Grenzgebiet meist sprunghaften Verflachung des Reliefs orientieren. Die Schotter zeigen eine maximale Mächtigkeit von etwa 50 m, ihr transgressiver Charakter wird durch ihr Heranreichen bis an das Grundgebirge und Geröllfunde im Grundgebirge selbst gezeigt. Zwei Scharen von Verebnungsflächen kappen diese Schotter in 490–510 m und 520–540 m Seehöhe.

Blatt 166 Fürstenfeld

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 166 Fürstenfeld

Von PAUL HERRMANN

Im Berichtsjahr wurden erste Begehungen auf Blatt Fürstenfeld durchgeführt. Im Bereich Limbach – Sebersdorf – Waltersdorf wurden überwiegend schluffige, untergeordnet feinsandige Sedimente aufgefunden und beprobt; bis auf einige nichtssagende Fischzähnen konnte kein Fossilmaterial aufgefunden werden. Etwas weiter N sind bei Sebersdorfberg kreuzgeschichtete Sande, die selten bis 5 mm große Geröllchen führen, in einer Mächtigkeit von mehreren m aufgeschlossen. Ihrer Position nach sind sie gut mit den kreuzgeschichteten Sanden vergleichbar, die auf Blatt Güssing bei Burgauberg und Neudauberg auftreten und vermutlich unterpontisches Alter besitzen.

Auch auf Blatt Fürstenfeld sind die Hügelrücken von überwiegend bleichen, nur partienweise rot angefärbten Schottern bedeckt, die ganz überwiegend aus Quarz und Quarzit bestehen und nur wenige Prozent sehr stark zersetzter Kristallingerölle enthalten. Bei guten Aufschlußverhältnissen (z. B. Schottergrube Loimeth) läßt sich ihre Überlagerung durch feinkörnige Überschwemmungssedimente beobachten.

Blatt 167 Güssing

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 167 Güssing

Von PAUL HERRMANN

An der schon früher erwähnten Lokalität Olbendorf – Haxbach konnten bei neuerlicher Probennahme wenige Ostracodenklappen gefunden und als *Candona applanata* POKORNY bzw. *Lineocypris* sp. bestimmt werden. Damit ist hier nunmehr pannones Alter anzunehmen.

Weitere Fossilfunde wurden bei Steinbach, in einer Wegböschung 1,2 km NW der aufgelassenen Ziegelei gemacht. Hier enthielten die Schlammproben neben massenhaft Congeriersplintern Fischreste und vereinzelt Ostracoden; diese sind ausnahmslos stark verdreht und nur als Steinkerne mit z. T. anhaftenden Schalenresten erhalten. Es handelt sich ausschließlich um Candoninae; eine nähere Bestimmung ist nicht möglich. Der Habitus der Faunula paßt jedoch zu dem hier zu erwartenden höherpannonen Alter.

Im Pont konnten im Bereich Hackerberg – Neudauberg etwas gröbere Sedimente als gewohnt aufgefunden werden. Die hier anstehenden Sande enthalten bis etwa 1 cm große Gerölle, die meist in Schnüren angeordnet sind.

Auch die altquartären Schotter, die große Teile der Hügelrücken bedecken, wurden im Berichtsjahr weiter verfolgt. Dabei konnte durch günstige Aufschlußverhältnisse am Rücken E der Kapelle Wörterberg eine Überlagerung der Schotter durch feinkörnige Überschwemmungssedimente festgestellt werden.

Blatt 170 Galtür

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Silvrettkristallin auf Blatt 170 Galtür

Von GERHARD FUCHS

Im Berichtsjahr wurde die Kartierung der nördlichen Flanken des Paznaunales in Angriff genommen. Der Raum Mahon – Tschafein wurde abgeschlossen.

Es herrscht mittelsteiles SW-Fallen vor, sodaß die Gesteine quer zum Talverlauf streichen. Nördlich der Brücke P 1399 stehen Paragneise und Mischgneise an, die wohl mit dem Paragneiskomplex vom Berglerstock – Tschamatsch Kopf zusammen hängen. Sie werden gegen W von mächtigen Amphiboliten überlagert. In diesen ist ein schmales Band von Granatglimmerschiefer eingeschaltet, welches vom Bereich NNW der Kapelle Mathon zu P 2029 emporzieht. Es sind flaserige, silbrig grau bis bräunliche Zweiglimmerschiefer bis -gneise. Der grobe Granat ist randlich z. T. chloritisiert. Auch finden sich reichlich Pseudomorphosen nach Staurolith oder Disthen.

Der überlagernde Amphibolitkomplex enthält lichte „Orthogneise“, in denen die femischen Minerale stark zurücktreten und der Biotit die Hornblende überwiegt. Die Zugehörigkeit dieser Gneise zu den Amphiboliten ist allerdings bei der Kartierung eindeutig festzustellen. Der Amphibolitkomplex baut die Matnalalpe und das Gebiet Matnalbach, Fallbach, Valzurbach auf.

W von P 1628 ist ein schmales Band von Granatglimmerschiefer eingeschaltet, welches sich gegen NW offensichtlich verbreitert und die Schrofen an der Straße zur Friedrichshafner Hütte aufbaut. Vorwiegend E–W-streichend und mittelsteil N-fallend ziehen die Granatglimmerschiefer über die Muttenalpe gegen W weiter. Das Umschwenken von SW-Fallen in vertikale Lagerung und E–W Streichen ist auch in den unterlagernden Amphiboliten festzustellen. Es ist Teil einer großräumigen Faltenstruktur, durch welche die Amphibolite aus Liegend- in Hangendposition in Bezug auf die Glimmerschiefer gelangen. Die Amphibolite im Sockel der Hohen Köpfe (2608) überlagern die Glimmerschiefer der Muttenalpe und sind die Fortsetzung des Amphibolitkomplexes um Mathon, der dort gegen SW, also unter die Glimmerschiefer abtaucht. Die Gipfelpartie der Hohen Köpfe wird von glimmerarmen, mittel- bis feinkörnigen Orthogneisen aufgebaut.

SW der erwähnten Glimmerschiefer folgen wieder mächtige Amphibolite, die im Kern Misch- bis Orthogneispartien enthalten, an den Rändern die mir bekannte, granatreiche Tektonitfazies zeigen. Letztere ist durch den bankweisen Wechsel von Amphibolit, Granatamphibolit und schuppigen Granat-Staurolith-Zweiglimmergneis charakterisiert. Meine Vorstellung, daß das Granatwachstum und die Granat-Staurolithglimmergneise nicht auf tonerereiche Einschaltungen zurückzuführen sind, sondern an einem Scherhorizont entstanden sind, geht auf meine Beobachtungen im Gebiet der Dreiländer Spitze zurück (1959). Die Auffassung als Tektonit wurde weiter untermauert durch den Fund cm- bis dm-dicker granulitähnlicher Bänder in der genannten Folge (S-Flanke des Adamasberg 500 m SW von P 2093 auf 2090 m SH). Es handelt sich um lichte feinelamellierte feinstkörnige Gesteine mit mm-großen Granaten. Sie erinnern sehr an die ebenfalls geringmächtigen Granulitbänder an der tektonischen Grenze von

Bunter und Monotoner Serie im Moldanubikum. Der reichliche Muskowitgehalt der umgebenden Gesteine zeigt aber, daß der Gesteinskomplex als ganzer noch weit von den Bedingungen der Granulitfazies entfernt war. Diese könnte nur lokal, an extremen Scherzonen erreicht worden sein. Die Gesteine sollen petrologisch näher untersucht werden.

Der Tektonithorizont ist N und E von Piel besonders mächtig. Der gesamte Amphibolitkomplex zwischen Piel und E Mathon entwickelt sich aus dem Amphibolitzug der orogr. linken Flanke des Laraintales. Die enorme Verbreitung im Paznauntal geht auf das Umbiegen im Scheitel einer großen Liegendfalte zurück. Auch im Laraintal sind Mischgneise eingeschaltet. Gegen die im Hangenden folgenden Misch- und Orthogneise ist auch dort die erwähnte Tektonitfazies entwickelt.

Die Misch- und Orthogneise queren das Paznauntal und bauen im Bereich Tschafein – Brandle die tieferen Hangteile auf (bis SH 2080). Die randnahen Teile des Orthogneiskomplexes bestehen aus Schiefergneis mit Bänken von Migmatit- und Orthogneis, die Kernpartien aus massivem grobflaserigem Augengranitgneis. Auch innerhalb dieser Gneise ist die starke Verfaltung im Scheitel der liegenden Großfalte beobachtbar.

Im Bereich des Scheitels der riesigen Liegendfalte schwenken die s-Flächen von mittelsteilem WSW-Fallen in vertikale, etwa E–W streichende Lage und schließlich in mittelsteiles NNW bis NNE-Fallen ein. Die Faltenachsen sind vorwiegend steil 45°–80° und tauchen gegen SW bis NW ein. Das starke Schwanken in der Richtung des B legt den Verdacht nahe, daß es sich um alte, im Zuge der Schlingentektonik verstellte Faltenstrukturen handelt. Die behandelte Großfalte bildet die Fortsetzung der im Gebiet der Gorfen Spitze SW von Galtür festgestellten Liegendfalte (Aufnahmeberichte 1982, 1983).

Blatt 178 Hopfgarten im Defereggental

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 178 Hopfgarten im Defereggental

Von HORST LUNZER (auswärtiger Mitarbeiter)

Geologischer Überblick und Tektonik

Die Gesteinsserien gehören zum zentralalpinen Ostalpin südlich des Tauernfensters. Sie bestehen überwiegend aus Glimmerschiefer und Paragneis in sämtlichen Übergängen. Die östliche Fortsetzung des Rieserferner-tonalites durchbricht diese Serie südlich des Defereggentales. Randlich des Plutons ist eine Kontaktzone und eine Häufung von Amphiboliten und Marmor feststellbar.

Nördlich des Haupttales ist es besonders schwierig, wenig verrutschte Aufschlüsse zu finden. Eine Häufung zeigen Streichwerte von 180°–230° bei unterschiedlichen Fallwerten und einer Lineation (Fältelung) mit Streichwerten von 110°–150°. Auch N und E einfallende Zonen halte ich eher für Hangrutschungen als für einen intensiven Deckenbau. Die unregelmäßigen Meßwerte entlang des Tonalitplutons sind auf die Intrusion und deren plastische Verformung zurückzuführen. Der Tonalit streicht ziemlich genau W–E. Die nächste nach

Süden angrenzende Einheit besitzt im Durchschnitt ein s von 210/20. In dessen nördlichen, dem Tonalit näher gelegenen Teil, findet man kaum Lineationen vor, nur eine leichte Einregelung der Glimmer ist feststellbar. Ab dem Wechseln des Einfallens, hervorgerufen durch eine leicht nach N überkippte Großfalte, kann im Glimmerschiefer eine Fältelung von $l = 150/10$ festgestellt werden. Die Falte, die 150 m SSW des Zeigerle, etwa dem Bach folgend ins Zwenewaldtal und südlich des Blitzbaches aufwärts bis 400 m SW des Ochsenbichls ihre Stirn besitzt – das s fällt in ihrem nördlichen Teil mit etwa 40° , nach Süden zu immer flacher werdend, mit söhligem Einfallen am Blitzkofel – zeigt eine deutliche Fältelung mit $l = 155/20$. Südlich der Gagenhöhe bzw. des Blitzkofels ist das s etwa 200/30, die Fältelung streicht ungefähr 165. 600 m SW der Bloshütte auf 2100 m Sh findet man den Faltenkern ebenfalls abgeschlossen. Die Struktur einer leicht überkippten Falte ist besser beim Nachbargebiet des Kollegen STEININGER abgeschlossen.

Gesteinsbeschreibung

Eine genaue Gesteinsbeschreibung wird erst bei Abgabe der Kartierungsergebnisse vom Sommer 1985 geliefert werden, da ich noch keine Dünnschliffe zurückerhalten habe. Es soll hier eine kurze Aufzählung über die im Gebiet makroskopisch unterscheidbaren Gesteinsserien gegeben werden.

Der Großteil des Gebietes besteht aus (Zwei-) Glimmerschiefer, bei denen meist makroskopisch große (ältere) und kleine (vermutlich alpidische) Glimmer unterschieden werden können. Diese besitzen mehr Biotit als Muskowit. Granate (Almandin) kommen nördlich der Schwarzach (= subsequenter Hauptfluß des Defereggental) zwischen Mehlgraben im Osten und Birker Bach im Westen, im Gebiet des Zeigerle, und westlich des Goritzwaldes – vermutlich in einem Faltenkern – vor. Besonders in Talnähe tritt Diaphthorose auf. Am Zeigerle findet man neben dunklen Porphyroblasten (ev. Gran \rightarrow Bi + Chl) auch Disthen, der sich durch Druckentlastung zu Sillimanit umwandelt. An einigen Stellen treten in den Glimmerschiefern Quarzmobilisate auf.

Nochmals sei darauf hingewiesen, daß die Glimmer südlich des Tonalites nur eingeregelt, nördlich jedoch intensiv verformt wurden. Etwa 1 km östlich vom Schmittenkirchl auf 1250 m Sh sind im Glimmerschiefer 1–3 cm große Quarz-„knödel“ zu beobachten, die, da sie nicht ausgewalzt wurden, auf geringe Beanspruchung oder Rekristallisation hindeuten. Ganz im Widerspruch dazu wirken die intensiv verfalteten Gneislamellen, die etwa im rechten Winkel zum s des Glimmerschiefers stehen, und daher auf eine ältere stoffliche Wechsellagerung hinweist. Limonitisierte Glimmerschiefer, meist in Nachbarschaft mit Quarziten, haben ihr Eisen vermutlich aus der Verwitterung von Granat. Der Glimmerschiefer verwittert sehr intensiv, dies führt zu Hangrutschungen beiderseits des Tales der Schwarzach und besonders schön ersichtlich, am Osthang des Zeigerle. So bedrohen die Hohe Trage und der Mehlgraben Hopfgarten jährlich mit Vermurungen. Auch auf dem Grünalmgrat löst sich ein 25·15·10 m großen Block, der schon teilweise durch einen Spalt getrennt ist, und Richtung Kloitzalm abfahren wird. Ob

man dunkle Biotitschiefer extra ausscheiden kann, muß die Dünnschliffauswertung zeigen. Sie kämen jedenfalls nur beiderseits der Schwarzach an den Hängen nahe Hopfgarten vor. Ebenfalls nördlich des Haupttales, ab etwa 1550 m Sh, kann man Richtung Lercher Wald muskovitreiche hellgraue Granatglimmerschiefer beobachten. Der Übergang vom Zweiglimmerschiefer ist fließend. Besonders von der Hofer Schlichte kommend ist feststellbar, daß das Pigment abnimmt, der Glimmergehalt, im speziellen der Muskovitgehalt, und die Fältelung zunehmen. Die abgetrennten Grauschiefer zeigen mylonitartiges Aussehen und sind vermutlich durch die Tonalitnähe umgewandelte Glimmerschiefer. Ihre Farbe erhalten sie durch den hohen Graphitgehalt von etwa 5,55 % C (naßchemische Analyse). Limonit und Glaskopf können auskristallisieren, ebenso scheint die Kupferkiesvererzung dieses Gebietes daran gebunden zu sein. Nördlich der Schwarzach trifft man zwischen 1200 und 1500 m Sh., mit Glimmerschiefern unregelmäßig abwechselnd, und oft in unmittelbarer Nähe von Quarziten, auf diese Grauschiefer. Ebenfalls kommen sie, an den Tonalit angrenzend, 800 m SSE der Gagenalm auf einem Weganschnitt in 2050 m Sh. vor. Der Übergang Glimmerschiefer – Paragneise ist fließend, auch hier können Quarzmobilisate auftreten. Entlang des Mehlgrabens sind im hellen feldspatreichen Paragneis auch Granat bzw. dessen Reste enthalten. Am Glauritfall lassen sich kleine, schwarze Stengelchen (Schörl) feststellen, die jedoch im Gegensatz zu den Glimmern und Quarzen keine Einregelung erfahren haben, und daher eine jüngere Bildung sind. Da der Gneis widerstandsfähiger gegen die Verwitterung ist, bildet sich der ungefähr 200 m hohe Trogschluß mit dem über 100 m hohen Glauritfall aus. Amphibolite unterbrechen die Monotonie der Glimmerschieferserien, an einigen Stellen nördlich Hopfgartens treten auch granatführende Amphibolite auf. Die vereinzelt vorkommenden Quarzite zeigen oft blaugrau gebänderte Farbe und besitzen erhöhte Limonitgehalte. 1,1 km NE des Zeigerle kommt ein weißer, grobkörniger Marmor vor, der tw. auch grau gebändert sein kann. Da er in unmittelbarer Nachbarschaft des Tonalites liegt, wäre es nicht uninteressant, ihn bezüglich Scheelit zu untersuchen. Etwa 250 m südlich des Zwenewaldstausees und 300 m südwestlich der Gegenhöhe finden sich Pegmatite mit 10 cm großen Schörlkristallen. An letzter genannter Stelle sieht man auch Schieferungsflächen und eine leichte Lineation in den Komponenten, sodaß man fast von einem Pegmatitgneis sprechen könnte. Der Tonalit, der entlang der Grünalm auskeilt, zeigt randlich nach Osten ein Übergehen in Pegmatit (mit wenig Turmalin), auffallend ist dort auch ein hoher Amphibolitreichum; er gehört zur östlichen Fortsetzung der Rieserferner-Intrusion. Nach der jungen alpidischen Intrusion (mit Rb/Sr-Gesamtalter von 30 ± 3 Millionen Jahre) erfolgten noch alpidische Bewegungen, die den noch warmen Tonalit deformiert haben. So sind Lineationen von etwa 310° in der Biotitlängserstreckung und in der Ausrichtung der Feldspäte erkennbar. Eine Schieferung von etwa 210° ist ident mit dem s der südlich angrenzenden, gleich einfallenden Glimmerschiefern. Nördlich und SE der Kloitzalm und am Grat der Grünalm finden sich sogar Glimmerschiefer, die zwischen ihren s -Flächen von Tonalit durchdrungen sind. Der Tonalit zeigt eine limonitreiche Verwitterung.

Vererzung

Der Tonalit SE der Kloitzalm am Kontakt zum Glimmerschiefer zeigt viel Limonit und etwas Bleiglanz. Ein weiterer Zusammenhag zwischen Tonalit und Vererzung zeigt ein Lesestück von Tonalit, das am Stausee gefunden wurde, und eine Art metasomatische Blackwall-Bildung aus Bleiglanz zu zeigen scheint. Genau 400 m nördlich des Kirchenturmes von Hopfgarten konnten im Grauschiefer, der hier tw. ein interessantes Quarzgeröll führt, einige Stücke von Magnetkies, Kupferkies, Schwefelausblühungen und Limonit gefunden werden. Der Schwarzschiefer durchschneidet in Schläuchen die Gneise und Glimmerschiefer, und ist vermutlich nur deren Umwandlungsprodukt, manchmal durch Mylonitisierung entstanden. Über dieser Stelle sind in der Wiese noch Spuren von 3 ehemaligen Probeschürfen erkennbar, die in die Zone des Grauschiefers hineingegraben wurden. Die alten Bergleute gruben nach den Worten der Einheimischen nach der „schwarzen Erde“. Westlich des Birker Baches auf 1350 m Sh. könnten auch zwei Probeschürfe existiert haben. Das interessanteste Zeugnis des mittelalterlichen Bergbaues (15. Jhd.) ist das Knappenloch, 1 km westlich der Ortskirche auf 1210 m Sh., auf der orographisch rechten Seite des Baches. Das Bergwerk bestand aus 2 Etagen, in denen man noch vor 10 Jahren bis etwa 35 m tief ins Bergesinnere vordringen konnte, wo der Stollen schließlich verschüttet war. Heute ist von einer Begehung durch den Wassereinbruch abzuraten; das Wasser, das aus dem Stollen herausfließt, färbt das darunterliegende Gestein mit auskristallisierendem Limonit rot. Eine Beprobung mit Dithizon brachte ein positives Ergebnis bezüglich des Vorhandenseins von Metallionen. Schwefelausblühungen bedecken die Wände, die den Kontakt von Grauschiefer zu Glimmerschiefer und Quarzit zeigen. Auf der gegenüberliegenden Bachseite befindet sich ebenfalls Quarzit. Der zweite Stollen in diesem Gebiet, die „Pucherlöcher“, konnte trotz 5 Versuchen nicht erreicht werden. Vom weiten erkennt man nur eine größere Blockhalde, es soll nur etwa 3 m in den Berg vorgetrieben worden sein. In einer darüberliegenden Höhle lebten während des 2. Weltkrieges Deserteure. Im darunterliegenden Stollen soll nach dem Volksmund im Mittelalter nach Kupfer und Silber (?) gegraben worden sein. Auf einer Anhöhe in 1240 m Sh. auf der orographisch linken Seite des Mehlggrabens stand das Knappenhaus. Von dem in der Literatur erwähnten Probeschurf nach Kupferkies im Zwenewaldtal konnte trotz Nachsuche auch mit Dithizon nichts festgestellt werden.

Weitere Bearbeitung

Die Bekanntgabe der Bachschnellbeprobung für Schwermetalle erfolgt erst nach Korrelierung mit der durch ICP-OES momentan durchgeführten Wasseranalysen im Kartierungsbericht über das Jahr 1985. Dieser Bericht kann nur als erste Information angesehen werden, da auch An- und Dünnschliffe noch fehlen; vermutlich bekomme ich die ersten noch im Februar 1985. Es wurde bereits eine naßchemische Analyse des Glimmer- und des Grauschiefers durchgeführt, es fehlt jedoch noch die Auswertung der mittels Neutronenaktivierungsanalyse bestimmten Spurenelemente. 1985 wird eine Fortsetzung der Kartierung besonders im Südteil meines Gebietes, und vermutlich der Versuch einer Altersdatierung folgen.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Altkristallin

auf Blatt 178 Hopfgarten im Defereggental

Von HARALD STEININGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Begehungen im Sommer 1984 erfolgten im Raum südlich St. Veit und Hopfgarten in Defereggental, an der Nordseite des Deferegger Gebirges.

Die Blöße SW der Kleintalalm wird von Tonalit aufgebaut, ein Teil der Tonalitlamelle, die vom Rieserferner über Blöße und Penzenkopf nach E streicht.

Südlich der Blöße findet man als Lesesteine in den Almmatten phyllonitische Gesteine. Ab 2370 m stehen Glimmerschiefer mit stark durchbewegten Zonen an. Es handelt sich hier um Zweiglimmerschiefer mit Fallrichtung 218/35. Bei 2460 m ist ein 5 m mächtiger Pegmatitkörper aufgeschlossen, der sich westlich ins Gsaritzer Almtal bis 2180 m gut verfolgen läßt. Die Beilspitze (2587 m) wird ebenfalls von einem mächtigen Pegmatitkörper aufgebaut. Die über- und unterlagernden Glimmerschiefer weisen ein sehr einheitliches Einfallen nach SSW (212/20, 215/30). Südlich der Beilspitze sind im Glimmerschiefer keine Bewegungszonen mehr zu beobachten. Erwähnenswert sind ungefähr 12 cm große Biotitnester, die auf Umwandlung von Granaten zurückzuführen sind. Eingelagert in die Glimmerschiefer ist bei 2640 bis 2645 m ein etwa 7 m mächtiger Bänderamphibolitkörper. Das Schichtfallen liegt konstant bei ungefähr 220/30.

Südlich des Penzenkopfes, der, wie oben erwähnt, aus Tonalit besteht, sind wieder Glimmerschiefer aufgeschlossen. Der Kamm ist im Bereich zwischen 2340 und 2450 m mehrfach gefaltet, die Fallrichtung wechselt zwischen SW und NE.

In den Zweiglimmerschiefer eingeschaltet sind Amphibolite (2360 und 2400 m) und Pegmatite (2420, 2460 und 2560 m). Ab 2450 m ist bis zur Kote 2571 NE-Falten zu beobachten, das zum Gipfel hin immer flacher wird. Wenige Meter südlich dieses Gipfels stehen – unter einer weiteren Amphiboliteinschaltung im Glimmerschiefer – Phyllonite an. Diese Phyllonitzone ist veraltet und bildet eine Antiklinale, deren Kern wenig nördlich des Sattels zwischen Kote 2571 und Röte liegt.

Diese Antiklinalstruktur taucht nach ESE ab; die östlichsten Aufschlüsse des Phyllonites befinden sich im Bichleralmkar ENE der Röte (Kote 2649) auf 2380 m. Die Phyllonitzone wird nach NW breiter, wo sie schließlich von der Tonalitintrusion abgeschnitten wird. Zwischen Phyllonit und Rötégipfel kann man im Glimmerschiefer wieder Biotitnester erkennen (Granatumwandlung). Hier treten auch Pegmatite verschiedener Mächtigkeit auf (2540, 2580 und 2610 m).

Am Kamm zwischen Gagenalm und Röte ist der Tonalit geringmächtiger und tritt morphologisch nicht mehr hervor (Vorkommen zwischen 2150 und 2165 m). Südwestlich davon ist im Zweiglimmerschiefer ein geringmächtiger, grobkristalliner Calcitmarmor eingelagert (2280 m). Weiters sind Bänderamphibolite (2220 m, 2280 m und unmittelbar unter der Kote 2311) und Pegmatite (2230 m, 2240 m) aufgeschlossen. Die Pegmatite führen bis dm-große Turmalinkristalle und -aggregate. Weiters sind auf dem durch Doppel- und Mehrfachgratbildungen sehr breiten Rücken unmittelbar NE des „Zeigerle“ (Kote 2311) im Glimmerschiefer bis cm-große Sillimanitaggregate zu beobachten. Ist das Schichtfallen NE des Zeigerle konstant flach SW-fallend (244/15, 250/15), so wechselt die Fallrichtung zwischen Zei-

gerle und Gagenhöhe, bedingt durch Faltung im 100 m-Bereich. Auch hier sind mehrere geringmächtige Pegmatite (2365 und 2450 m) und Amphibolite (2350 und 2325 m) aufgeschlossen. Der Faltenscheitel in der Verlängerung der oben erwähnten Phyllonitzzone befindet sich etwa in der Scharte zwischen Gagenhöhe und Röte. NE des Rötigipfels steht ein 50 cm mächtiges Band von gebändertem Marmor an (2500 m), daneben Amphibolite und Glimmerschiefer. Auf der Röte erkennt man im Glimmerschiefer wieder in Biotit umgewandelte Granate. Der Kamm zwischen Röte und Hochalmspitze besteht aus Glimmerschiefer, in den wenige Amphibolite eingelagert sind (2630 und 2680 m) bei einförmigem Schichtfallen nach S bzw. SSW (190/35, 220/45).

**Bericht 1984 über geologische Aufnahmen
im Gebiet Michelbach
auf den Blättern 178 Hopfgarten im Defereggental
und 179 Lienz**

Von ANDREAS THINSCHMIDT (auswärtiger Mitarbeiter)

Das Aufnahmegebiet umfaßt größtenteils dunkel grüngraue-braune, stellenweise mit Einschaltungen Paragneis-ähnlicher Partien, sonst aber recht eintönige, abwechslungsarme Glimmerschiefer. Sie sind reich an Muskowit (seltener Biotit) und Chlorit, jedoch arm an Granat; Stücke mit 0,5 cm großen Granaten sind schon eine große Seltenheit. Alumosilikate ließen sich makroskopisch nicht feststellen, bis auf zwei Ausnahmen:

- 1) Ca. 200 m südlich Michlbach wurden durch Straßenbauarbeiten graue, etwa 50 m mächtige, massige Sillimanitgneise angefahren; der Sillimanit liegt hier in Form von weißen stark linsigen Knauern zusammen mit Quarz in einer feinkörnigen hellgrauen bis leicht bräunlichen Grundmasse vor. Im Hangenden dieser Paragneise treten auch Granat-führende Glimmerschiefer (bis 3 cm) auf.
- 2) Am NE-Grat des Schneidegg (2755 m) etwa 140 m unter dem Gipfel treten blaugraue grobschuppige Staurolithglimmerschiefer auf. Die wahrscheinlich spät gebildeten gut ausgebildeten Staurolith-XX sind grau-rotbraun und erreichen in Einzelfällen bis zu 5 cm Länge und 1 cm Dicke und sind weder deformiert noch in irgendeiner Weise eingeregelt.

Graphitische und quarzitische Partien treten vor allem an den steilen NE-Abfällen des Gossenbachtals und des Michlbachtals gegen das Haupttal der Isel auf.

Vererzte Quarzite (Pyrit, Arsenkies) im Kontakt zu schwarzen stark (durch Graphit) färbenden Schiefern haben möglicherweise in der Vergangenheit zu vereinzelt Schürfen geführt (stark verwachsener und verschütteter Steinbruch 300 m NNW Wirtsalm, 1796 m). Nichtvererzte Quarzite desselben Typus treten auch 30 m WSW des Rudnig (2429 m) und an mehreren anderen Stellen auf, werden im allgemeinen jedoch nicht so mächtig, um sie kartenmäßig ausscheiden zu können. Genausowenig ausscheidbar waren auch die wenigen geringmächtigen meist auch im Streichen kaum weit verfolgbar Amphibolit- und Pegmatitzüge.

Ältere Pegmatitzüge folgen dem Streichen der Gesteinszüge, sind in den Faltenbau miteinbezogen und an einigen Stellen stark beansprucht (wie z. B. im Gossenbach, 1195 m), boudiniert und gelinst, oder aber durchschlagen postgenetisch unverändert das Nebengestein. Diesen beiden Typen gemeinsam ist jedoch

das seltene Auftreten von Granat und Turmalin. Ein einziger mehrere Meter mächtiger stark turmalinierter Pegmatit ist am orographisch linken Talhang 500 m NE Wirtsalm direkt aufgeschlossen. Parallel zu diesem streicht eine Schar weiterer geringmächtiger Pegmatite.

Auch die Amphibolite erreichen nur wenige Meter Mächtigkeit, bei einer Almhütte 700 m NW Wirtsalm jedoch 40 m.

Ein weiteres Gestein von basischem Chemismus durchschlägt bei Kote 1557 (westlich Wirtsalm) N-S verlaufend NE-SW-streichende Glimmerschiefer. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um Diabas.

Die Ausläufer des Tonalits erreichen im kartierten Gebiet nur mehr geringe Mächtigkeiten. Der Tonalit am E-Grat des Rudnik (Kote 2019 bestreichend) läßt sich wahrscheinlich mit dem nördlich Michelbach verbinden; er verbreitert sich am orographisch linken Abhang des Michlbachtals und wird dort ebenso wie ein zweites Vorkommen am Ausgang der Gossenbachschlucht abgebaut. Ein weiteres isoliertes Vorkommen 300 m südlich Michlbach ließ sich leider nicht weiterverfolgen. Die Tonalite treten immer mittelkörnig und massig auf, führen eher wenig Hornblende und nur stellenweise bis 1 cm große Granate.

Blatt 179 Lienz

**Bericht 1984 über geologische Aufnahmen
auf den Blättern 179 Lienz, 180 Winklern,
197 Kötschach, 198 Weißbriach und 199 Hermagor**

Von ADOLF WARCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Zur Vervollständigung der schon kartierten Permtrias in den westlichen Gailtaler Alpen und östlichen Lienz Dolomiten auf Blatt 197 wurde die Aufnahme des gleichen stratigraphischen Bestandes nördlich der Drau von Dellach/Drautal bis Nörsach in Osttirol nachgeholt. Da der größere Teil davon über das Blatt 197 hinaus in westlicher Richtung auf Blatt 180 liegt, wurde die Aufnahme auch auf dieses Blatt ausgedehnt.

Vor allem die Aufnahme von Dellach bis Simmerlach gestaltete sich wegen der geringen Höhe und der damit verbundenen starken Vegetationsbedeckung schwierig. Dazu wurde die sichere Unterscheidung der hier vorherrschenden Dolomite durch die weitgehende lithologische Ausgeglichenheit bei den dolomitisch dominierten Triasstufen wesentlich beeinträchtigt. Letzteres konnte ich schon bisher ungefähr ab der Mitte der Gailtaler Alpen, nach W hin zunehmend, beobachten. So gehen beispielsweise beim norischen Hauptdolomit der Bitumengehalt und damit auch die dunkle, graubraun getönte Farbe als Hauptmerkmal dieser Stufe häufig mehr oder weniger verloren, weswegen der schon im Anis reichlich vertretene Dolomit, weiters der Wettersteindolomit sowie der Hauptdolomit im Gelände ziemlich ähnlich aussehen. Dieser Umstand und das zunächst noch völlige Fehlen von Fossilbelegen führte dazu, daß die nur mehr geringen tektonischen Triasreste in diesem Gebiet von den bisherigen Bearbeitern (G. GEYER, 1897; O. SUSSMANN, 1901; H. MOHR, 1925 – beschränkt auf den Dellacher Kolm – H. BECK, 1930, 1939; R. W. v. BEMMELEN, 1957) vor allem stratigraphisch teils ziemlich unterschiedlich beurteilt wurden. So deutete v. BEMMELEN den Dolomit von Dellach bis Simmerlach fast ausschließlich als Hauptdolomit.

Auch meine nur lithologisch gewonnenen Kartierungsergebnisse müßten noch durch Fossilbelege erhärtet werden. Dabei hätte man bei der Identifikation des Wettersteindolomites vermutlich mit Hilfe von Diploporen, die nach meinen Erfahrungen in der Wettersteinserie der östlichen Gailtaler Alpen verhältnismäßig häufig vorkommen, noch am ehesten Aussicht auf Erfolg. Damit wäre aber auch eine sichere Trennung des Wettersteindolomites vom stratigraphisch nahen und daher auch im Gelände meist benachbarten, aber bekanntlich sehr fossilarmen Hauptdolomit möglich. Die Ausscheidung des im Anis auch noch reichlich vertretenen oberanischen Zwischendolomites von den übrigen Dolomithorizonten in den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten gelang mir, neben den lithologischen Kriterien, auch noch aufgrund von vulkanogenen Einlagerungen und an einigen wenigen Stellen durch Daonellen und Ammoniten in feingeschichteten, braunschwarzen und stark bituminösen Lagen an der Grenze zu hangendem Partnach-Plattenkalk. Beides konnte ich bisher in der Trias N der Drau nicht finden, was seinen Grund wohl in den schon oben geschilderten Verhältnissen haben dürfte.

Zur Erläuterung meiner geologischen Karte von E nach W sei angeführt, daß der Dolomit des rund 40 m steilen Hanges am westlichen Ortsende von Dellach, ab der Bus-Haltestelle nach N, ziemlich eindeutige Merkmale des norischen Hauptdolomites (\pm graubraun, \pm bituminös, massig) aufweist. Auf der anschließenden Wiese bis zum Gehöft Nörenach Nr. 7 – dieser Rücken heißt bei den Einheimischen Vorriegel – gibt es vereinzelte kleine Aufschlüsse von gut geschichteten bis gebankten grauen Dolomiten und Kalken, wobei der kalkige Anteil zunimmt, wie es für die Wettersteinserie der nordfaziellen Gailtaler Alpen kennzeichnend ist. Im nächsten Umkreis der Stallung des Gehöftes Nörenach Nr. 7 trifft man sogar auf größere Aufschlüsse von Wettersteinkalk.

Nur wenige Zehnermeter weiter beim Haus Nörenach Nr. 8 wurde erst in letzter Zeit für einen Garagenbau ein von Mergel und Glimmer durchsetzter, schmutzig dunkelgrauer und gut geschichteter Dolomit aufgeschlossen, der den Übergang zu den Werfener Schichten anzeigt. Damit bleibt im Vorriegel einigermaßen die triadische Schichtfolge gewahrt, wenn auch mit tektonisch stark verminderter Mächtigkeit.

Annähernd am W-Ende des Vorriegels, rund 1 km W vom Draschitzbach mit Brücke, steht nahe der Bundesstraße und unmittelbar E vom Haus Hqiztratten Nr. 24 in einem derzeit schon stark verwachsenen Steinbruch ein mehr oder weniger typischer Partnach-Plattenkalk an. Mit seiner Hilfe wurde die stratigraphische Einstufung des im N anschließenden Dolomites als oberanischer Zwischendolomit wesentlich erleichtert, wobei natürlich die lithologischen Merkmale des letzteren entscheidend mitgewirkt haben. Aber auch der noch etwas weiter im N, in der ÖK 1 : 50.000 im SE vom Dellacher Kolm (996) zwischen 800 und 900 m eingezeichnete Aufschluß mit mittelanischem Wurstkalk konnte noch zur Identifikation des Zwischendolomites beitragen.

Der in meiner geologischen Karte am S-Hang des Kolms (997) zwischen den Ortschaften Holztratten und Glanz nach N gerückte dolomitische Wettersteinkalk ist die Folge einer S–N-Verwerfung, die auch den Vererzungsbereich des Kolms darstellt und von O. SUSSMANN (1901) eingehend behandelt wurde. Dieses Vorkommen unterscheidet sich von der Wettersteinserie des Vorrie-

gels, abgesehen vom Mächtigkeitsunterschied, auch noch durch das starke Vorherrschen des hellgrauen, meist massigen oder nur schwach grobbankigen Dolomits, wie er vornehmlich in den Lienzer Dolomiten vorkommt und dort als ladinischer Diploporendolomit bezeichnet wird. Er hebt sich daher im Aussehen deutlich von dem im N anschließenden oberanischen Zwischendolomit des Dellacher Kolms ab, der \pm dunkelgrau, meist gut bis plattig geschichtet, häufig ziemlich senkrecht zu den Schichtflächen weiß geädert und scharfkantig brechend ist. Der massige dolomitische Wettersteinkalk bis Wettersteindolomit neigt mit seiner Dichte und Festigkeit zu Felsbildungen, die besonders zwischen Pötschling und Simmerlach aus dem ansonsten ziemlich flachen Gelände auffällig hervortreten.

Tektonisch muß noch hervorgehoben werden, daß ab Rittersdorf die stratigraphische Abfolge der Permotrias sich umdreht, d. h. von Dellach bis Glanz verläuft sie aufsteigend von N nach S und ab Rittersdorf von S nach N. Diese Feststellung kann man das erste Mal in der zweiten Rinne E von Rittersdorf (Haus Nr. 19) machen, wo auf den Permoskythsandstein die Basis des Alpenen Muschelkalks im N folgt, dann aber wegen der weitaus günstigeren Aufschlußverhältnisse entschieden überzeugender auf der W-Seite der Simmerlacher oder Dobler Klamm. Damit kann aber nicht mehr die Vorstellung von GEYER (1897) und v. BEMMELEN (1957) weiterhin bestehen bleiben, daß die Permotrias nördlich der Drau der N-Schenkel einer großangelegten Synklinale wäre, die ihre Fortsetzung unter dem quartärbedeckten Drautal zum Hauptzug der Gailtaler Alpen haben sollte. Aber auch die in der Simmerlacher Klamm nicht nur von N, sondern auch von S durch Kristallin begrenzte Permotrias kann als Beweis dafür angeführt werden, daß sie keine unmittelbare Verbindung über das Drautal hinweg zum S hat. Die Permotrias der Simmerlacher Klamm als Einschuppung großen Stils stellt also eine eigene tektonische Einheit dar.

Ab der Simmerlacher Klamm nach W liegt bis in die Nähe des Wurmitzer Grabens eine Verschuppung von Muschelkalk, Wettersteindolomit und Hauptdolomit vor, die bisher auch ziemlich verschieden gedeutet wurde. Ein überzeugendes Beispiel dafür können die zwei an der Zwickenberger Landesstraße zwischen Sittnitz und dem Haus Zwickenberg Nr. 66 liegenden Aufschlüsse von typischem graubraunen, stark zertrümmerten Hauptdolomit und ebenso eindeutigem Alpinem Muschelkalk dienen, die auf der Straßensüdböschung rund 500 m von Sittnitz in Richtung Zwickenberg entfernt sind und unmittelbar aufeinander folgen. Ein besonderes Rätsel geben aber noch immer drei Blöcke von Liaskalk auf, die entsprechend ihrem Aussehen nur von den Lienzer Dolomiten ab dem Lavanter Graben nach W stammen könnten. Sie liegen derzeit knapp 100 m vor der Grabensohle am alten Abkürzungsweg nach Zwickenberg, der rund 200 m von Sittnitz ab auf der neuen Zwickenberger Landesstraße bei einer Bushaltestelle nach rechts unten abzweigt. Die Frage bezüglich dieser exotischen Kalkblöcke geht dahin, warum man etwa für den Straßenbau gerade den Liaskalk soweit herbeigeschafft haben sollte, wo doch die an Ort und Stelle vorliegenden Karbonatgesteine sich wenigstens ebenso gut für den gleichen oder ähnlichen Zweck verwenden ließen. Schließlich zeigt auch der oben geschilderte Aufschluß von Hauptdolomit an der Zwickenberger Landesstraße deutliche Spuren eines ehemaligen Steinbruches. Oder weisen sie etwa sogar auf ein der-

zeit noch verborgenes Vorkommen von Liaskalk im Bereich des Sittnitzer Kolms (1095) hin? Eine glaziale Verfrachtung kommt aber wegen der geringen Höhe des anstehenden Liaskalks in seinem möglichen Ursprungsgebiet in den Lienzer Dolomiten von vornherein nicht in Frage.

Erst ab der ausgeprägte Rinne, knapp 1,5 km W von Oberdrauburg und vom Teichmüller an der Bundesstraße nach N, wo bisher unbekannt Sandsteinaufschlüsse des 3. Cardita-Schiefers entlang der Rinne streichen, liegt der Hauptdolomit allein in zusammenhängender Masse mit der markanten Trägerwand des Rabanter Bergs (1303) vor. Bisher vermutete man den Hauptdolomit geschlossen von Nörsach im W bis über den Wurmitzer Graben hinaus im E. Diese Fehldeutung kam einerseits wohl dadurch zustande, daß man nicht zwischen dem Hauptdolomit und den hier ausschließlich dolomitisch ausgebildeten drei Karbonatserien der Cardita-Schichten sowie dem anschließenden Wettersteinsdolomit unterschied. Andererseits wurde der Zusammenschluß der verschiedenen Dolomithorizonte aber sicher auch weitgehend dadurch verursacht, daß der Dolomit der Karbonatserien hier dem Hauptdolomit vollkommen gleichsieht.

Nun beschränkt sich die zur Gänze dolomitische Ausbildung der Karbonatserien der Cardita-Schichten nicht etwa nur auf den Bereich N der Drau, sondern direkt gegenüber auf der südlichen Drauseite in einem vollständigen Profil der Cardita-Schichten in der Rinne S von Unterpirkach bestätigt sich überzeugend, daß diese lithologische Veränderung überhaupt ab den Gailtaler Alpen nach W, also für die gesamten Lienzer Dolomiten gilt. Zu diesem Aufschluß gelangt man zurzeit am bequemsten auf dem neuen Forstweg der E-Seite des Pirkner Grabens, der beim Gehöft Unterpirkach Nr. 1 vorbeiführt und bei 700 m in der ersten Linkskehre unmittelbar zur Rinne mit den Cardita-Schichten stößt.

Bemerkenswert bei diesem Vorkommen der Cardita-Schichten ist auch noch, daß im Liegenden des 3. Schiefers eine ungefähr 30 cm mächtige Lage mit angereichertem Pyrit-Markasit auch eine beachtliche Menge von Pb und Zn enthält, wie es zwei geochemische Analysen ergaben. Bisher kannte man Erzmineralisationen in gleicher stratigraphischer Position nur von der W-Seite des Pirkner Grabens bis über das Hochstadelhaus (1780 m) hinaus, wo sie nach O. SUSSMANN (1901) auch zeitweise abgebaut wurden.

Die Umgebung vom Hochstadelhaus bekommt auch noch durch die sog. Stadelwiese, wo Erosionsreste von Rhät und Lias liegen, eine besondere Bedeutung. Ihre gegenseitige Abgrenzung im Gelände wird allerdings durch den stark verwachsenen Almboden, aber auch durch die überraschend große lithologische Ähnlichkeit erheblich erschwert. Von den rhätischen Kössener Schichten der Gailtaler Alpen wie auch der Lienzer Dolomiten, die von mir schon 1980 näher beschrieben wurden, ist nämlich hier nur mehr die kalkige, stellenweise konglomeratische und fossilreiche Basis übriggeblieben, also ohne die sonst gerade in den Lienzer Dolomiten besonders viel vertretenen Mergel- und Tonschiefer. Sie reichen ungefähr bis zur Höhe 1850 m, nur am N-Rand der Stadelwiese kann man sie noch bis 2020 m hinauf verfolgen. Selbst in dieser Höhe sind aber noch rhätische Kalkblöcke mit glazialen Karrenbildungen festzustellen, die am unteren Ende der Stadelwiese besonders ausgeprägt in Erscheinung treten. Von letzterer Stelle führte übrigens schon G. GEYER (1897:311)

eine Reihe von Rhätfossilien an. Insgesamt scheint aber hier der konglomeratische Anteil im Rhät höher zu sein als bei den Kössener Schichten innerhalb der Gailtaler Alpen.

Ab der Höhe 1850 m auf der Stadelwiese bis zur Zabratt-alm (2122) breiten sich gut geschichtete, schmutzig graue und stellenweise auch feinflaserige Mergelkalke sowie gut geschichtete und plattig zerfallende Kieselkalke aus, die nach Ammonitenangaben von W. SCHLAGER (1963) dem Unterlias zugeordnet werden müßten. Ein weiterer Ammonit von der höheren Stadelwiese, dessen nähere Bestimmung noch aussteht, befindet sich im Gewahrsam des Finders Valentin KRIEGER, Unterpirkach Nr. 1.

Lithologisch unterscheidet sich dieses Liasvorkommen auffällig stark vom nächsten Lias in Lavant bei Lienz, wenn man die verhältnismäßig geringe Entfernung bis dorthin in Betracht zieht. Er kommt im Aussehen vor allem wegen der Kieselkalke sogar eher dem Neokom der westlichen Lienzer Dolomiten nahe. Diese Tatsache überrascht umso mehr, als das entschieden weiter entfernte Liasvorkommen im Drauzug, nämlich am Wildensteiner Wasserfall am N-Fuß des Hochobirs (2139), wiederum dem Liaskalk der westlichen Lienzer Dolomiten sehr ähnlich ist.

Das nächste Rhät W von der Stadelwiese ab dem Lavantgraben muß deshalb hervorgehoben werden, weil dessen Anfang in der zuletzt erschienenen geologischen Karte von R. W. v. BEMMELN & J. MEULENKAMP (1964) als Cardita-Schichten dargestellt ist. Am Lavantgraben bzw. Frauenbach beginnt aber – lithologisch durch die Zusammensetzung der Schiefer und ihrer Begleiter erwiesen! – ein sich bis in die Nähe von Mittelwald im Pustertal erstreckender Zug von typischen Kössener Schichten. Im N werden letztere auf weiter Strecke von Liaskalken und etwas weniger von Neokom begleitet, und alle drei Horizonte sind im Bereich des Rauchkofels (1911) in mächtigen Hauptdolomitmassen eingesenkt. Im S wird dieser nördliche Zug der Kössener Schichten unmittelbar und durchgehend vom Hauptdolomit der steil aufragenden Höhen der Lienzer Dolomiten begrenzt.

Nun zum Kartenblatt 199 Hermagor, wo neue Forstwege Ergänzungen zu den bisherigen Aufnahmeberichten 1980 und 1981 möglich machten. So konnte ich schon 1984 die von H. HOLLER (1977) im Profil „Zesargraben – Sparbernock (1555) – Sattel bei 1481 m – Höhe 1675 m – Wertschacher Alm“ (1672 m, neuer Name für Windisches Alpl) stratigraphisch noch nicht klar erkannte Kakdecke als eigene tektonische Einheit eindeutig abgrenzen.

Eine intensive Diskussion der tektonischen Problematik befindet sich in einem ausführlichen Bericht im Archiv der Geologischen Bundesanstalt.

Die Schriftleitung

Auf Blatt 199 gibt es noch einmal umstrittene Karbonatvorkommen und zwar E von Hermagor im Eggforst und im nächsten Umkreis der Ortschaft Egg. F. HERITSCH (1936) wies diese in seiner geologischen Karte von den Karnischen Alpen als Trias aus, aber ohne irgendeine Bezugnahme darauf im Text. Aufgrund der Bezeichnung dieser Karbonate als „Einschuppung von nichtmetamorpher Trias“ von H. HERITSCH & P. PAULITSCH (1958) im Rahmen der petrographischen Untersuchungen des Kristallins im Raum des Pressegger Sees darf man annehmen, daß auch schon F. HERITSCH (1936) dies in gleicher Weise sah. Auch K. BISTRIT-

SCHAN (Vh. 1954) folgte bei seinen talgeologischen Aufnahmen dieser Auffassung. S. PREY (1963) vermutete aber hier eher glaziale Ablagerungen mit „Riesenfindlingen“ aus dem Gösseringtal, NW von Hermagor.

In letzter Zeit wurde auch die Möglichkeit eines Bergsturzes vom Gebiet des Spitzegels (2119) in den Gailtaler Alpen ins Gespräch gebracht. Meine Beobachtungen sprechen aber noch am ehesten für die erste Deutung.

Eine ausführliche Diskussion und Begründung für diese Meinung befindet sich ebenfalls in obgenanntem Bericht.

Die Schriftleitung

Siehe auch Bericht zu Blatt 178 von A. THINSCHMIDT.

Blatt 180 Winklern

Siehe Bericht zu Blatt 179 Lienz von A. WARCH.

Blatt 181 Obervellach

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kreuzeckkristallin auf Blatt 181 Obervellach

Von KARIN DELLMOUR & RUDOLF WOLFGANG WIDDER
(auswärtige Mitarbeiter)

Im Juli 1984 wurden in der SE Kreuzeckgruppe zwischen Steinfeld und Lengholz nördlich der Draulinie geologische Aufnahmen durchgeführt. Die Begehung erstreckte sich von den steilen, stark bergigen und wild zerklüfteten Südhängen der Gebirgsgruppe nach Norden bis zum Stagor (2289 m), Platteckspitz (2170 m) und dem Hohen Stand (2086 m), begrenzt vom Lengholzer Bach im Osten und dem Rottensteiner Tal im Westen.

Aufgebaut wird das Gebiet im wesentlichen aus Glimmerschiefer und Glimmer-Quarziten mit Übergängen zu Paragneisen (Schiefergneise). In diese monotone Folge von feldgeologisch mitunter schwer voneinander abgrenzbaren Gesteinen finden sich wenige geringmächtige Amphibolite und Hornblendegarbenschiefer eingeschaltet.

Nördlich des Platteckspitz im Bereich der Litzelhoferlacken treten mit mittlerem Nordfallen grüngraue, mattglänzende und feinblättrige Quarzphyllite im Hangenden von Glimmerquarzit auf.

Es herrscht generelles E–W bis NE–SW Streichen mit steilerem bergwärts gerichteten NW- bis NE-Fallen in den tieferen Lagen und flacherem Nordfallen in den Gipfelregionen. Das weist bereits auf intensiven Faltenbau hin, wobei jedoch die b-Achsen-Verteilung eine starke Streuung mit zwei Maxima von NW und NNE-Achsen mit stets flacher Achsenneigung zeigt.

Viele der steilen Schluchten verlaufen in NNW–SSE bis N–S streichenden Störungsbahnen mit geringem im 10 mm-Bereich liegendem Versetzungsbetrag.

Die unteren Abhänge zum Drautal hin zeigen geringmächtige Reste glazialer Moränenbedeckung. Starke Niederschläge führen bedingt durch die extreme Neigung der Südhänge und die für Rutschungen prädestinierten Glimmerschieferplatten alljährlich in diesem Gebiet zu verheerenden Murabgängen, die am Talaustritt der Gräben weite Schwemmfächer zur Drau hin auf-

schütten. Auf solchen Schwemmkegeln liegen die Ortschaften Steinfeld und Lengholz.

Der letzte Murabgang am 25. Juli 1984 um 18.30 Uhr schuf im Bereich Flattachberg am Südfall des Stagor durch die tiefschürfende Ausräumung der Gräben vorzügliche Aufschlußverhältnisse und legte dabei auch zwei Mundlöcher spätmittelalterlicher Bergbaue frei. Hinweise auf Bergbautätigkeit finden sich in diesem Gebiet allenthalben (Arz Platzl, Goldgrübl im Bereich des Lengholzer Baches etc.).

Basische Ganggesteine wurden am Lengholzer Berg sowohl an der Wegbiegung der von Lengholz zur Wieselhütte führenden Forststraße auf 1230 m als auch 300 m SW davon im Wieselhüttengraben anstehend angetroffen. Es handelt sich bei diesen Ganggesteinen um wenige dm bis maximal 50 cm mächtige, diskordant verlaufende, völlig frische und nicht deformierte Lamprophyre, die in einer feinkörnigen Bi-reichen Matrix Einsprenglinge von Hornblende und Biotit (Bi) führen.

Bei den Glimmerschiefern handelt es sich um graubraune bis silbrig glänzende und stark geschieferte Gesteine, die Hellglimmer (Serizit), Biotit, Chlorit, Plagioklas, Quarz und Granat in stark schwankendem Verhältnis führen. Granat-reiche Glimmerschiefer mit Granat-Ø bis zu 3 cm treten mit einem Grobkorn-Amphibolit assoziiert am Flattachberg NE des Gehöftes Stagorer auf. Wechselnder Gehalt an Quarz und Feldspat führt lokal zu kaum abtrennbaren Varietäten zwischen Quarzit, Paragneis und Glimmerschiefer. Großräumig lassen sich feldgeologisch allerdings Quarzit-reiche Horizonte mit grünlichem, plattig brechendem Biotit als auch Serizitquarziten von der vorherrschenden glimmerreichen Schieferzone abtrennen.

Der Übergang von Quarzit in Glimmerschiefer zeigt sich in einer allmählichen Zunahme von cm-schmalen Quarzitbändchen, weiter dm- bis schließlich auch m- und bisweilen 10 m-Lagen und Bänken von Glimmerquarzit. Daraus ist bereits ersichtlich, daß die feldmäßige Abgrenzung keine definierte scharfe Grenze darstellen kann, sondern eine Grenzziehung zwischen einem Bereich von Quarz-Vormacht gegenüber Glimmerschiefer-Vormacht ist.

Eindrucksvoll sind im bergigen Gelände die morphologisch hervortretenden Steilstufenbildungen durch die Quarzite, die bisweilen erhebliche Eisenvererzungen führen, so die dunkelgrauen bis schwarz pigmentierten und sehr zähen Biotit-Quarzite, die mächtige Bänke 500 m SE der Gratschnitzen bilden. Daneben treten auch völlig reine weiße und grüne, wie auch graublau Quarzite auf. Die grünliche Färbung der Quarzite rührt vornehmlich von der Chloritisierung des Hellglimmers her.

Schwieriger ist die Abtrennung von den Glimmerschiefern zu den Paragneisen, da die Glimmer- und Feldspatverhältnisse im kleinen Bereich stark schwanken. Feinkörnige Paragneise mit einem deutlichen Zeilenbau von verfalteten Biotit- und Muskovit-reichen Lagen treten im Grabach-Profil im Liegenden eines Orthogneises auf.

Eine Abwechslung in die monotonen Schieferfolgen bringen die bereits erwähnten Amphibolite und Hornblendegarbenschiefer. Zwei gering mächtige, etwa 0,5–1 m mächtige Bänder streichen, an mehreren Störungen gering versetzt, vom Lengholzer Bach und südlich vom Stotterbichl vorbei gegen Westen und schwenken im Bereich südlich der Hiereben als ein bis zu 30 m mächtiger Zug gegen SSW ab. Dieser Komplex wird

durch Schuttbedeckung im Bereich vom Stagorer verhüllt, und taucht, durch den Grabbach aufgeschlossen, im Rottensteinertal wieder auf. Obwohl die Aufschlußverhältnisse nicht zwingend für die Zugehörigkeit zu einem Horizont sprechen, scheint eine stratigraphische Parallelisierung der Metabasite doch plausibel, zumal die Amphibolite und Strahlsteine allenthalben im streichenden Niveau auftreten und auch die Assoziation mit Quarziten und Quarzitschiefern allerorts in analogen Verhältnissen zu finden ist. Bedingt durch den zähen Habitus bilden die Amphibolite (s. l.) geeignete morphologische Stufen als Ansatzflächen für Wasserfälle bei den Schluchten. Bei diesen Metabasiten handelt es sich um fein- bis grobkörnige Amphibolite, Hornblendegabenschiefer, Strahlsteine und Grünschiefer (Metatuffite).

Eine extrem grobkörnige Varietät mit cm-großen Hornblende-Kristallen und massigem Habitus ist das Amphibolitvorkommen das südlich der Hiereben zum Grabbach hinabstreicht und mit steilem WNW bis saigerem Fallen unter eine Schiefergneisserie abtaucht.

Die ausgezeichneten Aufschlußverhältnisse im Grabbach zeigen die Wechsellagerung von mehreren, mächtigen und dort wieder gebändert ausgebildeten Amphibolitbänken mit schmalen, hellen Quarzitlagen und hellgrauen Granat-Bändergneisen. Der Basalkontakt des Amphibolites zum unterlagernden granatführenden Paragneis weist keine scharfe ebenflächige Grenze auf, sondern zeigt eindeutige Hinweise auf die vulkanogene Entstehung des Amphibolites.

Gringmächtiger, feinfilziger und dunkelgrüner Aktinolithfels (Strahlstein) tritt 750 m NE der Lengholzer Alm in Quarzitschiefern eingefaltet durch einen Forstweg angeschnitten sowie an mehreren Stellen, unter anderem im Lengholzer Bachprofil (1560 m) auf.

Ein heller dickbankiger Augengneiskörper von 150 m Mächtigkeit erstreckt sich quer zum Rottensteiner Tal mit NE-SW-Streichen und mittelsteilem NW-Fallen 800 m südlich der Zwilcher Alm. Es handelt sich um einen sehr hellen Muskovit-reichen, Biotit-armen, straff gebänderten und mittel bis grobkörnigen Augengneis mit bis 2 cm großen Feldspat-Augen, der steile Felswände am linken Bachufer bildet.

Bekannt in der Kreuzeckgruppe sind die zahlreichen alten Bergbaue, die zum Teil auf Edelmetalle betrieben wurden. Vererzungsspuren konnten sowohl in stratiformen dünn-schichtigen Quarzitbändern beim Arz Platzl (500 m NE der Lengholzer Alm) im Liegenden eines geringmächtigen verfalteten Amphibolites in einem aufgelassenen Grubenbau, als auch in graphitischen Letten und quarzitischen Myloniten in N-S gerichteten Störungsbahnen zwischen Hiereben und Flattachberg festgestellt werden. Interessant ist das Auftreten von boudinierten Linsen gebänderten grauen Marmors gemeinsam mit dünnen Graphitschmitzen und sehr reinen Spatmagnetitbändern beim Arz Platzl.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach

Von BERNHARD KRÄINER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen verteilten sich auf zwei Gebiete. Neben dem Hangbereich zwischen H. Hecht-Weg und der

Ranner Kammer (W-Grenze: Abfluß des Glanzsees; E-Grenze: Bach vom Seebachtörl), wurde als zweites Gebiet, ausgehend vom westlichen Kartenrand bei den Staller Hütten (2033 m), ein NE-gerichteter Streifen bis zum Striedenkopf (2794 m) aufgenommen, wobei die Staller Wölla nördlich des Feldseebaches (Grenze zu V. ERTL), und ab dem Gößnitztörl (2432 m) die teuchseitigen Anteile des Kammes (Grenze zu F. HAYDARI) erfaßt wurden. Der in Bau befindliche Güterweg zur Trögeralm wurde von 1320 m bis 1980 m aufgenommen).

Das erste Gebiet wird von der Einheit der zentralen, tw. „phyllitartigen“ Granatglimmerschiefer (Granatphyllite n. BECK) aufgebaut. Das sind i. a. graue, fein- bis mittelkörnige, Biotit und Hellglimmer führende, wechselnd granatreiche Gesteine, die je nach Quarzgehalt (cm-dm-Lagen) grobblättrige bis blockige Ausbildung zeigen. Vereinzelt finden sich Quarzite. Bemerkenswert ist das Auftreten von Stauolith (bis 2 cm) in einer Rippe (von 1960–1980 m) genau südlich des Viehunterstandes bei der Bratleitenhütte (2157 m).

Wo der Weg zur Feldner Hütte bei 1830 m einen Seitenbach orogr. rechts des Seebaches quert, findet sich ein tw. vom Bachschutt verdeckter heller Hornblendeporphyrithang mit annäherndem E-W-Streichen.

Die Hänge südlich und östlich der Bratleitenhütte fallen mittelsteil nach NE bis N; weiter westlich (unterhalb der Dechantschneid) fallen die hier steil bis saiger stehenden Gesteine vorwiegend nach SW ein. Die Schlucht des Glanzseebaches (1970–2100 m) ist durch Störungen vorgezeichnet. Er folgt zuerst einer ESE verlaufenden Störungszone (110/80N), wird bei 2060 m querversetzt (N-NNW-Störung) und biegt bei 2035 m wieder in eine Parallelstörung zur ersten Richtung ein. Der meist SW-vergente Hauptfaltung (Spitz-, Isoklinalfalten) entsprechen flach bis mittelsteil nach ESE-SSE einfallenden Achsen. Daneben finden sich, vor allem in der östlichen Bratleitenalm, meist mittelsteile, nach NE-N eintauchende Achsen.

Um die Bratleitenhütte (eig. Breitleiten) ist Moränenmaterial weit verbreitet. In der Ranner Kammer bilden die Seitenbäche kleine, meist steile Schuttkegel aus. In den steilen und schrofigen oberen Hangbereichen treten häufig z. T. störungsgebundene Hangzerrungen und Bergerreißungen auf.

In der östlichen Bratleitenalm liegen unterhalb des H. Hecht-Weges, wo dieser die Wasseraustritte (sog. Neun Brunnen) quert, alte Einbaue. Der erste Stollen (2095 m) liegt oberhalb der verfallenen Schafhalterhütte, etwa 15 m östlich der mittleren Bachrinne (tw. verstimmt, Mundloch derzeit 160-60 cm, Stollenachse nach N-NNW, hörbares Wasserrauschen soweit ersichtlich mind. 10 m offen). Etwa 50 m weiter im E ein zweiter, stark überrollter Stollen (2090 m) in einer Zerrüttungszone, mit ockerigem Sickerwasseraustritt an ehemaliger Sohlfläche. Schräg oberhalb bei 2110 m neben Blockwerk stark brandige ?beschürfte Stelle. Noch weiter im E am Fuße der Schrofen bei 2070 m ein weiteres, verstimmtes Mundloch. Die Stollen könnten, bei einer Länge von ca. 200 m, den Gang mit dem größeren Tagbau oberhalb des Hechtweges (s. Bericht 1983) unterfahren haben. Im flacheren Stück zwischen Weg und Oberkante der Schrofen findet sich verschwemmtes Haldenmaterial und/oder Raseneisenerz. Ein weiterer Stollen liegt bei 1980 m schräg gegenüber den Hütten der Ranner Kammer. Er ist auf eine N-S streichende Störungskluft angesetzt (0/75 E, tw. glatte Harnischfläche, W-

Teil gehoben, Brekzie bis knetbarer Mylonit, dark grey N_3 ; wassererfüllt, nur rucksackgroße Öffnung).

Im zweiten Aufnahmegebiet wurde als Grenze der grobkörnigen Granatglimmerschiefer-Quarzit-Einheit zu den hangenden, zentralen Glimmerschiefern von teilweise phyllitischem Habitus eine ausgeprägte Störungszone im Verlauf des Rückens Schwarzriesenkopf – Gößnitzer Alm angenommen.

In der liegenden Granatglimmerschiefer-Quarzit-Einheit sind im W bzw. NW des Schwarzriesenkopfes (2613) mehrere „Aplit“körper (max. 250-50 m, verschieferte Quarz-Feldspatgesteine mit unterschiedlichem Glimmergehalt) eingeschaltet. Ungefähr ab der Linie Schwarzsee – Hochalmsee – Teuchltörl tritt nach NE zu Staurolith auf. Er läßt sich teilweise im Streichen einzelner 10er-meter mächtiger Züge verfolgen und nimmt gegen NE (ins Liegende) an Größe zu (bis 4 cm große, z. T., idiomorphe Kristalle). Ob die staurolithführenden Glimmerschiefer als eigene Einheit abtrennbar sind, muß die Fortsetzung der Kartierung in Richtung Penker Eisenalm ergeben.

Der Kalkmarmorzug, welcher im Törl (2650 m) etwa 150 im SW des Striedenkopfs auftritt (BECK, EXNER), ist mit kurzen, erosiv bedingten Unterbrechungen knapp einen Kilometer bis 2340 m verfolgbar. Seine Mächtigkeit schwankt: im Törl 9,4 m, bei 2400 m über 20 m. Der grobkristalline Marmor ist gelblich-hellbräunlich, an der Basis tw. sandig-schiefrig mit lagiger Glimmerführung, das hangende Drittel ist meist hell bis reinweiß. Zwischen 2500 m und 2600 m sind innerhalb des hangenden Glimmerschiefers weitere kleine Marmorlinsen zu beobachten.

Auf der N-Seite des Gößnitztörls zieht ein NW–ESE streichender, ca. 250 m langer Hornblendeporphyrangang durch. Etwa 300 m nordöstlich vom Pkt. 2432 verläuft spitzwinklig zum ersten ein zweiter Gang. Von dort, wo der AV-Steig unterhalb des Gößnitztörls die Karseite wechselt, etwa 300 m nach NE, steht direkt über dem Steig ein Malchit (2340 m, EXNER) an. Der an der Basis 4,8 m breite Gang (20–25/60–65) verjüngt sich rasch nach oben. Etwas im SW davon findet sich bei 2390 m ein paralleler Malchitgang (1,5–2 m breit), der an einer Kluft (220/80) um Gangbreite versetzt wird und bei ca. 2420 m endet.

Um Scheuchenkopf und Striedenkopf tritt ein zum Teil verzweigtes System von Kersantitgängen auf. Die sämtlich über 2500 m liegenden, bis 400 m langen Gänge und Linsen sind meist nur wenige dm mächtig (lokal bis 3 m), wodurch ihre Verfolgung erschwert wird. Sie bevorzugen Richtungen entweder subparallel bis spitzwinklig zum sf (NW–NNW) oder stumpfwinklig dazu E–NE Richtung (ac-Klüfte). Manchmal treten alle paar Meter erfolgende Richtungswechsel auf. An zwei Stellen wird der Marmor vom Kersantit durchschlagen, wobei ersterer keinerlei Kontakterscheinungen zeigt.

Die steil bis saiger gestellte grobkörnige Granatglimmerschiefer-Quarzit-Einheit streicht, besonders ab dem Gößnitztörl recht konstant NW–SE, wobei das SW-Einfallen gegenüber dem NE–Einfallen überwiegt. Bei meist straffer, sf-paralleler Gefügeregelung herrschen SE eintauchende, flache bis mittelsteile Achsenrichtungen vor; nur in quarzreichen Teilen und Quarziten sind andere Achsenrichtungen erkennbar.

In die hangenden, zentralen Glimmerschiefer sind im Rundbuckelgelände im W des Feldsees mehrere Amphibolit-/Hornblendeschieferlinsen eingeschaltet. Ein längerer Zug findet sich am N-Rand des Bodens (Was-

serfall) bei den Staller Hütten (2033 m). Weitere Amphibolite stecken im südwestlichen Vorgipfel des Schwarzriesenkopfs.

In der nördlichen Trogflanke der Staller Wölla überwiegt NE-Streichen bei mittelsteilem NW-Fallen. Im Karbereich streichen die Gesteine zu Teil etwas flacher bis mittelsteil von NE bis NW; um die Staller Hütten tritt NW-Streichen mit SW- und NE-Einfallen. Bei den Faltenachsen überwiegen hier flache bis mittelsteile, nach NE–N bzw. SW–S eintauchende Achsenrichtungen (Isoklinal-, Spitzfalten). Daneben treten jüngere, NW bzw. SE gerichtete Achsen auf.

In allen zwei Gebieten treten zahlreiche Störungen und Zerrüttungszonen mit Umschieferungen, stark zerschertem Linsengefüge, Brekzien und Mylonitbildung auf. Vereinzelt finden sich Spiegelharnische und Pseudotachylitbildung. In beiden Aufnahmegebieten treten bei den Störungsrichtungen, neben subparallel bis spitzwinklig zum sf verlaufenden, vor allem NE–ENE sowie SE–ESE verlaufende Richtungen auf. Hinzu kommen Störungen um die N–S-Richtung.

In der Staller Wölla und in den Karen im Teuchlbereich finden sich größere Moränenablagerungen und Moränenwälle. Verschiedene Wälle, welche zwischen 2200 m und 2600 m auftreten (z. B. Hochalmseekar), lassen in den Karen drei glaziale Rückzugsstadien erkennen. Erwähnenswert ist ein Blockgletscher im abflußlosen Kar zwischen Teuchltörl und Scheuchenkopf. Seeablagerungen und Vertorfungen treten außer in der Staller Wölla beim verlandenden Schwarzsee, sowie südlich des Striedenkopfs auf (Verebnungen bei 2290 m und 2340 m, unter und über Ragga Moos). Im Schwarzriesenkar und im weiteren Kammverlauf zum Scheuchenkopf finden sich häufig Hangzerrungen und Doppelgrabbildungen.

Blatt 182 Spittal a. d. Drau

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 182 Spittal a. d. Drau und 199 Hermagor

Von ALEXANDER DEUTSCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer wurden die Arbeiten auf Blatt 199 fertiggestellt, und die Manuskriptkarte der GBA übergeben.

Bei den Kartierungsarbeiten wurde auf die Grenze Quarzphyllit-Permoskyth-Sandstein besonderes Augenmerk gelegt. Diese ist am Fahrweg Achernig – Unteralpen sowie am Sattel zwischen Schafalm und Kuhstand (Blatt 182) als nur wenig tektonisch überarbeiteter Transgressionsverband mit Konglomerathorizonten aufgeschlossen. Zwischen Gusenscharte und Fellbach am Westschnitt des Blattes 199 ist die Grenze weiträumig von Bergsturzmaterial der hangenden mesozoischen Serien verdeckt. In den Bereichen Jahnalm, Schafalm, N-Flanke Latschurgraben und Oberallacher Alm reicht der Blockschutt bis zum Talgrund, zwischen Buchholz und Schönbuch führen Setzungen in diesem Material zu mehreren kleinen Verebnungsflächen und Rückfallkuppen. Die hangenden 250 m der Quarzphylliteinheit – „Tiebelbachquarzite“, Chlorit-Phyllite und Quarzphyllite – sind von vielen, der Grenze Permoskyth – Quarzphyllit parallel laufenden Störungen durchsetzt und im Verband verstellt. Im überlagernden Permoskythsandstein fehlen generell Gerölle aus dem lokalen Kristallin,

Quarzrestschotterbänke sind ebenfalls selten. Zwischen Ochsen- und Latschurgraben enthält das Permoskyth grobe fanglomeratische Bänke mit reichlich Quarzporphyr- und Lyditkomponenten.

Die starke Tektonisierung führt im Permoskythsandstein zur Bleichung einzelner Horizonte, in den Quarzphylliten zur Bildung von m-mächtigen dunkelgrauen bzw. grünlichen, glasig brechenden Myloniten. Chlorit-Serizit-Phyllite sind zu dünnblättrigen, weichen Myloniten mit völlig zerriebenem Quarzanteil ausgewalzt (S Schönbuch) und neigen zu Rutschungen. Dieser Gesteinstyp behindert den Waldwirtschaftswegebau erheblich. Die beschriebenen Bewegungen stehen alle mit der Einengung und Verkippung des Drauzugmesozokums im Zusammenhang.

Auf Blatt 182 wurden die Begrenzung und die Internverfaltung der Weißwandmulde detailliert aufgenommen. Generell wird im Abschnitt zwischen den Weißwänden, Rosenheimer und Gendorfer Bach das sonst in der Goldeckgruppe vorherrschende E-W Streichen durch NE-SW Streichen abgelöst. Der Karbonatgesteinzug der Weißwände, bestehend aus bräunlich anwitternden eisenschüssigen Dolomiten, dunkelgrauen Dolomiten und Bänderkalkmarmoren bildet eine Synklinale, deren Achse S der Weißwände beginnt und durch den Rindernitzgraben bis in den Gendorfer Bach verfolgt werden kann. Im Kleinbereich sind diese Karbonatgesteine mit Quarzphylliten und teilweise quarzführenden Chlorit-Epidot-Kalzit-schiefern mit Albitblasten (Metatuffe und Tuffite) verfaltet. Da solche Metavulkaniteinschaltungen auch im Gendorfer Bach (Seehöhe 1035 m) bzw. bei Rosenheim (1050 m SW der Kirche, Seehöhe 885 m) gefunden wurden, kann der Bereich der Grünschieferfazies gut eingegrenzt werden.

Am Westende der Weißwandmulde ist der Übergang von frischem Kristallin in Amphibolitfazies mit Gleichgewichtsgefügen und einschlußfreiem Granat zu den Phylliten wegen des Fehlens von Grünsteinshorizonten schwer erfaßbar. W von Kims stehen bis zur Seehöhe 700 m feingefaltete Granatzweiglimmerschiefer an, im Hangenden folgen Quarzphyllite mit mylonitischen Zonen. Beide Serien zeigen eine Feinfältelung um flache E-W streichende Achsen. Eine deutliche Transversalschieferung führt in den Phylliten zur Ziehharmonikalfaltung mit Ausbildung neuer Achsenebenen.

Bei den Geländebegehungen wurden weitere Vorkommen von alkalibasaltischen Ganggesteinen neu aufgefunden: an der Rippe 800 m SE der Kote 1207 durchschlagen mehrere bis zu 8 m mächtige Gänge (Einfallen 260/80) granatführende Zweiglimmerschiefer und Amphibolite (s 155/30-180/50). Die „Lamprophyre“ zeigen Fluidaltexturen, führen Ocelli und mm-große Hornblendeinsprenglinge; teilweise ist eine feinkörnige Randfazies ausgebildet. Im Südast des Kaisergrabens (Seehöhe 1560 m) schneidet ein Gang mit s 080/35 diskordant Quarzphyllite (s 000/60). Dieses Gestein hat Schlieren mit rekristallisierter Matrix und mit Prehnit gefüllte Hohlräume. Weitere Fundpunkte: 400 m ENE Bärnbüßhütte (Seehöhe 1410 m); Mooswald (die Matrix dieses Ganges ist völlig zu Tonmineralen, Kalzit sowie Zeolith umgesetzt); S der Kote 1207. Die „Lamprophyre“ dieser Vorkommen gehören alle der alkalibasaltischen Serie an, deren Intrusionsalter bei 30 m.a. liegt. (DEUTSCH, 1984).

Zwischen dem Bärnbader Kreuz und Kote 1207 wurden auch Blöcke eines andesitischen Hornblende-Gra-

nat-Porphyrites gefunden; dieser Gesteinstyp ist in der zentralen Kreuzeckgruppe verbreitet. Es wird angenommen, daß diese Blöcke gemeinsam mit einigen Zentralgneisgeröllen Reste der Grundmoräne des Draugletschers sind.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal a. d. Drau

Von VOLKER ERTL (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierungstätigkeit im Oktober 1984 erstreckte sich sowohl auf Anteile des Gebietes nördlich oberhalb des Millstätter Sees (zwischen Seeboden und Millstatt) als auch auf den Drautal-Abschnitt zwischen Möllbrücke und Kleblach/Lind.

Nördlich des Millstätter Sees vervollständigte ich die geologische Aufnahme durch die Kartierung des Bereiches Gritschach – Tangern – Gössering und der großen Aufschlüsse (Rundbuckel mit Felsöfen) im Bereich Großdombra – Tschierweg.

Größere, zusammenhängende Aufschlüsse von anstehendem Fels sind im wesentlichen auf einzelne Rundbuckel (Felsöfen) und auf die N-S bis NNE-SSW verlaufenden Gräben im Bereich des Steilabfalles zum Millstätter See beschränkt. Auch in diesem Gebiet bilden die hellglimmerbetonten, mittel- bis grobblättrigen, quarzreichen bis \pm quarzitischen, z. T. \pm feldspatführenden Granatzweiglimmerschiefer den weitaus überwiegenden Gesteinstyp. In geringmächtigen Einschaltungen (max. 10er-m) sind Granatglimmerquarzite, Gneisquarzite, pegmatoide Glimmerschiefer, vereinzelt auch Granatamphibolite und schiefrige Pegmatoid-Linsen (bis 2 m mächtig) anzutreffen. Lediglich bei Tschierweg (Rundbuckel an der Abzweigung Richtung Hohengaß, Millstätter Alm) sind mehrere mächtigere Züge von – mit den Granatglimmerschiefern und Granatglimmerquarziten verfalteten – Amphibolgesteinen (mit Biotit, z. T. Granat; unterschiedlicher Feldspatgehalt) im Streichen auf insgesamt 600 m Länge zu verfolgen. Mehrere Gesteinstypen sind zu unterscheiden, lassen sich jedoch nicht kartieren: mm-feinlagiger bis \pm homogener Amphibolit, mit Übergang zu Hornblendgneis; flaserig-netzartig strukturierter, „gabbroider“ Amphibolit; karbonatquarzitischer bis kalksilikatischer, amphibolführender Typus; einzelne biotitreiche Nester mit groben Amphibol-xx (bis über 1 cm). Bemerkenswert ist eine ca. 2 m mächtige, linsenförmige Granat-Anreicherung (bis 2 cm große Granat-xx) im Liegendanteil des Amphibolit-Zuges. Bisweilen ist im Amphibolit eine geringe Imprägnation mit sulfidischem Erz festzustellen. Die Gesteine streichen im allgemeinen E bis ESE (SE) und fallen meist mittelsteil (bis steil) nach N bis NE ein. Die Achsen der Hauptfaltung (meist Spitz- bis z. T. intrafoliale Isoklinalfalten im cm-dm-Bereich) zeigen eine deutliche Streuung von Raumlage und Achsenfläche: flaches bis mittelsteiles WNW- (auch ESE-) über N- bis NNE-Abtauchen; SSW- bis WNW-vergente, z. T. auch \pm liegende Achsenflächen; WNW- (bis NW-) Abtauchen der Faltenachsen überwiegt jedoch. Die auf den Quarz- (+Feldspat-) Mobilisaten (mm-, max. dm-dicke, sf-parallele Lagen und Linsen) oft beobachtbare Streckungsfaser (mm-Striemung bis cm-dm-Lineale: „rods“) verläuft parallel zur Faltenachse (flaches WNW-Abtauchen). Eine jüngere, flachwellige bis offene Faltung (cm-, max. m-Bereich) ist vorwiegend wohl als symmetriekonstante Weiterführung der Hauptfaltung zu deu-

ten. Mehrmals sind verschieden alte Deformationsakte in einem Aufschlußbereich zu beobachten. Am Kometzbiel (im S von Tangern) z. B. ist eine Überprägung der intrafolialen W–WNW abtauchenden, S-vergenten Isoklinalfalten (cm–dm) durch eine (flach)wellige, N-abtauchende, W-vergente Faltung des gleichen Größenbereichs zu erkennen (begleitet werden die Falten beider Richtungen von B-parallelen Fältelungsachsen). Westlich Großdombra (großer Felsfen) sind neben den flach WNW eintauchenden, S-vergenten Falten auch eine mittelsteil NE eintauchende mm-Fältelung mit paralleler Streckungsfaser (mm–„Striemung“ auf Quarz-Linsen) sowie gleichgerichteter mm–cm-Knitterungen („kink bands“) ausgebildet (B' \perp B-Gefüge). In Abweichung vom übrigen Gebiet tauchen die Hauptfaltungsachsen (der NW-vergenten bis \pm liegenden cm–dm–m-Falten) bei Tschierweg einheitlich mittelsteil nach NE bis ENE ein.

Wie auch bereits im vorjährigen Kartierungsbericht erwähnt, ist der überwiegende Anteil des kartierten Gebietes von unterschiedlich mächtigen Grundmoränen-Ablagerungen bedeckt (detaillierte Beschreibung siehe die Dissertation von HERZOG, 1964). Nur selten sind jedoch Aufschlüsse der festen, unverwitterten Grundmoräne („Flins“) anzutreffen – z. B. als künstlicher Böschungsanschnitt (Hausbau) am W-Hang des Rundbuckels ca. 750 m westlich Tangern: 6–7 m mächtige, nischenförmige Anlagerung an den Felsfen des Rundbuckels. Glaziale Striemungen (mm–cm-Rillen) und „Schichtkopfstreifenschliffe“ (z. B. HERZOG, 1964) tauchen flach gegen WNW ein. Auf den flachen Hängen und den Verebnungsflächen des grundmoränenbedeckten Felsreliefs sind Erratika häufig anzutreffen (meist bis ca. 1 m³; überwiegend „Zentralgneis“ der Hohen Tauern: Granitgneis, Augengneis, Granodiorit, Tonalit) – örtlich als flächenhafte „Streu“ (zwischen „Guggenbichler“ und dem Kometzbiel). Die beiden breiten, flachen Rinnen südwestlich und südöstlich unterhalb Tangern und Gössering sind alte, glazial ausgeschliffene Täler, in die – seit dem Spätglazial – die den Hangfuß der Millstätter Alm begleitenden Schwemmkegel vorgebaut werden (z. T. auch Reste spätglazialer Terrassen unter sich begrabend). Ein alter, ebenfalls glazial ausgeschliffener, ca. N–S-verlaufender Talrest ist nordöstlich oberhalb „Guggenbichler“ in ca. 680 m Höhe erhalten. Diese alten, präglazial angelegten Talungen wurden z. T. auch noch postglazial fluviatil weiter ausgestaltet; Bachanrisse zeigen, daß der Talboden – zumindest in seinem oberen Anteil – aus hellglimmerreichen, schluffig-tonigen Schichten mit vereinzelt Feinsand-Linsen und Kies-Einstreuungen besteht.

Ich konnte mehrere, der Höhe nach gestaffelte Verebnungsflächen (Niveaus) des Felsreliefs unterscheiden – mit unterschiedlich mächtiger Überlagerung durch Sande und Kiese der spätglazialen Eisrandbildungen (Terrassenreste, Deltafluren): 760–770 m (zwischen Gössering und Tangern); 730 m (westlich Tangern); 720 m (bzw. 700–710 m) (mehrere Reste südöstlich bis südwestlich Tangern); (640–)680 m (Gritschach, „Tschall“); 620–630 m (Gritschach). Die Sand- und Kiesbedeckung der Eisrandterrasse (640–680) nördlich vom „Guggenbichler“ ist z. T. nur geringmächtig: im Mittelteil reicht die unterlagernde Grundmoräne streckenweise an die Oberfläche, ein Drainage-Graben nahe dem Bach erschließt die Grundmoräne in ca. 1,5 m Tiefe. Weitere Verebnungsflächen innerhalb der mit Grundmoränenablagerungen bedeckten Areale –

ohne erkennbare terrassenartige Sand-Kies-Auflagerungen – sind südlich bis westlich unterhalb des Kometzbiels ausgeprägt: bei 740 m, 700–720 m und 680 m.

Der Drautal-Abschnitt zwischen Sachsenburg und Kleblach/Lind ist vor allem durch die – streckenweise den gesamten Talquerschnitt bedeckende – Aufschüttung mächtiger postglazialer Schwemmkegel gekennzeichnet. Es sind dies vor allem die Schwemmkegel von Feistritz, Obergottesfeld, Leßnig, des Sifflitzbachs (Schwemmkegel-Oberfläche ca. 1,5 km²) und am Ausgang des Zauchen- und des Ochsengrabens. Den sehr steilen, felsigen Hängen westlich des Marktes Sachsenburg sind – infolge des großen Gefälles und der geringen Transportweite – mehrere grobblockige, schlecht bis nicht sortierte Wildbach-Schuttkegel (mit eckigen bis kantengerundeten Komponenten) vorgelagert. Der Schuttkegel beim „Reißbacher“ (!), östlich Obergottesfeld, zeigt in einer derzeit ca. 10 m hoch aufgeschlossenen „Schottergrube“ eine groben bis relativ deutlichen Lagenbau im cm–m-Bereich: Anteile grober Pakung wechseln mit dm-mächtigen, feinkörnigeren Sand-Kies-Lagen; einzelne m-mächtige Körper innerhalb der Abfolge sind ungeschichtet und nicht sortiert (Wildbachschutt), während die feinkörnigen Lagen z. T. eine deutliche Regelung und Sortierung aufweisen. Der Lagenbau fällt ca. 5°–10° in Hangrichtung ein, ist jedoch deutlich flacher geneigt als die Oberkante des Schuttkegels. In aufgelassenen Seitenentnahmen und Schottergruben der großen Schwemmkegel ist zu sehen, daß die Komponenten die Kies-Größe nicht überschreiten; einzelne Blöcke erreichen ca. 0,5 m Länge; die Matrix besteht aus schluffig-sandigem Material; z. T. ist eine grobe, undeutliche, flach einfallende Schichtung erkennbar. Der Rundungsgrad der Komponenten ist unterschiedlich: die Schwemmkegel des Feistritz- und des Sifflitzbachs zeigen z. B., meist kantengerundete bis \pm gut gerundete Gerölle, während beispielsweise der Obergottesfelder Schwemmkegel (infolge des starken Gefälles und auch der geringen Transportweite des Lanzewitzer Bachs) durch gröbere, \pm eckige bis kantengerundete Gerölle gekennzeichnet ist. Besonders die flacheren, fächerförmig ausgebreiteten Schwemmkegel des Feistritz- und Sifflitzbachs sind durch eine bis m-mächtige, flächenhafte Bedeckung mit schluffig-tonigem Material gekennzeichnet. Die älteren Anteile dieser postglazial angelegten Schwemmkegel, aber auch manche kleinere Schuttkegel, sind vom rezenten Talboden oft durch eine deutliche, meist 4–7 m hohe Geländekante, die aber auch max. 15–20 m Höhe erreichen kann, abgesetzt. Reste von kleineren Geländestufen, die einer etappenweisen Tieferlegung des Erosionsniveaus der Drau entsprechen könnten, sind im SE-Teil des Obergottesfelder Schwemmkegels erhalten. Zahlreiche, \pm radial angeordnete, flache Furchen und Rinnen älterer Gerinne kennzeichnen die Oberflächenform des Schwemmkegels des Sifflitzbachs – im Bereich der Geländestufe zum Talboden hin (bei der Lokalbezeichnung „Schragen“ in der Karte) greifen mehrere trichterförmige Einbuchtungen in den Schwemmkegel ein (Mündungsbereich subrezenter Bachläufe). Bei zahlreichen Schwemm- bzw. Schuttkegeln läßt sich die jüngere Generation eines subrezenten Schwemmkegels im Mündungsbereich unterscheiden, der die Geländekante der älteren Schwemmkegel-Generation durchbricht (z. B. Oberallach – Ochsengraben).

Der breite, gleichförmig ebenflächige, (sub)rezente

Talboden des Drautal-Abschnitts zwischen Obergottesfeld und Kleblach/Lind ist durchgehend mit schluffig-tonigen Sedimenten („Aulehm“) bedeckt – die jüngste, den gesamten Talbereich überdeckende Aufschüttung derartiger Aulehme brachte das katastrophale Hochwasser von 1965/1966. Wiederholt engen jedoch die großen Schwemmkegel den Bereich des Talbodens stark ein und drängen die Drau an den Hangfuß des Gebirges (zwischen Sachsenburg und Feistritz, bei Kleblach). Ältere terrassenförmige Talbodenreste, 2–3 m höher gelegen als der heutige ebenflächige Talboden, sind am W-Rand des Drautales südlich von Obergottesfeld und südlich Kleblach erhalten.

Der Hauptteil des Marktes Sachsenburg liegt auf einem ca. 560 m hohen Terrassensporn, der sich vom NW-Ausläufer des Kalvarienbergs nach N bis zur Drau hinzieht und mit einer ca. 4 m hohen Böschung zur Drau bzw. zum älteren Drau-Talboden (im NE bis SE) abfällt (am NE-Rand der Terrasse, in der Nähe der heutigen Bundesstraße, befand sich früher eine Sand-/Kiesgrube). Im Bereich der beiden Siedlungen im E-Teil von Sachsenburg und südlich des Bahnhofs Möllbrücke sind – beiderseits der Drau – terrassenartige Reste erhalten, die sich mit einer bis max. 2 m hohen Böschung über den rezenten Talboden erheben (Deutung: höhere Terrassenflur, Relikte älterer Hochwasser-Ablagerungen oder aber künstliche Aufschüttung?). Zwischen diesem westlichen „Terrassen“-Rest (Siedlungen) und der höheren Sachsenburger Terrasse erstreckt sich südlich Sachsenburg der ebene (ältere) – mittlerweile vollständig trockengelegte und kultivierte – Talboden der Drau. Im N ist er zum rezenten Talboden mit einer ca. 2 m hohen Böschungskante abgesetzt, im E ist jedoch ein allmählicher Übergang zur Drau gegeben. Die Begrenzung und die morphologische Ausbildung dieses (älteren) Talbodens zeichnet möglicherweise den älteren Verlauf der Drau oder eines ihrer Seitenarme nach; der heute gegebene Drau-Verlauf wäre demnach das Ergebnis eines späteren Drau-Durchbruchs oder einer künstlichen Drauregulierung.

Ein Relikt einer höheren Terrasse (ca. 580 m) ist auch südwestlich von Oberallach (bei Kleblach/Lind) anzutreffen (größtenteils von Schwemmkegeln verschüttet). Deutung: Eisrand-Terrasse oder zeitliches Äquivalent der Sachsenburger Terrasse (ca. 560 m)? In ca. 600–610 m Höhe ist hier in diesem Gebiet ein weiterer Verebnungsrest (mit einer ca. 15 m hohen, deutlich ausgeprägten Böschung) erhalten – es dürfte sich ebenfalls um eine Eisrandbildung handeln. Auch mächtige Grundmoränen-Ablagerungen sind hier anzutreffen: sie ziehen – direkt oberhalb an die 600 m-„Terrasse“ anschließend – fluviatil in kleine Hügel und kuppenförmige Verebnungen zerschnitten und mit moosiger Vegetation bewachsen, in ca. 600–630 m Höhe den Hang entlang.

Nahezu der gesamte Anteil des weiten, flachen Drau-Talbodens ist heute landwirtschaftlich genutzt – Naßgallen, Tümpel und sumpfige Areale wurden seit den 60er Jahren vorwiegend durch Entwässerungskanäle und Korrekturen im Verlauf bereits bestehender Bäche, aber auch durch künstliche Anschüttungen (Sand und Kies, Holz- und Rindenschnitzel u. a.) trockengelegt. So sind heute – im Bereich des Talbodens – kaum mehr Auwaldbereiche und Feuchtgebiete erhalten.

Alle größeren Bäche sind im Bereich der Schwemmkegel (Standorte der einzelne Ortschaften!) wegen ständiger Vermurungen – in ihrem Verlauf und in der

Gestaltung des Bachbetts durch Maßnahmen der Wildbachverbauung sehr stark verändert worden. Die letzten Hochwasserschäden (Vermurungen) z. B. im Bereich des Siflitzbachs) datieren vom September 1983 und August 1984.

Zum Abschluß noch eine Bemerkung: auch aus manchen Siedlungsnamen des kartierten Bereichs lassen sich geologische Informationen ablesen – z. B. Feistritz (slovenisch; bistrica: „Wildbach“); Niggelai (eigentlich Tecley – Hinweis auf „Tegel“), Lanzewitzen (slovenischer Doppelname zur benachbarten Niggelai), Oberallach (slovenisch; Dobravljah: „bei denen im Eichen-, im Sumpfwald“).

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal a. d. Drau

Von CHRISTOF EXNER (auswärtiger Mitarbeiter)

Es wurden ergänzende Beobachtungen im Gebiet zwischen Malta und Radlbach durchgeführt und damit die geologischen Übersichtsaufnahmen im N-Teil des Kartenblattes 182 zum vorläufigen Abschluß gebracht. Eine geologische Übersichtskarte 1 : 50.000 und eine geologische Strukturkarte gleichen Maßstabes wurden angefertigt und dem Archiv der Geologischen Bundesanstalt übergeben.

Dargestellt sind die für den Anschluß an Blatt 156 Muhr wichtigen Lagerungsverhältnisse in der N-Flanke des Gößgrabens und längs des S-Teiles der Silberckerie (Fallbach bis Feistritz); ferner die südliche Fortsetzung der Katschbergzone zwischen Torscharte und Ortschaft Malta sowie das Altkristallin des Nockgebietes zwischen Stubeck und Eisenstratten. Der Berggrücken Tandlspitze – Bartelmann – Ebenwald – Großhattenberg wurde geologisch kartiert mit Ausnahme des Kohlschlagwaldes und der Steilhänge N Radlbach zwischen Rubenthaler und Trebesinger Hütten.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der östlichen Goldeckgruppe auf den Blättern 182 Spittal a. d. Drau, 183 Radenthein, 199 Hermagor und 200 Arnoldstein

Von HERBERT HEINZ

Seit dem Frühsommer 1983 waren die Trassierungsarbeiten für die A 2/Südautobahn (Baulos Paternion) zwischen Paternion/Feistritz und dem Drautal westlich von Mautbrücken in Gange. Dadurch gab es im nordöstlichen Teil der Goldeckgruppe temporär sehr gute künstliche Aufschlüsse, und es war somit möglich, nunmehr im Herbst 1984 die Aufnahmearbeiten in der östlichen Goldeckgruppe zum Abschluß zu bringen. Im vorliegenden Bericht sind aber auch Daten und Beobachtungen verarbeitet, die der Autor bei Begehungen des Goldeckstraßenprofils (1981, 1982) gewann.

Genaue Aufnahmen in den Großaufschlüssen der Autobahntrasse konnten vor allem zunächst im Bereich der „Grenzzone“ gemacht werden (vgl. Aufnahmebericht 1977), die dadurch charakterisiert ist, daß die sie aufbauenden Gesteine weder den höhermetamorphen Gesteinen (Altkristallin mit Diaphthorescheinungen) im Norden, noch den schwächermetamorphen, ausschließlich progressiv metamorphen Gesteinen (Basis der Drauzugpermotrias) im Süden eindeutig zuordenbar

**Bericht 1984 über geologische Aufnahmen
im Reißbeckkristall
auf Blatt 182 Spittal a. d. Drau**

Von BARBARA HERMANN (auswärtige Mitarbeiterin)

sind. Diese „Grenzzone“ ist von der Lithologie her gut in zwei Gesteinsgruppen gliederbar, nämlich in die „Spilit-Glimmerschiefergruppe“ und eine durch Glimmerschiefer bis Phyllite gekennzeichnete Gesteinsassoziation, in die Karbonate und kohlenstoffführende Gesteine eingelagert sind.

Diese kohlenstoffreichen Gesteine scheinen, den neuen Geländebefunden zufolge, den dominierenden Gesteinstyp innerhalb dieser Gruppe darzustellen; es sind dünnblättrige, schwarze Schiefer mit reichlich Graphit, bräunlich verwitternd (Eisenhydroxide); Pyrit ist sehr häufig, auch Magnetit kommt – stellenweise recht reichlich – vor. Kohlenstofffreie Typen (Phyllite) sind seltener und sind vor allem an die Karbonatzüge gebunden, die nach Osten unter die junge Bedeckung des Drautales abtauchen, nach Westen aber – abgesehen von einer Störungsfläche mit einer konsequenterweise (s. u.) als sehr groß anzunehmenden Sprunghöhe – in die höhermetamorphen Gesteine weiterzustreichen scheinen. Die Annahme einer tiefergreifenden Störung folgt aus dem Metamorphoseunterschied östlich und westlich dieser (Phyllite bzw. Granatglimmerschiefer, diaphthoritisch). Ein weiterer Hinweis auf einen solchen ursprünglichen Zusammenhang mögen die kohlenstoffpigmentierten Granatquarzite darstellen, die einen auffälligen Gesteinstyp in den höhermetamorphen Gesteinen bilden. Allerdings ist hierbei die relative Mobilität des Kohlenstoffs zu berücksichtigen.

Die erwähnte Störung verläuft im Graben östlich von Kleinsaß (unterhalb des Hofes „Sallacher“); es handelt sich um eine Abschiebungsfäche, an der der westliche Flügel abgesenkt wurde. Dadurch ist östlich dieses Grabens am Drautalsüdrand die tiefere Einheit nicht mehr aufgeschlossen und nur mehr Gesteine der „Grenzzone“ sind sichtbar.

Die (tektonisch) liegenden Serien der schwächermetamorphen Gesteine wurden durch den Bau der Golddeckstraße (ab Zlan nach Westen entlang des Goldeckostabfalles) detaillierter aufgeschlossen. Es wurde die bereits im Aufnahmebericht 1978 vorgenommene Gliederung in diesem Bereich weitgehend bestätigt (Metaquarzitgruppe, Metavulkanitgruppe und Karbonatreiche Gruppe). Auch die Grenze zwischen Metavulkanitgruppe und karbonatreicher Gruppe konnte genauer erfaßt werden: die tuffogene Beeinflussung in den ehemals pelitischen Metasedimenten tritt dem tektonisch Liegenden zu deutlich zurück, um schließlich in reine Phyllite überzugehen. In diese Phyllite schalten sich dann zusehends häufiger Karbonatzüge – vorerst sehr geringmächtig, oft nur lagenweise in Zentimeterdicke – ein.

Die mächtigeren Karbonate allerdings (Kalk-, Dolomitmarmore, Kalkmarmore mit Dolomitschlieren, meist reinweiß bis gelblich, seltener braungrau) scheinen mit den Phylliten verschuppt zu sein; diese wiederum sind mit den Gesteinen der „Spilit-Glimmerschiefergruppe“ („Grenzzone“) intensiv verfaultet (Bereich östlich der Kote 1720 bis Tragail).

Der primär-sedimentäre Zusammenhang ist also von der Drauzugbasis an (Metaquarzitgruppe) bis in die tektonisch hangenden Anteile der karbonatreichen Gruppe zu verfolgen.

Über die stratigraphische Abfolge (es scheint sich um eine verkehrte Serie zu handeln, die stratigraphisch tiefste Gruppe wäre somit die Metaquarzitgruppe) wird in einer demnächst folgenden Publikation berichtet werden.

Die Kartierung umfaßte in N-S-Erstreckung das Gebiet zwischen dem Stapniksee und der Reißbeckhütte. Im Osten verläuft die Grenze: Hoher See – Großer Mühldorfer See, im Westen: Obere Mooshütte – Riedbock – Kammwand. Aufgenommen wurden die Gesteine des Basalkomplexes, der sich in Innere Schieferhülle und Zentralgneiskomplex untergliedert.

Besonderes Augenmerk galt der Auskartierung und Beprobung des Bändergneiszuges. Dieser zieht von der Bahnlinie beim Reißbeck-Hotel in Richtung N bis zum Riekentörl, biegt um das Radleck herum (aus morphologischen Gründen), und verläuft dann wieder Richtung N zum Gr. Reißbeck. Es handelt sich hierbei um helle und dunkle Gneise, die entweder im mm-cm-Bereich (Feingebänderte Gneise), oder im cm-m-Bereich (Grobgebänderte Gneise) wechsellagern. Seltener findet man Amphibolite zwischengeschaltet.

Im Nordteil des Kartiergebietes, zwischen Oberer Mooshütte und Gr. Reißbeck enthalten die dort auftretenden Gneise wesentlich mehr Amphibolitzwischenlagen (bis 50 %) und erhielten die Bezeichnung: „Gneis-Amphibolit-Wechselfolge“.

An der Liegendgrenze des Bändergneiszuges läßt sich fast durchgehend ein 1–2 m mächtiges Band verfolgen. Es zeigt ein relativ grobkörniges, quarz- und feldspatreiches Gestein, das von CLIFF et al. (1971) als Leukogranit bezeichnet wurde. Außer Biotit (meist chloritisiert) und lokal Muskovit tritt Granat als erkennbarer Nebengemengteil auf. Bei diesem „Leukogranit“-Band könnte es sich um einen größeren Scherzonenbereich (eventuell Deckenbahn?) zwischen Bändergneis und Biotit-Augengneis (Zentralgneiskomplex) handeln.

Die Verbindung Stapniksee – Riekentörl – Gr. Reißbeck umschließt einen Bereich, in dem neben feinkörnigem Granitgneis ausschließlich Amphibolite auftreten. Diese Amphibolite zählen zur Lithoeinheit der Inneren Schieferhülle. Sie können teils viel Biotit, teils höhere Gehalte an Feldspat führen. Junge Störungen in E-W-Richtung und NW-SE-Richtung bilden ein enges Netzwerk in diesem Teil des Kartiergebietes. An ihren Kreuzungspunkten entstanden bis zu 1 m mächtigen Klüfte, die Minerale wie Bergkristall, Adular, große Glimmerblättchen, Zeolithe und Scheelit führen.

Nach CLIFF et al. treten im Gebiet zwei Serien des Zentralgneiskomplexes auf: Biotit-Augengneise und Leukokrate Granitgneise. Die Unterscheidung dieser zwei Serien war rein makroskopisch kaum durchführbar, da beide Gesteinsserien Alkalifeldspat-Augen unterschiedlicher Größe enthalten. Beide führen Hellglimmer, teils fein verteilt in der Matrix, teils als hauchdünne Überzüge der Alkalifeldspat-Porphyroblasten. Einziger Unterschied ist ein relativ höherer Hellglimmer- und niedrigerer Biotitanteil im Leukokraten Granitgneis, wodurch dieser etwas heller erscheint. Genauere Angaben lassen sich erst nach den vorgesehenen mikroskopischen Untersuchungen machen.

Im tektonisch Liegenden der Bändergneise ließ sich am Nordufer des Kleinen Mühldorfer Sees ein aplitisch injizierter „Biotit-Augengneis“ auskartieren. Die Bändergneise sind dort nicht oder nur ganz schwach aplitisch injiziert. Diese, und das die Bändergneise unterlagern-

de „Leukogranit“-Band führt zu der Annahme, es könnte sich hierbei um eine Deckengrenze handeln.

Migmatite bilden den Gipfel des Riedbock und Teile des N-S-verlaufenden Kammes zwischen Gr. Reißbeck und Radleck. Es sind stärker durchbewegte Bändergneise mit hellen diskordanten Gängen. An der Grenze zum „Leukokraten Granitgneis“ sind sie teilweise mit diesem über mehrere Meter Mächtigkeit verzahnt.

Die generelle Streichrichtung verläuft NNW-SSE.

Blatt 183 Radenthein

Siehe Bericht zu Blatt 182 Spittal a. d. Drau von H. HEINZ.

Blatt 184 Ebene Reichenau

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 184 Ebene Reichenau und 185 Straßburg*)

Von FRIEDRICH HANS UČIK (auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Sommer 1983 begonnene quartärgeologische Kartierung des nördlichen Teiles der „Feldkirchner Bucht“ wurde 1984 fortgesetzt und im wesentlichen abgeschlossen, sodaß nur mehr einzelne Kontroll- und Ergänzungsbegehungen offenblieben. Die topographische Begrenzung dieses Gebietes läßt sich im W mit der Linie Lassen – Prekowa-Höhe, der Engen Gurk bzw. den Südatnach des Homberges im N der Linie Goggaussee – Roggbachgraben im E und dem S-Rand der beiden Kartenblätter angeben.

Ähnlich wie am Kitzel findet sich auch am Lantschnig erratisches Blockwerk bis wenige Meter unterhalb des Gipfels, auf den NE- bis SE-Abhängen des Lantschnigs deuten verschiedene Wälle und schmale Terrassenleisten Rückzugsstadien des Eises an. Auf der orographisch linken Seite des Roggbachgrabens finden sich Moränenmaterial und vor allem erratische Blöcke bis etwa 1050 m SH (Umgebung Rittolach, unterhalb Buggel in Bach, Trenk). Im Gebiet von Trenk wurden in relativ steilem Hanggelände durch einen neueren Forstweg in ca. 800 m SH hellbräunliche, teilweise deutlich geschichtete, z. T. schwächst kiesführende s-gsu-Ablagerungen aufgeschlossen – zweifellos Sedimente eines Eisrandsees. Mit diesen Stauseesedimenten hängt wahrscheinlich eine der terrassenähnlichen Verebnungen W Kleingradenegg zusammen, die dort zwischen 780 und 820 m SH vorhanden sind und vermutlich Eisrandterrassen darstellen.

Weiter gegen N, E oberhalb Rotapfel, konnte in den höheren Hangbereichen kein Glazialblockwerk gefunden werden.

Im Hügelland zwischen Prekowa, Enger Gurk, Tiel und der Hochrindstraße (L 65) im NW der Feldkirchner Bucht sind zahlreiche Wälle, Eisrand- und Talterrassen, Moore und ein Umfließungsgerinne vorhanden, die zusammen mit den Stau- und Sandersedimenten in der Talfurche Neuwirt – Draschen – Tielbach einen Rückzug des Eiszeitgletschers von seinem Höchststand

in mehreren Etappen deutlich erkennen lassen. Eine Pollenanalyse von Bohrproben aus den einzelnen, meist kleinen Mooren, die sich in Mulden und Rinnen in größerer Zahl entwickelt haben, könnte vielleicht zusätzliche Daten für eine detaillierte Beschreibung des Eisrückzuges bringen.

Während des Gletscherhöchststandes reichte das Eis in diesem Bereich bis an den erst jung eingetieften Graben der Engen Gurk heran, wobei sichere Moränenwälle aber selten sind; viele der langgestreckten, wallähnlichen Rücken besitzen einen Felskern und sind nur dünn von Grundmoräne überzogen.

Nach den bisherigen Beobachtungen erreichte das Eis im Gebiet von Severgraben den nördlichsten Punkt seiner Ausdehnung; N der Gurk Brücke Kote 834 findet sich auf der Hochfläche neben gerundeten Blöcken auch grundmoränenähnliches Feinmaterial. In einer noch etwas höher gelegenen Terrasse (ca. 870–880 m SH) erschließt eine ehemalige Kiesgrube horizontal gelagerte, deutlich geschichtete s-ki-Sedimente, in welchem aber Schiefermaterial der Gurktaler Alpen deutlich vorherrscht, somit eine Deutung als Sander eher unwahrscheinlich ist (vgl. EICHER, 1978).

Auch am Dragelsberg finden sich Blockwerk und Gerölle, z. T. vermischt mit Schiefersplittern, bis zum höchsten Punkte hinauf (971 m). Die Tatsache, daß es sich bei den höchst gelegenen Gletscherspuren oft nur um isolierte erratische Blöcke und Gerölle handelt, sicheres Grundmoränenmaterial aber erst etwas tiefer zu beobachten ist (Dragelsberg, Saßl N Steuerberg, Rittolach) legt den Gedanken nahe, daß es sich dabei nicht um Spuren des Würmglazials, sondern einer älteren, etwas ausgedehnteren Vergletscherung handelt, deren Feinmaterial bereits ausgewaschen wurde; ähnliche Überlegungen stellte EICHER (1978) an.

Auch im Bereich von Lassen – Oberboden (bei Himmelberg) findet sich Glazialblockwerk bis etwa 1050 m SH, hier allerdings gemeinsam mit feinkörnigem Moränenmaterial.

Die große Verebnung (etwa 9–10 ha) unmittelbar W der ehemaligen Ruine Himmelberg (in 890–895 m SH) wird als Eisrandaufschüttung aus verschwemmter Grundmoräne gedeutet, in vergleichbarer Höhe liegt auf der gegenüberliegenden Talseite bei Kösting ebenfalls eine Eisrandterrasse.

Die Geologie der Prekowa konnte erst durch die Bohrungen der Kärntner Elektrizitäts AG (1976) richtig erkannt werden. Vom Liegenden zum Hangenden ergab sich folgendes Profil: Grundmoräne; Sand-Kies-Komplex mit eingelagerten Schluffhorizonten (Grundwasserträger für die zahlreichen und ergiebigen Tielquellen [E. H. WEISS & H. LITSCHER, 1977]); Bänderschluße; Moräne mit Großblöcken.

In einer aufgelassenen Entnahmestelle ca. 300 m W des Scheitelpunktes der Prekowastraße sind in der Höhe der hangenden Moräne z. T. deutlich geschichtete s-ki-Sedimente aufgeschlossen, fallweise ist geneigte Lagerung und Einfallen in etwa südliche Richtung zu beobachten; als ki + st sieht man häufig ±brüchiges Schiefermaterial. Gegen S werden diese fluviatilen Ablagerungen von ? erschwemmtem ? Grundmoränenmaterial überlagert.

Die Bänderschluße entstammen einem Stausee im Bereich Prekowa – Gurktal hinter der stauenden Stirn des – im Gegensatz zum Gurkgletscher – nur wenig zurückgewichenen Draugletschers, der anschließend

Blatt 185 Straßburg

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Grundgebirge auf Blatt 185 Straßburg

Von GEORG KLEINSCHMIDT, HANS-MARTIN BRAUN,
CLAUDIA MEYER, UWE RING, PETRA SCHEURICH,
HANS-MICHAEL SEITZ und PETER STOCK
(auswärtige Mitarbeiter)

noch einmal kurz vorstieß und dabei den flachen Moränenwall der Prekowahöhe ablagerte – es erinnert dies an die Verhältnisse bei Draschen und Pölling (vgl. Aufnahmsbericht 1983), ohne daß man hier freilich direkt parallelisieren kann. Der Gurkgletscher hatte sich in dieser Zeit schon etliche km von seinem Maximalstand zurückgezogen, sodaß seine Schmelzwässer in diesem Talabschnitt bereits Alluvionen ablagerten, die – nach Einschneiden der Engen Gurk und Tieferlegung der Erosionsbasis – nur mehr in Resten am Talrand vorhanden sind.

Im Gebiet der Ortschaft Tiebel sind die Reste von zwei oder drei verschiedenen Niveaus alluvialer Aufschüttung erhalten, die vermutlich hinter der sich zurückziehenden Gletscherzunge bei Zwischenhalten angeschüttet und später durch die rückschreitende Erosion der Tiebel wieder größtenteils abgetragen wurden. Ähnlich finden sich in dem tief eingeschnittenen Talabschnitt S Draschen in unterschiedlicher Höhenlage Reste von Aufschüttungen, die sich z. T. mit dem Talboden von Draschen, z. T. mit Eisrandterrassen links der Tiebel in Verbindung bringen lassen.

Im Gurktal, das 1984 von der Prekowa bis Maitratten begangen wurde, sind die Spuren des Gurkgletschers wesentlich schwerer zu verfolgen als jene des Draugletschers in der Feldkirchner Bucht, da dem Gurkgletscher charakteristisches Fremdmaterial (wie z. B. zentralalpines Gneisblockwerk beim Draugletscher) weitgehend fehlt; nur selten läßt sich auffälliges Material wie permo-karbone Quarzkonglomerate oder -sandsteine als sicher erratisches Gestein ansprechen. Mit Ausnahme eines kleinen, unsicheren Wallrestes S oberhalb Gensau geben nur Eisrandterrassen Anhaltspunkte über Mächtigkeit und Ausdehnung des Eises und über den Gletscherrückzug. Die höchstgelegenen Aufschüttungen liegen bei Maitratten auf beiden Talseiten in ca. 1060 m SH, im Bereich Weißenbach – Prekowa in 1000 bis 1010 m Höhe. Den besten Einblick in den Aufbau dieser höheren Terrassen bietet eine s-ki-Grube in Gnesau-Sonnseite (etwa 450 m N der Gurkbrücke beim „Bad“, ca. 1040 bis 1050 m SH): Eine 15–20 m lange und gegen 10 m hohe Steilwand zeigt im dm-Rhythmus geschichtete, i. a. horizontal lagernde s-ki-Ablagerungen (nur selten ist eine talabwärtsgerichtete, mäßige Schrägschichtung zu erkennen), deren gröbere Anteile vorwiegend aus Schiefergesteinen bestehen. Weitere kleine und undeutliche Aufschlüsse von fluviatilen Material auf der linken Talflanke lassen annehmen, daß auch während des Hochglazials am N-Rand des Gurkgletschers ein flußartiges Gerinne vorhanden war, das weiter gegen E am N-Rand des Draugletschers oberhalb der heutigen Engen Gurk floß und vielleicht auch die weiter oben beschriebenen fluviatilen Sedimente N Severgraben aufgeschüttet hat.

Der Wimitzgraben, der vom Abfluß des Goggauses durchflossen wird, wurde bis zur Ruine Wullroß begangen. Mit Ausnahme eines gegenüber dem Orte Wimitz gelegenen Restes einer höheren Terrasse ist nur der rezente, meist stark vernähte bis versumpfte Talboden entwickelt. Größere Schmelzwassermengen haben durch diesen Graben nur während des Gletscherhöchststandes und der ersten Rückzugsphase ihren Weg genommen; die flache Talwasserscheide SE Niederwinklern zeigt, daß schon nach einem Zurückweichen von 400–500 m vom Gletscherhöchststand die Abflüsse ihren Weg gegen S über den Raum Rennweg genommen haben.

Die 1983 durch eine Arbeitsgruppe der TH Darmstadt begonnene Aufnahme wurde 1984 fortgesetzt und konnte für einen Streifen entlang des nördlichen Blatt-randes abgeschlossen werden. Die 1984 bearbeiteten Teilgebiete sind von W nach E bzw. N nach S (* = abgeschlossene Diplomkartierungen):

1. Wöbringbach – Preining – Teichl (SEITZ*),
2. Teichl – Klachl – Ingolsthal (RING*),
3. Ingolsthal – Moserwinkl – Spielberg (MEYER*),
5. Schnatten – Zienitzen (KLEINSCHMIDT),
7. Roggbach – (Hoch-) St. Paul – Gößeberg (STOCK),
8. Pflugernhöhe – Sörger Berg – Sonntagsberg (SCHEURICH).

Die vorjährige prostratigraphisch-tektonische Giedering (KLEINSCHMIDT et al., 1984) wurde erfolgreich weiterbenutzt. Sie wurde in erster Linie von v. GÖSEN (1982:47) übernommen und deckt sich damit vor allem in den Teilgebieten 1–5. Die Aufnahmen konnten sich außerdem auf die Übersichtskartierung von BECK-MANNAGETTA (1959) und im SW auf die Arbeit HAJEK (1963) stützen, deren Grenzziehungen teils bestätigt, teils ergänzt werden konnten.

1. Wöbringbach – Preining – Teichl

Im gesamten Gebiet konnte eine Untergliederung der Marmore (Murauer Kalke) und der Biotit-Chloritschiefer erreicht werden: phyllitische Marmore wurden um die Kapelle oberhalb Metnitz und um die Höhe 1313 abgetrennt, gelber Marmor westlich der Höhe 1169; bei den Biotit-Chloritschiefern wurden SE Metnitz Bereiche mit reichlich Magnetit, mit großen Muskoviten östlich entlang des Preiningbaches auskartiert.

Vor allem im Umkreis der Höhe 1313 wurden Schwärme von 20 bis 40 m langen Linsen verschiedener Marmor-, Phyllit- und Quarzittypen präzise erfaßt, darunter besonders auffallend dunkle Granatquarzite.

Im Wöbringbachtal konnten bis 50 m mächtige Bewegungszonen kartiert werden, die am Blattrand NE Ebner und W Vökl auf 300–400 m bzw. über 50 m Länge abgeschlossen sind. Die Bewegungszonen bestehen aus einer Mélange von Quarzit, feinkörnigem Kohlenstoff-, Karbonat- und Glimmer-Chlorit-Phyllit mit zahlreichen Quarzboudins, die bis zu 0,5 m mächtig und 2 m lang werden können. Aufgrund der intensiven Durchbewegung und der räumlichen Lage der Bewegungszonen (= 60/25 NW = parallel s_3) müssen sie als Überschiebungsbahnen beträchtlicher Schubweite aufgefaßt werden, deren östliche Fortsetzung in den Linsenschwärmen der Höhe 1313 zu vermuten ist.

Um im Raum Metnitz – Grades beiderseits des Metnitztales erzählende Biotit-Chloritschiefer exakt auskartieren zu können, wurden geomagnetische Messungen durchgeführt. Die bis zu 60 % Erzanteil führenden Schiefer konnten von Metnitz bis Zwatzhof mit gut 400 m Ausstrichbreite nachgewiesen werden. Es ließen sich räumlich relativ kleine magnetische Anomalien von 3000 bis 11.000 Gamma feststellen. Die Schuttbedek-

kung wird im Metnitztalboden von Metnitz bis 300 m W Schloß Grades, S Ma. Höfl und oberhalb des Sportplatzes von Grades jedoch so mächtig, daß die magnetischen Messungen offenbar beeinträchtigt wurden; eine befriedigende Interpretation der Meßergebnisse ist daher bis jetzt noch nicht gelungen. Erzmikroskopische Untersuchungen ergaben, daß die Magnetit- und Ilmenitvererzung der Biotit-Chloritschiefer sedimentogen und von einem prämetamorphen Abtragungsgebiet mit Basiten abzuleiten ist.

2. Teichl – Klachl – Ingolsthal

Die Kartierung konnte mit Detailergänzungen um den Höhenrücken 1056 und eingehenden strukturgeologischen Aufnahmen abgeschlossen werden.

Die Amphibolite der Übergangsserie (bzw. des „Altkristallins“?) westlich Scharlitzer ließen sich in einen zeitlichen und einen massigen Typ aufspalten und entsprechend kartieren.

Der Marmorzug Gatterkeusche – Höhe 1056 wurde in fünf Marmortypen untergliedert (etwa von unten nach oben: unreiner phyllitischer Marmor; gelbweißer Marmor; Dolomitmarmor; blaugrauer Marmor; blauschwarzer, graphitischer Marmor). Dabei kristallisierten sich insbesondere am Hang gegen das Ingolsthal (= Roßbachtal) drei bis vier unregelmäßige Wiederholungen der Abfolge heraus.

Im Aufnahmegebiet ließ sich beispielhaft die sechsfache Deformation durch variskische und alpidische Orogenese belegen (analog v. GOSEN, 1982). Von F_1 sind in den Schiefen, Phylliten und Grüngesteinen nur noch die s_1 -parallelen Quarzgänge überliefert (gesamtes Aufnahmegebiet). Die zweite Deformation (F_2) erzeugt isoklinale E–W-Falten im cm-Maßstab, deren Schenkel meist stark zerrissen sind (besonders klar zwischen Hieming und Deiml). F_3 stellt die Hauptgefügeprägung des Kristallins dar, es kommt zur Überschiebungstektonik, die eine starke Zerschneidung des Gesteinskomplexes im gesamten Gebiet zur Folge hat. Die zugehörigen B_3 -Falten sind meist isoklinal im dm- bis m-Bereich, ihre Schenkel boudiniert (eindrucksvoll belegt in Kohlenstoffphylliten bei Punkt 985 südlich Gruber). Eine zugehörige lagekonstante Streckung (str_3) liegt parallel zu den B_3 -Achsen, d. h. wie diese E–W. Mit der vierten Deformation (F_4) beginnen die Kaltdeformationen, während F_2 und F_3 mit grünschieferfaziellen Metamorphosen verbunden sind. F_4 ist häufig an Überschiebungszonen gebunden und erzeugt auffällige Falten kleiner Amplitude (Koffer-, Pilz- und Fließfalten; beispielhaft in einer Wechselfolge von Marmor und Biotit-Chloritschiefer südöstlich Deiml). Die zugehörige Streckungsfaser (str_4) liegt etwa parallel zu den B_4 -Achsen (NW–SE). Die fünfte Deformation (F_5) ruft z. B. im selben Bereich wie zuvor und im Bachanschnitt westlich Ingolsthal einen offenen Faltenbau mit Amplituden im 5- bis 10-m-Bereich hervor. Die Achsen streichen vermehrt N–S. F_6 ist der finale Deformationsprozeß, der einen flachwelligen Faltenbau zeigt und lagekonstante NE–SW-Achsen aufweist, nachweisbar im Raum südlich Deiml.

Auf dem Höhenzug 906–1056 südwestlich des Ingolsthal (= Roßbachtal) konnten drei Überschiebungsbahnen auf mehrere 100 m Länge verfolgt und kartiert werden. Sie sind der F_3 -Deformation zuzuordnen und mit einer metamorphen Mylonitisierung (nicht Kataklasten!) der betroffenen Gesteine verbunden.

Zu den relativ großen, das Gebiet vom Punkt 757 im Metnitztal bis in den Bereich der Thoner Höhe in

SSE–NNW-Richtung durchziehenden Verwerfung konnten zwei kleinere Parallelstörungen kartiert werden:

1. W Senger – Weirerhube,
2. Grades – Riedl – ca. 500 m W Marak.

Die größere Störung Punkt 757 – Thoner Höhe gabelt sich südlich Deiml in mindestens vier Äste auf, die östlichsten mit N–S-Verlauf. Alle Störungen versetzen ostabschiebend die Gesteine um einige Zehnermeter.

Für die Amphibolite der Übergangsserie auf dem Rücken nordwestlich Scharlitzer konnte durch geochemische Untersuchungen orthogenes Ausgangsmaterial (basische Tuffe und Diabase) ermittelt werden.

3. Ingolsthal – Moserwinkl – Spielberg

„Altkristallin“ nimmt den Südosten des Gebietes zwischen Lambauer und Wiesen ein: Granatglimmerschiefer mit Quarzit- und südlich Lambauer auch Marmor- und Amphibolitzügen. Hier ist die Folge mehrfach durch etwa N–S verlaufende Brüche gestört, Marmore und Amphibolite werden abgeschnitten. Mylonite, vor allem von kleineren Parallelverwerfern, z. T. mit tektonischen Geröllen belegen die bruchtektonische Beanspruchung der Südostecke zusätzlich. Nach NW wird das „Altkristallin“ wesentlich eintöniger, und abgesehen von zwei sehr kleinen Marmorlinsen sind nur noch Quarzitlagen und -linsen eingeschaltet, die eine Mächtigkeit von 20 m erreichen.

Im oberen Teil des „Altkristallins“ (SE Wiesen) und im unteren Teil der Übergangsserie lassen zunehmende Chloritisierung der Minerale und Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat die diaphthoritische Überprägung dieses Bereichs erkennen. Die Grenze des „Altkristallins“ gegen die Übergangsserie ist größtenteils von Hangschutt und eiszeitlichen Ablagerungen überdeckt. Südlich Wiesen sind die Glimmerschiefer des „Altkristallins“ gegen Amphibolite gestört, die amphibolitischen Einschaltungen in die Biotit-Chloritschiefer ähneln, aber etwas höher metamorph sind. Dieser Bereich wird daher vorläufig in die Übergangsserie gestellt.

Im Nordosten des Blattes südlich der Höhe 1188 und nordöstlich Oberwark bildet eine flache Überschiebung die Grenze zwischen Biotit-Chloritschiefern und dem Murauer Kalk. Weiter im Westen (Südhang des Koglerkogels, in Leimersberg) verläuft die Grenze im üblichen SE–NW-Streichen und liefert keine Hinweis auf einen gestörten Kontakt. Auffällig ist hier nur, daß bereits an der Basis der Murauer Kalke bis zu 50 m mächtige Kohlenstoffphyllitbänder eingeschaltet sind.

In den tiefen Taleinschnitten westlich und östlich des Spielbergs werden \pm N–S verlaufende Störungen angenommen, da die Seriengrenze und Gesteinszüge im Bereich der Täler stark gegeneinander versetzt sind. Wegen der mächtigen und großflächigen Bedeckung mit Hangschutt und eiszeitlichen Ablagerungen sind diese Verwerfer nicht genau zu lokalisieren.

4. Metnitz – Grades – Kuster – Feistritz

Die tiefsten Gesteine des Kartiergebietes gehören der Glimmerschiefergruppe („Altkristallin“) an. Die wenigen Aufschlüsse erstrecken sich entlang des Feistritzbaches im Osten des Aufnahmegebietes. Es handelt sich um muskovitreiche, stark verfaltete Schiefer, die Granate unterschiedlicher Größe führen. In die Glimmerschiefer sind stark karbonatische, zoisit- und chloritreiche sowie biotitführende Quarzite eingeschaltet.

Über den Gesteinen der Glimmerschiefergruppe folgen im Feistritztal wie nördlich der Metnitz in unterschiedlicher Mächtigkeit Phyllonite der Übergangsserie. Die Phyllonite zeichnen sich wie üblich durch eine straffe, engständige Schieferung aus, die ältere Schieferungen überprägt. Quarz ist generell in ein zeiliges Gefüge parallel zur Schieferung eingeregelt und bildet kleine Linsen und Fältchen mit abgeschernten Schenkeln. Partienweise kommen kleine Granate vor. In Gesteine der Decke eingeschaltet liegen diese Gesteine außerdem 500 m NE des Starnegger-Hofes, sowie etwas westlich davon im Bereich einer zusätzlichen Überschiebungszone an der Fahrstraße Grades – Habertzettl. Diese Bewegungsflächen liegen über der eigentlichen Deckenbahn, können durch lateral anschließende Schuttbedeckung jedoch nicht weiterverfolgt werden. Es könnte sich um eigenständige Bewegungsbahnen oder um eine von der Deckenbasis ausgehende Verschiebung handeln. Die Grenze zwischen Mittel- und Oberostalpin wird im Metnitztal von Talfüllung überdeckt, wurde im Kartiergebiet Ring jedoch in entsprechender Lage angetroffen.

In einem isolierten Vorkommen nördlich Untersteiner stehen Amphibolite in einem Wegaufschluß an. Zwei Varietäten können unterschieden werden: einerseits Amphibolite mit schwacher Regelung der Minerale nach der Schieferung und bis zu mehrere mm großen Hornblendeblasten, zum anderen geregelt Hornblendeschiefer. Aufgrund eines benachbarten Aufschlusses mit granatführenden Chloritschiefern wurden die Amphibolite den basalen Anteilen der Gurktaler Decke zugerechnet. Da jedoch eventuelle Überschiebungsbahnen durch Schutt überdeckt sein können, ist auch eine andere Einstufung denkbar. Im unteren Teil der Gurktaler Decke folgen vielfältige Schiefer mit wechselndem Chloritgehalt, der den Gesteinen fast durchwegs einen grünen Farbton verleiht. Die Entstehung des Chlorits folgt zumindest teilweise der retrograden Umwandlung (Granat-) Biotit-Chlorit, die in den höheren Partien am weitesten fortgeschritten bzw. abgeschlossen ist. Somit finden sich dort außer einem wechselndem Muskovitgehalt keine weiteren Glimmeranteile, während im unteren Abschnitt Biotitrelikte anzutreffen sind. Aufgrund dieser Beobachtung erfolgte eine Unterteilung der Biotit-Chloritschiefer in Biotit-Chloritschiefer i. e. S. (unten) und Muskovit-Chloritschiefer (oben). Die Biotit-Chloritschiefer konnten ausschließlich in den Bereichen um das Schloß Grades angetroffen werden. Neben Chlorit und Quarz sind Biotit, Epidot und (Klino-)zoisit prominent. In der Schlucht unterhalb des Schlosses wurden einzelne Bereiche mit starker Albitführung und Epidotflatschen angetroffen, die deutlich auf vulkanogenes Ausgangsmaterial hinweisen. In die Schiefer sind kleine Marmor- und Phyllonitlinsen eingeschaltet. Muskovit-Chlorit-Gesteine nehmen weite Bereiche des Kartiergebietes ein. Sie umlaufen das Kustermassiv von südlich Metnitz bis nach Feistritz mit einer Obergrenze bei etwa 1000 bis 1100 m Seehöhe. Das Kartenbild zeigt eine sehr unruhige Abfolge linsenförmiger Gesteinspakete, die oft nur über kurze Entfernungen aushalten oder kartenmäßig nicht mehr darstellbar waren. Einzelne Varietäten wurden zunächst nach wechselndem Quarz- und Karbonatgehalt unterschieden. Stark quarzführende Partien sind dabei deutlich massig und zeilig ausgebildet, während Karbonat sowohl in bräunlich verwitternden Einzelkristallen als auch in dünnen Lagen und Linsen vorkommt. Erwähnenswert ist der überall nachzuweisende Gehalt

an Magnetit und Ilmenit, der in einzelnen Schichtpaketen zu hohen Erzkonzentrationen kumuliert. Dort liegen Magnetit-Idioblasten bis zu mehreren mm Durchmesser vor. In erzreichen Zonen erfolgt eine deutliche Differenzierung des Gesteins in quarz- und feldspatreiche, helle Zonen einerseits, sowie chlorit- und erzreiche Zonen andererseits. Ferner erfolgt eine Anreicherung in den Scheiteln liegender Falten.

Die Mächtigkeiten der Chloritschiefer nehmen von Süd nach Nord zu. Im Süden des Kartierungsgebietes konnten keine Biotit-Chloritschiefer wie im Norden bei Grades gefunden werden.

Über den Chloritschiefern unterschiedlicher Ausprägung liegen bis in die Gipfelregion Karbonate, die alle Übergänge vom karbonatischen Phyllit zum reinen, massigen, blaugrauen Marmor aufweisen. Im Gegensatz zu der linsigen Struktur der Chloritschiefer lassen sich vor allem am W- und SW-Hang des Kusters einzelne Marmorzüge über weitere Strecken auskartieren, wengleich diese in sich ebenfalls intensiv gefaltet sind.

Der geologische Aufbau wird in weiten Bereichen von einer mächtigen Schuttbedeckung verhüllt. Hierbei handelt es sich sowohl um Hangschutt als auch um Relikte eiszeitlicher Moränen. Während diese um Feistritz in einigen Wegen direkt angeschnitten sind, lassen vielerorts bis in etwa 1200 m Seehöhe anzutreffende Einzelgerölle auf eine wesentlich weitere Verbreitung schließen. Auch der terrassenförmige Aufbau der NE- und E-Hänge des Kusters legt diesen Schluß nahe.

Das gesamte Kartierungsgebiet wurde von intensiver Faltung betroffen. Hierbei können präalpidische Falten-generationen (F_1 , F_2) von mehreren Faltungen nach der Deckenüberschiebung (ab F_3) getrennt werden. Die tektonische Beanspruchung endet mit einer intensiven Bruchtektonik, die besonders südlich Grades in einer Vielzahl kleiner Verwerfer aufgeschlossen ist und hier durch die Zerblockung zu einem unruhigen Kartenbild führt.

5. Schnatten – Zienitzen

Der gesamte Raum zwischen Schnatten (Schnatten) und Steiner/Priegertrate (Zienitzen) wird von Biotit-Chloritschiefern der „Liegenden Einheit“ der Murauer Teildecke/Phyllitgruppe eingenommen. Von der Masse der Biotit-Chloritschiefer ließen sich im einzelnen Biotit-Feldspatschiefer und Biotit-Chlorit-Feldspatschiefer, alle gelegentlich mit kräftiger Karbonatführung (im Bereich Priegertrate), unterscheiden; eine kartenmäßige Abtrennung dieser Untertypen ist jedoch wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich gewesen. Etwa 300 m östlich Priegertrate geht aus Häufungen von Kohlenstoffphyllit-Lesesteinen hervor, daß hier ähnlich wie nördlich der Metnitz über den Biotit-Chloritschiefern im östlichen Gipfelbereich der Priegertrate Kohlenstoffphyllite anstehen; durch wenige Lesesteine ist außerdem belegt, daß sich auch hier Marmor (Murauer Kalk) zwischen diese beiden Einheiten in geringer Mächtigkeit einschiebt. Im Paßbereich östlich Priegertrate schalten sich in die Folge der Biotit-Chloritschiefer helle, feldspat- und magnetitreiche Typen ein, zwischen Haberland und Rötschacher auch Amphibolitlinsen. Die regionale Schieferung (s_3) der Phyllitgruppe variiert zwischen 145/20 SW und 110/70 NE und liegt auf einem Großkreis, der zu einem $B = 110/20$ NW paßt (B_4 ? B_5 ?).

Gesteine der Glimmerschiefergruppe („Altkristallin“) scheinen im unteren Hang des östlichen Schnatten und nördlichen Zienitzen gegen die Metnitz zu dominieren, sind jedoch weitgehend von quartärer Bedeckung verhüllt. Bisher wurde dort nur ein sicherer Aufschlußbereich mit Amphiboliten der Glimmerschiefergruppe gefunden (Bacheinschnitte westlich Kuchler). Das Vorkommen könnte die westliche Fortsetzung eines Amphibolitzuges sein, der von BECK-MANNAGETTA (1959) gut 1 km östlich aufgenommen wurde. Das Gestein ist kaskadenartig um etwa 20°-streichende B_4 -Achsen offen verfalltet bzw. geknickt, zumindest in den Faltenscheiteln von s_4 betroffen und außerdem stark bruchtektonisch beansprucht. Die Plankogelserie, die unmittelbar östlich auf Blatt 186 St. Veit den Moschitzberg aufbaut, reicht jedenfalls in den Ortslagen Zienitzen und Machuli nicht auf das Blatt Straßburg. Im Bereich der Blattgrenze muß daher eine bedeutende Störung zu finden sein. Die regionale Lagerung der Glimmerschiefergruppe wird durch das flache s_3 (= 50/20 NW) bestimmt.

Phyllitische, diaphthoritische Glimmerschiefer (bzw. Phyllonite), die nach v. GOSEN (1982) die Übergangsreihe charakterisieren und die nördlich der Metnitz in stark wechselnder Mächtigkeit die Fuge zwischen „Altkristallin“ und Phyllitgruppe markieren, treten hier in tektonisch-stratigraphisch unsicherer Position auf: Der Zug von Walder über Gannacher in Richtung Höhe 1278 konnte durch einige typische Aufschlüsse ca. 500 m W Höhe 1278 bestätigt werden; der Verlauf der Fortsetzung des Zuges nach E oder SE und die Grenzziehung gegen die Biotit-Chloritschiefer ist jedoch zwischen Steiner und Saumarkt bis jetzt sehr unsicher (Aufschlußarmut; Übergänge?). Ein ähnlicher, im Gelände zunächst schwer anzusprechender Phyllonit zieht sich von gut 500 m E Steiner zur Höhe westlich Punkt 1254. Die Dünnschliffanalyse bestätigt die Gesteinsansprache: Mehrfach deformierte s_1 -parallele Quarzgänge, stark rotierte zonare Granate, Chloritoid in s_2 und/oder s_3 eingeregelt und nachfolgend deformiert und weitgehende Biotitchloritisierung belegen dieselbe komplexe metamorph-tektonische Geschichte wie in den Phylloniten nördlich der Metnitz. Aus verwandten Gesteinen könnte der ganze Rücken von Punkt 1254 bis zur östlichen Blattgrenze bestehen. Im Gelände hat man zunächst den Eindruck, daß Biotit-Chloritschiefer in diesem Gesamttraum mit diesen diaphthorischen Glimmerschiefern bzw. Phylloniten wechseln, eine Verschuppung ist nicht ausgeschlossen. Wenn die tektonisch-stratigraphische Position für diese Gesteine auch hier die Schubbahn zwischen „Altkristallin“ und Gurktaler Decke ist, dann müßte hier eine größere westabschiebende Störung etwa vom Grabner/Zienitzen über den Einschnitt W Punkt 1254 in den Machuliwald ziehen. Indiz dafür ist die starke Störungsbeanspruchung der Amphibolite W Kuchler.

Wärmzeitliche Moränensedimente reichen in Schnatten weiter bergauf, als 1983 angenommen: oberhalb Haberland/Haßhold tangieren sie die 1200 m- und oberhalb Grabner die 1100 m-Isohypse. Knapp unterhalb der 900 m Höhenlinie werden sie im Raum Grabner von fluviatilen/fluvioglazialen Schottern abgelöst. Die pleistozänen Sedimente sind wegen der mäßigen Aufschlußverhältnisse in diesem Bereich nicht immer gegen die verbreiteten Hangschuttbildungen abgrenzbar.

6. Straßburg – Perkova

Übersichtsbegehungen entlang des Fahrweges Straßburg – Perkova bestätigen im wesentlichen die Aufnahme BECK-MANNAGETTAS (1959). Die Hangendgrenze der Glimmerschiefergruppe ist bei Lärmatzen NW Straßburg nicht so gut faßbar wie weiter westlich auf dem Bergücken „Geier“. Die Glimmerschiefergruppe wird aus mehr oder weniger diaphthorischen Granatglimmerschiefern mit Amphiboliteinlagerungen (250 m N Lieding) aufgebaut.

Zwischen Lärmatzen und Oberwinkler dominieren die Phyllonite der Übergangsreihe, typisch bei Maier, mit Graphitquarzitlagen ca. 150 m N Lärmatzen. NW des Gruschitzer Kreuzes stören flach nordwestfallende Biotit-Feldspatschiefer mit Kohlenstoffphylliten im Liegenden das einheitliche Bild. Ob dies durch Bruch- oder Überschiebungstektonik bedingt ist, konnte noch nicht geklärt werden.

Gesteine der Phyllitgruppe sind westlich des Tales von Winklern, oberhalb Bachl bis Perkova vertreten: Murauer Marmore an der Paßhöhe und zwischen Bödendorf und Zedegger, im übrigen Biotit-Feldspatschiefer, beide Gesteine offenbar mit einander verschuppt. Die Natur der Grenze gegen die östlich anschließende, topographisch höher liegende Übergangsreihe ist offen.

7. Roggbach – (Hoch-)St. Paul – Gößberg

Die im Kartiergebiet anstehenden Gesteine der Glimmerschiefer- und der Phyllitgruppe bilden die mit ca. 20–30° nach SSE einfallende Flanke einer großräumigen Sattelstruktur, deren Achse flach nach WSW einfällt (Westende des abtauchenden Wimitzfensters). Der Sattelscheitel liegt ungefähr auf der Linie St. Paul – Lawesen – Göschl. Hier und in den Ortslagen Reggen und Zirkitz ist als stratigraphisch Tiefstes der recht eiförmige Granatglimmerschiefer der Glimmerschiefergruppe aufgeschlossen. Seine Granate sind meist 2–5 mm groß und erreichen in einzelnen Horizonten mehr als Zentimetergröße. Im Bereich der Obergrenze sind die Granatglimmerschiefer phyllonitisiert.

Über den Granatglimmerschiefern folgen, durch mehrere Meter mächtige Mylonite getrennt (SSE Lawesen), möglicherweise als Vertreter der Übergangsreihe dunkle Biotit-Hornblende-Schiefer mit mehreren mm großen, zerbrochenen und unregelmäßigen Hornblenden. Dieser für den Grenzbereich Glimmerschiefer-/Phyllitgruppe charakteristische Horizont ist maximal 20 m mächtig (Hotel Simonhöhe) und scheint an der Nordgrenze des Kartierungsgebietes ganz auszufallen.

Die Phyllitgruppe beginnt mit ca. 300 m quarzitischem Serizit-Biotitschiefern. Vereinzelt enthalten sie Magnetit und Granat, der bis 1 mm Korndurchmesser erreichen kann. Die Serizit-Biotitschiefer umfassen den Gipfel des Paulsberges sowie das Hocheck und den Galler Berg. Am Südfall des Galler Berges folgt über den Serizit-Biotitschiefern, durch einen Phyllonit abgetrennt, phyllitischer und fast reiner Serizit-Quarzit, darüber Kohlenstoffquarzit. Durch einen weiteren Phyllonit begrenzt, folgt darüber Biotit-Chloritschiefer, der bei Hafenberg als Basis der am Südrand des Blattes anstehenden karbonatischen Serizit-Chloritschiefer ansteht. Letztere sind als stratigraphisch Höheres an einer südabschiebenden W–E-Störung von Trenk über Gall – Reidenwirt um ca. 350 m gegenüber den Serizit-Biotitschiefern abgesenkt. Die karbonatischen Serizit-Chloritschiefer haben eine Mächtigkeit von ca. 350 m und fallen mit ca. 20° nach S ein. Sie sind teilweise quarzitisches, enthalten

sehr häufig Quarzknuern und kalkige Horizonte und erstrecken sich über St. Urban bis zum Gößeberg/ Veitsberg. Sie bilden dessen Sockel in Form einer kleinen flach nach WSW einfallenden Mulde und setzen sich weiter bis nach Liemberg fort. Darüber folgen auf der Kleingradenegger Höhe und am Gößeberg Chlorit-Kalkschiefer mit zunehmender Mächtigkeit (ca. 50–150 m) von NE nach SW im Bereich des Göße-/ Veitsberges. Diese Chlorit-Kalkschiefer zeigen häufig eine typische Kalzitbänderung mit intensiver Mehrfach-faltung.

Die Gipfelregion von Göße- und Veitsberg werden von einer Deckscholle aus vermutlich sauren bis intermediären Meta-Alkalivulkaniten gebildet. Ihre basale Schubahn wird durch Schuppen bzw. Schürflinge von weiß-blau gebändertem Dolomitmarmor (NE-/E-Hang des Gößeberges), von massigem Quarzit und Kohlenstoffphyllit (S-Hang des Gößeberges, W Veitsberg) markiert und ist in der Steilwand auf der Südseite des Veitsberges als über 10 m mächtiges Band aufgeschlossen, u. a. kenntlich durch den Reichtum an Gangquarzboudins und metergroßen Dolomitschürflingen. Die feldspatreichen Metavulkanite sind an der Basis der Deckscholle und in der tektonisch separaten, höheren Teilscholle des Veitsberges massiv und porphyrisch ausgebildet (\approx „Gneismylonite“ nach BECK-MANNAGETTA [1959] bzw. „Porphyrschiefer“ nach HAJEK [1963]), im übrigen wegen starker Durchschieferung und feineren Kornes zunächst als Feldspat-Chlorit-schiefer bezeichnet worden. Besonders hier sollen Bewegungs-bahnen und Begleitgesteine eingehender untersucht werden.

8. Pflugernhöhe – Sörger Berg – Sonntagsberg

Flach nach SE einfallende Gesteine der Phyllitgruppe (Muskovit-Biotit-Feldspatschiefer) am Gauerstall setzen sich nach W über die Höhe 1051 fort, unterlagert von granatführenden Glimmerschiefern (Übergangsserie? Glimmerschiefergruppe?), in die sich am E-Hang des Tatschniggrabens mehrere, bis zu 8 m mächtige Marmorlinsen einschalten. Die im Vorjahr beschriebene Scherzone, die am NE-Hang des Gauerstalls den sprunghaften Wechsel zwischen den Gesteinsgruppen markiert, konnte wegen starker Schuttbedeckung nicht weiter verfolgt werden. Dennoch ließ sich die Grenze mit Hilfe von Lesesteinen kartieren. Sie ist durch eine Reihe vermutlich NW–SE gerichteter Verwerfungen mehrfach versetzt, deren Fortsetzung jedoch in der gleichförmigen hangenden Serie nicht erfaßt werden kann.

Am W-Hang des Tatschniggrabens bis zum Gipfel der Pflugernhöhe stehen Biotit-Muskovit-Feldspatschiefer (Phyllitgruppe) an, in die sich zum Hangenden hin vermehrt helle Quarzite und Graphitquarzite einschalten. Der Tatschniggraben folgt somit dem Verlauf eines WNW–ESE gerichteten Störungsbündels, das die Gesteine der Phyllitgruppe am W-Hange gegen die granatführenden Glimmerschiefer des E-Hanges versetzt. Im Gebiet des Tatschnigteiches bilden diese Störungen mit einer Schar \pm E–W gerichteter Verwerfungen ein Mosaik wechselnd einfallender Bruchschollen: nach NW einfallende granatführende Glimmerschiefer stehen westlich des Tatschnigteiches bis etwa 890 m Seehöhe an, gegen die nach N im Verlauf des Tatschniggrabens und nach S in der Anhöhe nördlich Höhbauer die nach SE einfallende obere Serie abgeschoben wurde.

Der Gipfelbereich des Sörger Berges wird durch flach SE fallende Granatglimmerschiefer, quarzitisches Granatglimmerschiefer und lagenweise granatführende Quarzite gebildet. Granatglimmerschiefer mit makroskopisch erkennbarem Chloritoid stehen nördlich des Gipfels bis zum Einschnitt zwischen Sörger Berg und Schnee-bauerberg bei 1197 m Seehöhe an. Ein deutlich ausgeprägter morphologischer Einschnitt nördlich der Pflugernhöhe zwischen Glantschnig im W und Schenkenberg/Hofstätter im E markiert den Verlauf einer WSW–ENE gerichteten Störung, an der die Gesteine der Glimmerschiefergruppe des Sörger Berges gegen die Muskovit-Biotit-Feldspatschiefer der Pflugernhöhe grenzen.

Nördlich des Sörger Berges im Bereich Schwager – Urbonig – Fuchsbauer schalten sich in die Granatglimmerschiefer Marmore, Kalksilikatmarmore, Hornblendegarbenschiefer, Graphitquarzite und Amphibolite in geringmächtigen Linsen ein. Überlagert wird diese Abfolge in östlicher Richtung durch die Phyllitgruppe mit überwiegend quarzitisches Muskovit-Biotitschiefern und Biotitquarziten. Wegen der starken Hangschuttbedeckung im Gebiet Schaumboden ist der Wechsel zu diesen Gesteinen nicht direkt aufgeschlossen. Eine Bewegungs-bahn zwischen den Gesteinseinheiten, vergleichbar mit den Verhältnissen am Gauerstall, konnte nicht nachgewiesen werden.

Die im Mühlbachtal – Schaumboden NW–SE gerichtete Störung setzt ihren weiteren Verlauf bei Fuchsbauer in 1093 m Seehöhe und im nördlich anschließenden morphologischen Einschnitt westlich Predl in NNW-Richtung bis Hubenbauer in der Inneren Wimitz fort. Granatglimmerschiefer, Muskovit-Biotitschiefer und Marmore der Glimmerschiefergruppe bei Ruchmann – Pierre – Fuchsbauer befinden sich durch die NE-ab-schiebende Störung in gleicher Höhenlage mit den schwächer metamorphen Feldspatschiefern, Quarziten und Marmoren der Abfolge an der Straße Raspalter – Fuchsbauer und den flach überlagernden Feldspatschiefern mit eingeschalteten hämatitführenden Quarziten des Sonntagsberges.

Siehe auch Bericht zu Blatt 184 Ebene Reichenau von F. H. UČIK.

Blatt 186 St. Veit an der Glan

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von THOMAS APPOLD (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Gebiet Zeltschach – Kräuping – Dobritsch wurden die Arbeiten des Vorjahres fortgesetzt. Im Westen konnte der kartierte Bereich bis in das Tal des Zeltschacher Baches erweitert werden. Neu aufgenommen wurde hier das Gebiet zwischen dem Pungarter Graben im Süden und dem Ort Zeltschach im Norden.

Nördlich von Zeltschach wurde der Zeltschacher Berg und das Gebiet um Sattelbogen begangen. Hierzu gehört auch der Westhang des Ratteingrabens und ein Teil der Bergflanke oberhalb von Zeltschach.

Die Arbeit wurde durch starke Bedeckung der Gesteine erschwert. Im Westen ist vor allem die Überdeckung durch Glazialsedimente zu erwähnen, die stellenweise

(SW von Pabenberg) mehrere Zehnermeter beträgt. Das Gebirge tritt hier lediglich in Kuppen oder an Erosionsrändern zu Tage. Im Bereich des Zeltschacher Berges wurden vor allem Fließberden mit Vernässungen und Blockströme angetroffen, die vermutlich periglazialen Ursprungs sind. Mehrere, z. T. verlehnte Verebnungsflächen, am Osthang bei etwa 1200 m, am Westhang bei 1300 m könnten Tertiär-Alter haben.

Im Bereich zwischen Zeltschach und Pungartner Graben dominieren helle, seltener dunkle, oft gebänderte Marmore sowie dunkle Karbonatschiefer, die zwischen dem Hubmannkogel und Reidenwirt eine große, E-W verlaufende Synklinale bilden. Nördlich davon deutet sich eine Antiklinalstruktur an, die gegen Zeltschach ausläuft.

Im Hangenden der Marmore treten dunkle Groß-Granat-Glimmerschiefer vom „Typ Plankogel“ auf. Mit ihnen verbunden sind dunkle, stark glimmerige Quarzite, die stellenweise außerordentlich feldspatreich sein können. Amphibolite sind nur in kleineren Linsen anzutreffen. Nach oben hin gehen die Plankogel-Glimmerschiefer in dunkle Mu-Chl-Schiefer mit kleinen Gra über.

Besonders am Nordhang des Pungartner Grabens ist die Verteilung der einzelnen Glimmerschiefertypen und Marmore kompliziert. Hier konnte eine starke Spezialfaltung und Verschuppung der Gesteine festgestellt werden.

Oberhalb der dunklen Glimmerschiefer trifft man bevorzugt helle Mu-Glimmerschiefer mit kleinem Gra an. Zahlreich eingelagerte Linsen von hellem Quarzit, Am-führenden Quarzitschiefern und Amphiboliten, die z. T. Feldspat oder Karbonat führen, charakterisieren diese Abfolge („Bunte Serie“). Im Hangenden folgen die bekannten Amphibolite von Kräuping.

Im Bereich von Sattelbogen und des Zeltschacher Berges wurden vor allem phyllitische Glimmerschiefer angetroffen. Sie zeichnen sich durch stark serizitische Lagen und hohen Chloritgehalt aus. Der hohe Quarzanteil steigert sich stellenweise zu Quarzitlagen und -linsen, wobei auch dunkel gefärbte Graphit-Quarzite auftreten. Häufiger finden sich stark chlorithaltige, Feldspat und Karbonat führende Lagen, die als Chloritschiefer ausgeschieden wurden. Hingegen sind Am-führende Gesteine oder Amphibolite selten. Vor allem im unteren Teil (im Übergang zu den „echten“ Glimmerschiefern) zeigten die phyllitischen Glimmerschiefer häufig eine dunkle Färbung.

Ausbildung und Mineralbestand der phyllitischen Glimmerschiefer sind typisch für die bei v. GOSEN (1982) beschriebene Übergangsserie, die im Südteil des Anschlußblattes (160 Neumarkt/Stmk) einen breiten Raum einnimmt.

Eingelagerte Linsen von grobkörnigen Glimmerschiefern mit großen Gra-Idioblasten (bis 10 mm) und deutlicher Feldspatführung, besonders im Bereich der Höhen 1337 und 1442, kündigen den Übergang zu den Glimmerschiefern an. Möglicherweise handelt es sich um eingeschuppte Reste von tiefer liegenden Einheiten; ein tektonischer Kontakt ist hier nicht auszuschließen.

Die Gra-führenden Glimmerschiefer zeigen i. a. keine Besonderheiten. Lediglich im unteren Teil treten stark durchbewegte, dunkle Typen mit großen Gra-Körnern auf, die nördlich des „Unterschwillers“ und östlich des „Bauchkogels“ Anklänge an die Plankogel-Glimmerschiefer erkennen lassen.

Die wenigen, an der Westseite des oberen Ratteingrabens gefundenen Amphibolitlinsen lassen keinen

zwingenden Schluß auf die Fortsetzung der Kräupinger Amphibolitserie zu. Allerdings ist eine Ausdünnung der Amphibolite in diesem Bereich nicht auszuschließen. Weitere Information wird die Kartierung am Südwesthang des Zeltschacher Berges und am Osthang des Ratteingrabens bringen.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von OLAF BAUER (auswärtiger Mitarbeiter)

Das Arbeitsgebiet liegt westlich des Krappfeldes, ca. 20 km nördlich Klagenfurt und umfaßt das Gebiet um St. Veit im weiteren Sinne. Es befindet sich in der Südwestecke des Kartenblattes 186.

Das Kartiergebiet wird zum einen durch die Niederterrasse des Glanflusses geprägt, der südöstlich St. Veit von einer Fließrichtung von Südwest nach Nordost nach Süden umschwenkt und den Muraunberg umfließt, zum anderen besitzt das Gelände um St. Veit Mittelgebirgscharakter. Die höchsten Erhebungen liegen westlich Zwein und reichen bis 1040 m ü. NN, so daß vom Glantal (470 m ü. NN) bis Zwein ein Höhenunterschied von max. 570 m zu überwinden war.

Bisher konnte ich die Gesteinsabfolge in 5 Großgruppen einteilen. An der Basis der Abfolge in meinem Kartiergebiet stehen schwächer metamorphe Gesteine der Phyllitgruppe. Bis auf einige Ausnahmen, bei denen vereinzelt überwiegend Biotitminerale makroskopisch erkennbar waren, zeigen die Gesteine den für diese Gruppe charakteristischen serizitischen Glanz. Die massigen Marmore konnten wegen ihrer Stellung zum Nachbargestein in diese Gruppe eingeordnet werden, während die phyllitischen Marmore ihrem Mineralgehalt zufolge die Einordnung zu der Phyllitgruppe eindeutig machten.

Darüber folgen im metamorphen Stockwerk die Gesteine der Magdalensbergserie, die überwiegend aus z. T. schwachphyllitischen Tonschiefern und grünen bzw. violetten Tuffen und Tuffiten bestehen.

Auf die variszisch gefaltete anchi- bis epimetamorphe Magdalensbergserie (Ordovizium bis Oberdevon) folgen transgressiv Gesteine der Permotrias beginnend mit Sedimenten des Unterrotliegend, die in meinem Kartiergebiet nicht aufgeschlossen waren. Aufgeschlossen ist jedoch der auf die Rotliegendesedimente terrestrisch abgelagerte Permoskyth-Sandstein, der zum Hangenden durch die marin abgelagerten Werfener Schichten abgelöst wird.

Die klastische Sedimentation wird durch die karbonatischen Ablagerungen des Anis unterbrochen, an dessen Basis intensiv gelb gefärbte Rauhewacken abgelagert wurden.

Jüngere Sedimente der Trias und Ablagerungen der Kreide sowie des Teritär fehlen. Die jüngsten Sedimente bilden Würm-zeitliche Gletscherablagerungen, Moränenwälle, Stausee- und Terrassesedimente sowie junge Flußablagerungen.

Holozäne Lehme

Weite Flächen des Kartiergebietes sind bedeckt mit braunen Lehmen, die die Kartierarbeit erschwerten. Im Durchschnitt ist die Lehmdecke 0,5 bis 1,5 m mächtig, kann an einigen Stellen aber 3 bis 5 m Mächtigkeit erreichen.

Die Lehme dürften besonders im Gebiet um Zwein ihren Ursprung in der tertiären Roterde-Verwitterung haben.

Würm-zeitliche Ablagerungen

Weite Teile des Arbeitsgebietes sind bedeckt von Moränen, Schottern und Sanden der Würm-eiszeitlichen Vereisung durch den Drau-Gletscher, der während des Würm-Hochstandes bis Kraig reichte und eine Aufstauung der Wimitz und der Bäche am Kraiger Berg bewirkte. Eine Gletscherumfließungsrinne bestand vom Mühlbach bis Kraig, die mit einer tiefen Erosionsrinne das Gebiet um die Kraiger Schlösser prägte.

Beim Rückzug des Eises bildeten sich durch die Verlagerung der Flußbetten von Mühlbach und Wimitz verschiedene Flußterrassen, die ich größtenteils, ebenso wie viele Moränenwälle, auskartieren konnte. Im Gebiet des heutigen St. Veit bildete sich gleichzeitig mit dem Gletscherrückzug ein Stausee, dessen Tone bei der aufgelassenen Ziegelei, 300 m westlich Goggerwenig, anstehen.

Ein Einblick in den Aufbau der Schmelzwassersande konnte ich den zahlreichen, z. T. größeren Schottergruben in der Umgebung von St. Veit gewinnen.

Permotrias

Brekziöser Dolomit (Anis?)

Drei kleine Aufschlüsse des mittel- bis dunkelgrauen Gesteins befinden sich am Südausläufer des Dobernbergs, nördlich des Gehöftes Pirker.

Massiger Dolomit (Anis?)

Aufschlüsse des dunklen Dolomites, der beim Aufschlagen einen fauligen Geruch verbreitet, befinden sich beiderseits einer alten Erosionsrinne, die von Scheifling nach St. Peter führt. Das massige Gestein bildet markante Felsklippen.

Rauhwacke

Die Rauhwacke ist ein sehr poröses Gestein und konnte wegen ihrer intensiven ockergelben Farbe an zwei Stellen des Dobernberges z. T. nach Lesesteinen auskartiert werden. Ein weiteres sehr kleines Vorkommen war in einem tiefeingeschnittenen Hohlweg von Taggenbrunn zum Hof südlich des Dobernbergs abgeschlossen. Entlang dieses Weges konnte ich über eine Strecke von ca. 150 m hangaufwärts eine Abfolge von Permoskyth-Sandstein, Werfener Schichten, Rauhwacke und erneut Permoskyth-Sandstein auskartieren.

Werfener Schichten

Die Gesteine der Werfener Schichten ähneln zum einen dem Permoskyth-Sandstein, sind jedoch feinklastischer, wenn auch z. T. ebenfalls konglomeratisch, zum anderen handelt es sich um psammopelitische marine Sedimente mit erkennbaren Wellenrippeln.

Kartiert wurden diese Schichten entlang eines neu aufgeschobenen Forstweges am Osthang des Dobernberges.

Permoskyth-Sandstein

Der häufig grobkonglomeratische Permoskyth-Sandstein nimmt große Teile des Dobernberges ein und liegt meist unter geringer Lehmbedeckung. Ein kleiner Aufschluß befindet sich bei St. Peter und in dem o. g. Hohlweg.

Gesteine der Magdalensbergserie

Nördlich des Dobernberges trennt eine Störung die Gesteine der Permotrias von denen der Magdalensbergserie, die den Paßberg und Rakaunberg im Norden

sowie den Muraunberg und Taggenbrunn im Süden aufbauen. Wegen der starken Überdeckung mit glazigem Material wählte ich für diese Gesteine überwiegend die Bezeichnung „unter geringer Lehmbedeckung“. Die starke Verbreitung der Lesesteine am Paß- und Rakaunberg ermöglichte eine detaillierte Aufnahme der Gesteinstypen. So konnte ich im Kartenblatt das Auftreten folgender Gesteine verzeichnen:

- Tonschiefer, phyllitische Tonschiefer
- grüne Tuffe und Tuffite
- violette Tuffe und Tuffite
- grüne + violette Tuffe und Tuffite
- grünes pyroklastisches Gestein in Grobsandfraktion
- violetter Diabasmandelstein

Die Kammregion des Rakauberges wird überwiegend von einem grünen pyroklastischen Gestein aufgebaut, der Paßberg hingegen überwiegend von Tonschiefern und im Osten von grünen Tuffiten. Violette und grüne Tuffite wechseln sich an den Hängen des Rakaunberges ab.

Zu erwähnen ist ein Aufschluß mit violetter Diabasmandelstein zwischen Dobern- und Paßberg, der von grünem Tuffit überdeckt wird und dessen Hohlräume mit Calcit ausgefüllt sind.

Der Muraunberg wird ausschließlich aus grünen Tuffiten und dunklen Tonschiefern aufgebaut. Das Schichtstreichen der Gesteine von Nordwest nach Südost wird durch den Wechsel von Tonschiefer und Tuffit ebenfalls im Kartenblatt sichtbar.

Die härteren, häufig karbonatischen, tuffitischen Gesteine bilden Rippen im Gelände. Hingegen sind die zwischen ihnen liegenden Tonschiefer meist verwittert und ausgeräumt, sodaß im Falle des Muraunberges auch die Morphologie zur Kartierung herangezogen werden konnte.

Auffällig an den Tuffiten sowohl des Muraunberges als auch von Taggenbrunn sind häufig eingelagerte hellgrün bis gelb gefärbte Relikte von vulkanischen Auswürflingen in dem mittel- bis dunkelgrünen Gestein.

Am Nordwesthang des Muraunberges fand ich einen kleinen Kalkaufschluß, dessen Proben ich noch auf Mikrofossilien untersuchen werde.

Gesteine der Phyllitserie

Diese Gesteine bauen das Gebiet nordwestlich St. Veit auf, sind jedoch in meinem Kartiergebiet größtenteils mit Gletschersedimenten bedeckt, was dazu führt, daß einzelne Gebietsabschnitte des Kristallins als völlig isolierte Körper aus den jungen Sedimenten herausragen und tektonische Zusammenhänge verschleiert werden.

Am häufigsten treten 4 Gesteinstypen auf.

Quarzitische Biotit-Phyllit bis Biotit-Quarzit
Dieses Gesteinsvorkommen reicht von Obermühlbach bis auf eine Höhe von ca. 880 m oberhalb der Kraiger Schlösser. Im Osten ist dieser Gesteinstyp bis nahe Puppitsch verbreitet.

Das Gestein ist stark quarzitisches und bildet viele Klippen. Oftmals erkennt man gerade noch mit bloßem Auge Biotit-Schüppchen.

Massiger Kalkmarmor

Wenige Meter mächtige Kalkmarmorbänder ziehen sich den Hang nördlich Grassen nahezu horizontal bis zu den Kraiger Schlössern. Ein weiteres Vorkommen befindet sich am Fuße des Kulm.

Phyllitischer Kalkmarmor

Phyllitischer Kalkmarmor mit häufig Zehnermeter mächtigen Phyllitlagen ist im tief eingeschnittenen Tal des Mühlbaches unterhalb Obermühlbach und oberhalb des nordwestlichen Stadtrandes von St. Veit aufgeschlossen.

Phyllitischer Quarzit und Quarzphyllit

Das stark quarzitisches Gestein ist nördlich des Gehöftes Pöllinger am Ausläufer des Gauerstall aufgeschlossen und bildet ebenfalls mehrere bis 20 m hohe steil abfallende Klippen.

Das Gestein ist silbriggrau, massig, schlecht geschiefert aber gut geklüftet und zeigt im Quarzbruch eine feine Wechsellagerung von quarzeicheren und -ärmeren Lagen.

Geringere Ausdehnung besitzen 2 weitere Gesteinstypen, die nördlich Frauenstein zwischen 840 und 960 m Höhe anstehen: heller Muskovit-Quarz-Schiefer, der hell-silbrig ausgebildet ist und ein grausilbriger Muskovit-Phyllit.

Die in der Legende zur geologischen Karte weiterhin aufgeführten Gesteinstypen nehmen nur sehr kleine Gebiete ein und besitzen daher geringere Bedeutung. Zu erwähnen seien hier noch die massigen z. T. gelben Dolomitmarmore des Galgenkogel, die nach Mikrofossilien untersucht werden müssen.

Tektonik

Im Gelände wurden zahlreiche Messungen durchgeführt, die jedoch noch einer statistischen Auswertung bedürfen, um Aussagen über die Tektonik des Kartiergebietes machen zu können.

Aus dem Kartenblatt geht die Lage verschiedener Störungen hervor: ein Zweig der Zollfeldstörung führt von Nordosten nach Südwesten durch St. Veit und trennt die Gesteine der Phyllitserie von denen der Magdalensbergserie. Quer dazu verlaufende Störungen trennen die Gesteine der Permotrias von denen der Magdalensbergserie, zum einen zwischen Dobern- und Paßberg, zum anderen zwischen Taggenbrunn und dem Gehöft Pirker. Eine weitere Störung muß zwischen Paßberg und Plieschen, das aus Nor-Dolomit aufgebaut ist (Diplomarbeit HALAMIC, 1982), angenommen werden.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Gebiet westlich Hüttenberg auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von STEFAN BERG (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1984 wurde das Gebiet westlich des Steirbaches und der Görtschitz nördlich und südlich von Hüttenberg kartiert.

Es sind Gesteine der Plankogelserie, deren Marmore, Glimmerschiefer, phyllitische Glimmerschiefer, Quarzite, Gesteine der Amphibolgruppe, Grünschiefer sowie miozäne Waitschacher Schotter aufgeschlossen.

Mächtige Rutschungen, Schuttablagerungen und Bodenverlehungen beeinträchtigen die Aufschlußverhältnisse. Im Zentrum des Areals, westlich von Hüttenberg bis zum Ratteingraben, findet man phyllitischen-graphitischen Gra-Stau-Glimmerschiefer. In direkter Nachbarschaft dieser typischen Plankogelschiefer sind geringmächtige Amphibolite eingelagert. Mu- und Bi-Gra-Qz-Schiefer mit teils stark feldspatführenden Varietäten vervollständigen den erkennbaren Serienabschnitt.

Die Waitschacher Marmore, stark gefaltet, weiß, grau-blau, gebändert, gelblich dolomitisch mit wechselndem Glimmer- und Erzgehalt sind der liegenden Plankogelserie zugeordnet.

Größeren Raum beanspruchen die Gesteine der Amphibolitgruppe um den Schwarzlkogel. Feinplattige Schiefer mit deutlichem Amphibol-Nadelfilz, massige Vertreter mit lebhafter Wechsellagerung von Feldspat und Amphibol und dunkle Amphibolite kommen nur in wenigen Blöcken und Lesesteinen vor, was keine tektonische Gliederung erlaubte. Ein weiteres Vorkommen, östlich, ist im Mineralbestand um Karboant und Pyrit angereichert.

Glimmerschiefer mit wechselndem Mu-, Bi-, Chl-Gehalt, mehr oder weniger Gra und stets hohem Quarz-Anteil, ziehen bis an die nördliche Grenze (Hof Grobser). Quarzite mit sehr unterschiedlich ausgeprägter Linsengröße, überwiegend ockerfarben und mit leichtem Mu-Glimmerbesatz treten nördlich Waitschach häufig auf.

Südlich Waitschach wechseln phyllitische Glimmerschiefer mit z. T. sehr hohem Qu-Gehalt in die Grünschiefer.

Diese gliedern sich in Kristalltuffe, amphibol- und karbonatführende, fein bis grobkörnige, phyllitische Chl-Schiefer. Sehr unterschiedlich deformiert, bilden sie den Bereich schwächster metamorpher Beanspruchung.

Miozäne Waitschacher Schotter bedecken mit ihrem vielfältigen Inhalt hochmetamorpher Glimmerschiefer, Amphiboliten und Pegmatiten den Kamm ab Waitschach bis zur Südgrenze (Leitner-Preisenhof).

Einige gut sichtbare Mylonite deuten eine frühalpide Bewegung an, sind jedoch in Bezug auf Richtung und Strecke nicht auswertbar.

Über einen Block eozänen Numulitenkalkes SE Leitner herrscht noch Unklarheit; ist er dem Waitschacher Schotter zuzuordnen oder ist er ein winziger Zeuge des Schuppenbaus?

Vom regen Erzabbau sind noch Stollenmundlöcher, Halden und Pinggen zu entdecken, von der Verwertung der Erze vor Ort sprechen die Schlacken ehemaliger Windöfen.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von HANS-UWE HEEDE (auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartiergebiet liegt NW von Friesach im der NW-Ecke des Blattes 186 St. Veit an der Glan. Die West- bzw. Nordgrenze sind durch den Rand des Kartenblattes gegeben, das Metnitztal stellt die Südgrenze dar, und das Olsa-Tal bildet die östliche Begrenzung. Die Aufnahmearbeiten sind noch nicht abgeschlossen und werden in diesem Jahr fortgesetzt.

Die Serie der Glimmerschiefer des „Kristallins“

Das Liegende der Baueinheiten wird von mehr oder weniger quarzitischen Zweiglimmerschiefern ausgebildet. Dieses Gestein baut auch den südlichsten Aufschluß des Kartiergebietes auf, eine Klippe, die südlich von Oberdorf bis an den Talboden der Metnitz herreicht.

Der Gehalt an Granat in den Glimmerschiefern nimmt zwar tendenziell zum Hangenden hin zu, kann aber

ebenso wie der Gehalt an Quarz und Feldspat lagenweise im cm- bis dm-Bereich schwanken.

Recht häufig finden sich in den Glimmerschiefern Marmor- und karbonatische Schieferkörper. Die Mächtigkeit sowie die seitliche Ausdehnung dieser in der Regel linsig ausbeißenden Karbonate schwankt beträchtlich, mittlere Korngrößen dominieren.

Besonders häufig und mit verstärkter Mächtigkeit treten diese Marmor- und Karbonatschieferlinsen in einer mittleren Position des Glimmerschieferkomplexes auf (so z. B. südlich des Gunzenberges und südöstlich des Anwesens Weber).

Die Übergänge der karbonatischen Gesteine zu den Glimmerschiefern sind durch abnehmenden Karbonatgehalt sehr häufig fließend.

Ob und welche Gemeinsamkeiten die Glimmerschiefer des Gebietes mit denjenigen der „Plankogelserie“ besitzen, kann momentan noch nicht vollständig beantwortet werden. Auffällig ist allerdings, daß westlich des Schratzbachtales für die Plankogelserie typische Gesteine wie der Spessartin-Quarzit und der dunkle Staurolith-Granat-Glimmerschiefer nicht auftreten.

NE von St. Salvator sind am Osthang des Schratzbachtales Pegmatite aufgeschlossen. Es handelt sich bei ihnen allerdings um nur wenige cm bis dm mächtige Schnüre, die bei dem Maßstab der Karte nicht berücksichtigt werden konnten.

Im Hangenden gehen die Glimmerschiefer des „Kristallins“ in phyllitische (\pm Granat-) Glimmerschiefer über, wobei eine genaue Grenzziehung nicht nur auf Grund der stellenweise mangelhaften Aufschlußverhältnisse schwer fällt. Meines Erachtens erlaubt der Geländebefund allein nicht, von einem scharfen lithologischen Schnitt zu sprechen. Der Übergang vom „Kristallin“ zur Übergangsserie wirkt dementsprechend auf meiner Karte drastischer, als es in der Natur der Fall ist.

Die phyllitischen Glimmerschiefer der „Übergangsserie“

Im wesentlichen besteht die „Übergangsserie“ aus quarzitisch-phyllitischen Glimmerschiefern. Ähnlich wie bei der Granatführung des „Kristallins“ ist auch bei den Gesteinen dieser Serie zu beobachten, daß der Granat sowohl von seiner Größe, als auch von seiner Verbreitung her lagenweise stark variieren kann. Insgesamt treten sie im Komplex der „Übergangsserie“ allerdings verstärkt auf. Meistens sind sie nur wenige mm groß, können aber vereinzelt auch als cm-große Idioblasten auftreten.

Besonders auffallend innerhalb der Serie sind Quarzite. Sie sind häufig grau-weißlich und enthalten in einem Aufschluß S des Gehöftes Kaiser cm-große, brombeerartige Granate. Diese Quarzite sind teilweise mehrere m mächtig, und sie lassen sich auf Grund ihrer morphologischen Wirksamkeit gut kartieren. Eine Ausnahme in dieser Hinsicht bilden jedoch die Quarzitrippen, die auf der Königskogelschulter in einer Höhe von ca. 1150–1200 m ü. NN ausbeißern und sich nicht nach W in das Timrian-Tal verfolgen lassen. Ein Vergleich zwischen diesen Quarziten und den Spessartin-Quarziten des „Kristallins“ wird noch angestellt.

Vereinzelt treten auch innerhalb der phyllitischen Glimmerschiefergruppe karbonathaltige Schiefer und Marmore auf. Meistens handelt es sich um bläulich-graue, seltener um weißliche reine mittelkörnige Marmore.

Sowohl N des Gehöftes Kaiser, als auch auf der Ostseite des Timriantales lassen sich in den obersten Bereichen der „Übergangsserie“ chloritisierte phyllitische (\pm Granat-) Glimmerschiefer nachweisen. Eine diaphthoritische Umwandlung der Granate ist makroskopisch deutlich zu erkennen.

Die Anteile der Gurktaler Decke

Im Hangenden der phyllitischen Glimmerschiefer ist eine sehr wechselvolle Gesteinsserie ausgebildet. N bzw. NW des Anwesens Alblinger besteht diese Serie hauptsächlich aus dünn gebankten und in aller Regel feinkörnigen blau-grauen, seltener weißen Marmoren.

Westlich dieses Marmorareals, an der Ostseite des Timriantales sind die Aufschlußverhältnisse nicht ausreichend, die dort auftretende komplizierte Folge von u. a. Biotit-Chlorit-Schiefern, Kohlenstoffphylliten und darin eingelagerten Marmorlinsen eindeutig kartieren zu können.

Ein ähnliches Bild bietet sich, die Aufschlußverhältnisse anbetreffend, auf der Westseite des Timriantales im Grenzbereich zwischen der „Übergangsserie“ und den hangenden Einheiten.

Zwar bildet N des Gehöftes Kaiser ein streifiger, karbonatischer und im Wesentlichen aus Biotit-Chlorit (und Feldspäten?) bestehender Schiefer eine Klippe aus, ansonsten sind in diesem Bereich nur Lesesteine von phyllitischen Glimmerschiefern, Biotit-Chloritschiefern und Quarzit anzutreffen.

Am NW-Rand des Kartenblattes bessern sich die Aufschlußverhältnisse. Hier läßt sich ein linsiger Marmorkörper gegen ihn einbettende Kohlenstoffphyllite abgrenzen.

NW des Gehöftes sind innerhalb des Kartenblattes keine Anteile der Murauer Teildecke aufgeschlossen. Ob diese gleichfalls für die Westseite des Olsa-Tales gilt, kann ich momentan noch nicht beantworten.

Blatt 189 Deutschlandsberg

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 189 Deutschlandsberg

Von PETER BECK-MANNAGETTA (auswärtiger Mitarbeiter)

In Zusammenarbeit mit E. GEUTEBRÜCK wurde eine größere Anzahl Probenpunkte im gesamten Jungtertiäranteil des Blattes 189 aufgesucht und Proben genommen, um wesentliche sedimentologische Fragen im Jungtertiär mit Hilfe von Schwermineralanalysen einer Klärung näher zu bringen:

- Die Grenze Obere Eibiswalder Schichten/Florianer Schichten i. S.
- Die Grenze der Liefergebiete von E gegen W
- Die Grenze der Florianer Schichten zu den Stallhoffer Schichten im N (NW)

Kartenmäßig wurden die Lücken der tertiären Bereiche nach Sanden (Schotter-Konglomeraten) und Abrutschungen (und Vernässungen) geschlossen, wobei das schlechte Wetter gerade in diesen Räumen äußerst behindernd wirkte. Als einziger neuer Fossilfundpunkt wurde mir durch Herrn A. STEFFAN (Deutschlandsberg) der T. P. 444, E Riemerberg, bekanntgegeben, wo bei einem ca. 3 m tiefen Bassinaushub zahlreiche Austern

sowie Pflanzenabdrücke gefunden wurden. Dieser Punkt markiert im SW die derzeit äußerste Erstreckung der marinen Fazies der Florianer Schichten. Die weiteren westlichsten Fundpunkte angeblich mariner Versteinerungen (NW Laßnitz in ca. 400 m, Bauer „Herk“; alte Schottergrube bei K. 441, Kurve N Wald i. W.) konnten nicht durch Neufunde bestätigt werden.

Blatt 190 Leibnitz

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 190 Leibnitz

Von JOCHEN SCHLAMBERGER (auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet reicht vom Mandelkogel im N bis zum Altenberg im S. Die westliche Begrenzung wird vom Kammverlauf Brudersegg – Hochbrudersegg – Schloß Harrachegg gebildet, die östliche Begrenzung bildet der Kreisgraben und der Gaisriegel.

Folgende lithostratigraphische Einheiten konnten vom Liegenden zum Hangenden unterschieden werden:

An der Basis treten entlang des Kreisgrabens und am W-Hang des Gaisriegels meist stark verwitterte, braune Kalkphyllite auf. Sie sind fein geschiefert und haben karbonatische Lagen und Linsen im mm-Bereich (Modalbestand: Phyllosilikate und rekristallisierter Calcit mit siltigen Einstreuungen von Quarz und Plagioklas, auf den Schieferungsflächen Pyrit und organische Substanz).

Am Osthang des Demmerkogels ist diese Folge etwa 90 m mächtig. Über dieser karbonatischen Folge tritt eine pelitische-psammtische Folge mit Einschaltungen von cm- bis dm-mächtigen Grüngesteinen und einem Marmorzug als Leithorizont auf. Diese Gesteine bauen den überwiegenden Teil des Demmerkogels auf. Im folgenden handelt es sich um schwarze, dünnblättrige Tonschiefer, die häufig an den Schieferungsflächen einen phyllitischen Glanz aufweisen. Weiters kommen graue bis schwarze feingeschieferte Phyllite mit siltigen Quarz- und Plagioklaslagen von 0,5–1 mm Mächtigkeit vor. Die Korngröße der Quarze und Plagioklase beträgt 0,05–0,1 mm bzw. 0,1–0,2 mm.

Daneben treten graue, im dm-Bereich gebankte Sandsteine mit Quarz und Plagioklaskomponenten (Korngröße: 0,2–1 mm) auf.

Beim Marmor, der sowohl im oberen Fresinggraben als auch am Osthang des Demmerkogels auftritt, handelt es sich um einen weißen bis hellbgrauen grobkristallinen (Korngröße 0,2–0,25 mm) Marmor mit einer Mächtigkeit von 1 bis 8 m. Diese großen Schwankungen lassen sich auf isoklinale Verfaltung zurückführen, wo im Scheitelbereich große Mächtigkeiten auftreten.

Im Gebiet des Mandelkogels und im Raume Kitzeck treten über der genannten pelitisch-psammtischen Folge hellgrüne bis weiße, feinblättrige, phyllitische Schiefer auf. Sie haben einen lagigen Wechsel im mm-Bereich von Phyllosilikaten und Quarz mit Einsprenglingen von porphyrischen Quarzen mit Korrosionsbuchten und -schläuchen und Albiten (Korngröße 0,7–1,5 mm). In der Literatur werden diese Gesteine als Orthoserizitschiefer bzw. als porphyroidische Serizitschiefer bezeichnet.

Im kartierten Gebiet lassen sich drei Schieferungen erkennen. Eine erste Schieferung mit Quarzgangbildung, eine isoklinale Verfaltung dieser Quarzgänge mit Ausbildung einer zweiten prägenden Schieferung und eine offene Faltung mit Ausbildung einer schwächeren dritten Transversalschieferung. Die dritte Schieferung durchtrennt die zweite Schieferung, wodurch es zur Entstehung eines linsenartigen Gefüges kommen kann. Die Kalkphyllite und porphyroidische Serizitschiefer werden weiters von einer Knickfaltung überprägt.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 190 Leibnitz

Von THOMAS UNTERSWEIG (auswärtiger Mitarbeiter)

1984 wurden die Kartierungen im Quartär im Bereich des nördlichen Leibnitzer Feldes und im Laßnitztal fortgesetzt. Das beherrschende morphologische Element des nördlichen Leibnitzer Feldes ist neben dem Aubeereich der Mur, der bei Lebring eine Breite von 2,5 km erreicht die breite Fläche der Niederterrasse zwischen Mur und Laßnitz. Die Breite dieser Terrasse, die sich in zwei Teilfluren gliedern läßt, schwankt zwischen Bachsdorf und Leibnitz um 3,5 km. Nur wenig über 1 km breit ist die entsprechende Flur dagegen östlich der Mur, wo der Terrassenrand durch die Ortschaften Stocking, Alla und Rohr markiert wird. Durch zahlreiche Bohrungen (Straßenbau, Grundwasseruntersuchungen) sowie die guten Aufschlußverhältnisse im Bereich westlich Neutillmitsch (Schotterabbaugebiet Leibnitzer Feld) können recht genaue Aussagen über Mächtigkeit und Aufbau dieser kalzeitlichen fluvioglazialen Akkumulationen gemacht werden. Eine detaillierte Zusammenstellung dieser Ergebnisse wird nach Abschluß der Kartierungen erfolgen. Die Mächtigkeit der Niederterrassenschotter erreicht am nördlichen Abschnitt des Feldes stellenweise über 10 m, nimmt nach Süden auf durchschnittlich 6 m ab und erreicht im Stadtgebiet von Leibnitz wieder über 8 m. Beide Teilfluren, deren Oberflächen im kartierten Bereich einen Höhenunterschied von ca. 3–4 m aufweisen, sind aus einem ziemlich einheitlichen Schotterkörper aufgebaut. Nicht selten sind in die Schotter bis zu mehrere dm mächtige sandige Partien mit hauptsächlich linsenartigem Charakter eingeschaltet. Die meist gut gerundeten Gerölle bestehen vorwiegend aus kristallinen Gesteinen (Quarze, Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite etc.); untergeordnet treten kalkige Komponenten auf. Die Schotter haben ein frisches Aussehen, sind gut ausgewaschen und im Aufschluß von grauer bis graubrauner Färbung. Gesteinsleichen sind relativ selten. Die Oberfläche des Schotterkörpers ist durch eine Reliefierung im Kleinbereich gekennzeichnet und von einer nivellierenden, sandigen bis schluffig-lehmigen Feinsedimentauflage bedeckt, deren Mächtigkeit zwischen 0,2 und 1,5 m schwanken kann.

Ob die tiefere Teilflur einem eigenen Sedimentationszyklus entspricht, oder ob es sich um eine reine Erosionsterrasse handelt, kann auf Grund der derzeit vorhandenen Bohraufschlüsse nicht festgelegt werden.

Im Bereich der Niederterrasse östlich der Mur (Stocking – Rohr) schwankt die Quartärmächtigkeit zwischen 7 und über 12 m. Die Terrassenoberfläche liegt 5 bis 7 m über der Au.

Im nördlichen Leibnitzer Feld blieben in geschützten Lagen Reste einer höheren Terrasse von der Erosion verschont. Sie werden nach Höhenlage, Aufbau und Habitus des Sedimentes der Hochterrasse (Helfbrunner Terrasse) zugeordnet und in die Riß-Kaltzeit eingestuft.

Hierher gehört die nur ca. 5 m über der Niederterrassenflur liegende Fläche bei Würzing – Afram. Der Abfall zur Würmterrasse ist stark verschliffen, sodaß die genaue Abgrenzung Schwierigkeiten bereitet. Ein isolierter Hügel knapp westlich von Stocking – nördlich der Straße nach Wildon – dürfte ebenfalls der Hochterrasse von Afram zuzurechnen sein. Dasselbe gilt für eine nur wenige Meter breite Hangleiste westlich von Würzing und den Terrassensporn beim Gehöft Feldhans südlich von Neudorf. Letzterer wird nach der RAG-Bohrung F 294 von einer nur 2 m mächtigen Schotterbasis und über 6 m hangenden Lehmen aufgebaut.

Der bedeutendste Hochterrassenrest im nördlichen Leibnitzer Feld ist die Flur von Kleinstangersdorf – Jöb im Zwickel zwischen Mur- und Laßnitztal. Sie erhebt sich mit meist steilem Abfall 8 bis 10 m über die südostwärts anschließende höhere Teilflur der Niederterrasse. Den Untergrund bildet ein um 5 Meter über dem der Würmterrasse gelegener Tertiärsockel. Der ca. 10 m mächtige Schotterkörper ist teilweise stark verlehmt und von einer bis 3 m mächtigen Lehmschicht bedeckt. Ein Aufschluß westlich des roten Kreuzes bei Lebring zeigt stark verwitterte schluffige Mittel- bis Grobschotter mit sandigen Lagen und Fe-Mn-Konkretionen.

Gesteinsleichen sind überaus häufig zu beobachten, während Kalke ganz fehlen. Der Übergang zu den hangenden, hier nur ca. 1,5 m mächtigen Lehmen vollzieht sich zunächst allmählich durch immer stärker werdende Verlehmung der Schotter. Nur die hangendsten 0,5 m Lehm sind vollkommen steinfrei.

Im Gegensatz zur Niederterrasse, die bis auf fragile Reste südlich von Schönberg zu fehlen scheint, läßt sich die Hochterrasse im Laßnitztal vor allem auf der nördlichen Talflanke verfolgen. Die früher (wegen des weitgehenden Fehlens einer Niederterrasse) als Würmterrasse bezeichnete Flur weist sich aber allein durch ihre Formung als präwürmzeitliches Element aus. Die Terrasse ist durch die von Norden kommenden Seitenbäche in kleine Sporne zerschnitten, die Abfälle zum Talboden des Laßnitztales sind vielfach stark verschliffen und durch Dellen aufgelöst (Auswirkungen periglazialer Abtragung in der Würm-Kaltzeit). Die Oberfläche der Flur liegt im Durchschnitt ca. 10 m über dem Aubeereich.

Blatt 196 Obertilliach

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Gailtal-Kristallin auf Blatt 196 Obertilliach

Von HELMUT HEINISCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung des Kristallinanteils von Blatt Obertilliach wurde im Jahre 1984 fortgesetzt. Die Geländearbeiten in den westlich an die im Vorjahr aufgenommenen Bereiche anschließenden Gebieten wurden vom Autor gemeinsam mit der studentischen Hilfskraft KLAUS

BÜCHERL durchgeführt. Mittlerweile reicht die kartierte Fläche vom östlichen Kartenrand bis auf die Höhe von Untertilliach.

Der Nordrand des E–W-streichenden Kristallins grenzt tektonisch an das Permomesozoikum. Jüngere Querstörungen versetzen diese tektonische Grenze. Am Südrand des Kristallins, im Bereich der Periadriatischen Linie, konnten die Tonalitlamellen weiterverfolgt werden. Hierbei konnte zwischen stark tektonisierten Tonalit-Myloniten und geschonten Bereichen mit erhaltenen Plutonit-Gefügen unterschieden werden. Weiterhin traten auch im 1984 kartierten Abschnitt an der Periadriatischen Linie eingeklemmte Späne von Permoskyth auf.

Innerhalb des Kristallins macht sich bereits makroskopisch eine deutliche Albit-Blastese bemerkbar. Diese nimmt nach W immer mehr zu. Generell erreicht man hier Bereiche, in denen durch zunehmende Auflösung des Lagengefüges eine Verfolgung von Leithorizonten kaum mehr möglich ist. In der geologischen Karte dominiert daher der gebänderte Albit-Porphroblastengneis. Im Gelände wurden einzelne Zonen von Staurolith-Granat-Glimmerschiefern ausgehalten, wobei diese Gesteine einen engen Lagenwechsel mit dem Albit-Porphroblastengneis aufweisen können. Einzelne Orthogneis-Einschaltungen mit offenem Schieferungsgefüge von granitisch-granodioritischer Zusammensetzung wurden ebenfalls im Gelände abgegrenzt. Weiterhin wurden einzelne markante Quarzzüge und Amphibolitlagen auskartiert.

Sowohl nördlich als auch südlich der im Zentralteil vorherrschenden Albit-Porphroblastengneise treten Zonen von feinblättrigen Staurolith-Granat-Serizitschiefern auf, die wohl durch Diaphthorese aus den üblichen Staurolith-Granat-Glimmerschiefern hervorgegangen sein dürften. Da noch keine Dünnschliff-Untersuchungen aus den neu aufgenommenen Gebieten vorliegen, wird die lithologische Gliederung des Kristallins noch starken Änderungen unterworfen sein.

Aus den bereits 1983 aufgenommenen Gebieten liegen Dünnschliff-Ergebnisse und Auswertungen tektonischer Daten vor. Danach ist im Kristallin mindestens eine prograde Metamorphose abgelaufen, die das mittelgradige Stadium erreichte. In einem Dünnschliff-Querprofil konnte überall Biotit und Granat nachgewiesen werden, lokal auch Staurolith. Weiterhin sind vermutlich zwei retrograde Überprägungen unter schwachgradigen Bedingungen erfolgt. Diese Diaphthoresen wirken sich in den einzelnen Bereichen unterschiedlich stark aus und beschränken sich auf schmale Zonen, in denen Biotit und Granat pseudomorph durch Chlorit ersetzt werden und die Korngröße der Glimmerschiefer abnimmt. Mylonitisierung bis hin zur Pseudomorphosebildung ist im Bereich der Periadriatischen Linie und an Parallelstörungen festzustellen.

Man kann mindestens 2 Schieferungen und Falten-generationen unterscheiden. Vermutlich ist die Anzahl der gefügeprägenden Ereignisse jedoch wesentlich höher.

In den tektonischen Daten treten einerseits steile Faltenachsen mit Einfallswinkeln bis zu 70° auf, andererseits ergeben sich weitere Maxima im Bereich flach nach W abtauchender Faltenachsen. Höchstwahrscheinlich handelt es sich bei den steilen Faltenachsen um den ältesten erfaßbaren Formungsakt, während die flachen Achsen jüngeren Deformationsphasen zuzuordnen sind. Eine genaue tektonische Analyse des Gebietes, insbesondere die Synthese zwischen Gefügedaten

aus Dünnschliffuntersuchungen und Geländemessungen, sowie eine zeitliche Einordnung der Ereignisse stehen noch aus.

Die Kartierung des Kristallins soll im Jahr 1985 von Mitgliedern der Arbeitsgruppe am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München weiter nach W vorangetrieben werden.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Karnischen Alpen auf Blatt 196 Obertilliach

Von MARKUS HIMML (auswärtiger Mitarbeiter)

Das Arbeitsgebiet liegt etwa 5 Kilometer südwestlich von Obertilliach, Osttirol, und umfaßt eine Fläche von circa 10 km².

Im äußersten Norden liegt ein Glimmerschieferkomplex, das Gailtalkristallin, dem südlich eine Mylonitzone angegliedert ist, die Störungszone der Gailtallinie.

Den zweiten Teil bildet das südalpine Paläozoikum. Dieses ist hier, anders als im östlichen Teil der Karnischen Alpen, überwiegend klastisch ausgebildet. Dazu kommt, daß es praktisch fossilifer ist, oder zumindest sind Fossilien auf Grund intensiver Durchbewegung nicht mehr erhalten. So ist eine stratigraphische Gliederung mit großen Schwierigkeiten verbunden.

Gailtalkristallin

Das Gailtalkristallin ist am Ufer der Gail in zwei größeren Aufbrüchen zu finden. Die kristallinen Schiefer sind als quarzreiche Granatglimmerschiefer anzusprechen. Als hervorstechende Trennfläche ist die Schieferung ausgebildet, die mittelsteil nach SE einfällt. Eine seltene dunkle Bänderung (vermutlich amphibolitische Bereiche) fällt steil nach Süden.

Übergangsbereich (Mylonit und Tonalit)

Die Störungszone des Gailtallineaments ist zwischen Raab- und Winklertal durch einen etwa 500 m breiten Mylonit gekennzeichnet. Dieser Mylonit besteht aus einem kleinstückig brechenden, dunklen, fast schwarzen, feinstkörnigen Material, das engständig geschiefert ist.

An den wenigen guten Aufschlüssen, was durch die leichte Verwitterbarkeit des Gesteins bedingt ist, zeigt die Schieferung im allgemeinen ein flaches (circa 30°) Einfallen nach SSE. Allerdings muß auch in diesen Aufschlüssen mit Hakenschlagen gerechnet werden.

An zwei Stellen innerhalb des Mylonits ist ein tertiärer Tonalit aufgeschlossen. Er ist vermutlich in die Störungszone eingeschuppt worden. Besonders im Westen ist er selbst mylonitisiert, während er im Raabbach recht gut erhalten ist.

Das Südalpin

Die Schichtenfolge des südalpines Paläozoikums beginnt südlich des Mylonits mit grünlichen Schiefen, die einen hohen Feldspatanteil aufweisen. Sie sind häufig nicht ebenflächig geschiefert und zeigen im Handstück oft unregelmäßige Hohlräume, die mit lockeren eisenhaltigen Verwitterungsrückständen gefüllt sind. Dabei zeigen sie eine dunkelbraune Farbe.

Innerhalb der grünen Schiefer gibt es Vorkommen kompakteren Grünschiefer, welches auch sehr feinkörnig ausgebildet ist. Es führt neben Pyrit auch Karbonat. Die Bereiche dieses massigen Grünschiefer bilden im Gelände von weitem sichtbare, markante Klippen.

Als zweite Einheit wurde im Norden ein Bereich einförmig grauer Schiefer kartiert. Das Material ist tonig, selten kann man siltige Lagen beobachten. Wenn, so ist ein isoklinaler Faltenbau im dm-Bereich mit E-W-streichenden Achsen zu erkennen. Am Nordhang des Gebietes zeigt die Schieferung meist mittleres Einfallen nach SE bis S (Hakenschlagen), während im Westen des Gebietes im Winklertal die Schieferung steil E-W streicht.

Die nördlichen Grauschiefer gehen scharf in die Pyritschiefer über. Bei diesem Gestein handelt es sich auch um graue Schiefer, nur zeigen sie eine starke Pyritführung. Die Pyrite sind immer stark verwittert. In der Nähe des Grünschiefer nördlich der Jagdhütte in der vorletzten Kehre des Forstweges gibt es einen Bereich, wo gebankte Sandsteine auftreten. Auch diese führen auffällig viel verwitterten Pyrit. Sie lassen sich lateral aber nur wenige Meter verfolgen.

Im Süden läßt sich zu den grauen Schiefen keine scharfe Grenze ziehen, vielmehr läßt die Pyritführung allmählich nach, sodaß die Pyritschieferzone in der Karte zum Teil nur als Übersignatur ausgehalten ist.

Im Gebiet südlich der Esleiten und nördlich der Rauchbühelstörung sind wieder graue Schiefer aufgeschlossen, die den nördlichen Grauschiefern sehr ähneln. Sie spalten gut nach der Schieferung, die meist mittelsteil nach S einfällt. Im Handstück zeigen sie beim Anschlagen auf den Schieferflächen häufig eine auffällige Grünfärbung, die sie vor den anderen Schiefen auszeichnet. Pyritführung ist in den Grauschiefern auch gelegentlich vorhanden.

Südlich einer markanten Störung (Rauchbühelstörung), die E-W-Streichen aufweist und saiger verläuft, trifft man auf ein Gestein, das man Bänderschiefer nennen könnte. Dabei handelt es sich um ein Gestein, das aus einer feinen Wechsellagerung aus Ton und Silt besteht. Es ist sehr stark verfaltet, während die Schieferung recht einförmig mittelsteil S einfällt. Man kann allerdings selten ganze Falten erkennen. Auffälligstes Merkmal ist der zumeist große Winkel zwischen der Schieferung und den wellig verbogenen Schichtflächen.

Südlich der Bänderschiefer ist eine markante Grenze aufgeschlossen, an der die wohl auffälligste Schichtenfolge des Kartiergebietes beginnt. Die markanten Gipfel des Stollens und der Edenwand gehören in diesen Bereich.

Als erste Einheit dieses Komplexes ist ein Grünschiefer aufgeschlossen. Es ist massig, intensiv grün gefärbt und hat stellenweise eine blasige Textur. Es ergibt sich eine mandelsteinartige Textur, da die Blasen häufig mit Calcit gefüllt sind. Es scheint, daß dieses Gestein magmatisch beeinflusst ist.

Weiterhin sind in dieses Gestein Kalklagen eingelagert, die etwa 1 cm Mächtigkeit erreichen.

An das Grünschiefer, das mit 20–50° S einfällt, schließt sich eine Folge von Silten, Quarziten und Konglomeraten an, die im m-Bereich nordvergent verfaltet sind.

Streichende Störungen sind innerhalb dieser Serie wegen des häufigen Gesteinswechsels öfter gut aufgeschlossen. Ihre Bedeutung ist aber wesentlich geringer als die der großen, im Profil eingetragenen Störungen.

Ob mit dieser Einheit Licht in die unklare zeitliche Stellung des gesamten Bereiches gebracht werden kann, ist zur Zeit noch nicht abzusehen.

Die südlichste Einheit des Kartiergebietes sind die südlichen Schichten, die nicht weiter untergliedert wur-

den. Bei diesem Komplex handelt es sich vor allem um tonige bis siltige Gesteine, die intensiv verfaltet sind. Durch vereinzelte sandigere Lagen läßt sich von weitem in den N-S verlaufenden Steilwänden ein isoklinaler Faltenbau erkennen (10 m-Maßstab), dem in den inkompetenteren Bereichen Kleinfalten aufgesetzt sind. Diese Gesteine ähneln häufig im Handstück den Bänderschiefern im Norden. Auch in den südlichen Schichten ist Pyritführung (meist kaum verwittert) gewöhnlich.

Die beobachteten Isoklinalfalten in den sandigen Lagen werden nach Süden wesentlich häufiger, bis schließlich der E-W Kamm des Gamskofels nur noch aus sandigen Gesteinen besteht. Die Faltenachsen streichen im allgemeinen E-W bis SW-NE. Es wurden auch Achsen gemessen, die flach bis mittelsteil SE einfielen, was die intensive mehrmalige Durchbewegung der Gesteine belegt.

Tektonik

Im nördlichen Bereich scheint ein isoklinaler Faltenbau vorzuliegen, der nachträglich verschuppt worden ist. Im Süden ist der nordvergente Faltenbau deutlicher zu erkennen, da die Gesteinsausbildung häufiger wechselt. Das Generalstreichen der Schichten, der Schieferung und der Faltenachsen ist E-W bis SW-NE.

Auch die großen Störungen streichen E-W, während im kleineren Bereich auch N-S verlaufende Störungen beobachtet wurden. Der Grad der Metamorphose sinkt in Richtung Süden.

Der Südtteil des Gebietes ist von einer Vielzahl ganz junger Störungen durchzogen, die N-S-Streichen aufweisen. Diese führen zu einem Auffächern des N-S-Grates.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den westlichen Karnischen Alpen auf Blatt 196 Obertilliach

Von STEPHAN KREUTZER (auswärtiger Mitarbeiter)

Das Gebiet reicht nach Norden nicht bis in die Kristallingesteine des Oberostalpins. Allerdings ist die entlang der Gailtallinie verlaufende Mylonitzone noch abgeschlossen. Hierbei handelt es sich um ein stark geschiefertes, feinblättriges Gestein von dunkelgrauer bis matschwarzer Farbe. Der Bruch ist kleinstückig und plättchenhaft. Wird der Mylonit angeschnitten, neigt er zu mehr oder weniger großen Hangrutschungen.

Der Mylonit geht nach Süden hin in die dunkelgrauen-schwarzen Schiefer der nördlichen Schichten über. Diese ähneln dem Mylonit in der Farbe und im teilweise phyllitischen Glanz. Allerdings sind sie nicht mehr gleichmäßig geschiefert, sondern immer wieder gebankt (15 cm). Entlang den N-S-verlaufenden Störungen ist diese Bankung durch eine stärkere Durchbewegung größtenteils aufgehoben.

Dafür ist nur wenige Meter südlich der Mylonit/Schiefergrenze ein nur 4 m mächtiger Grüngesteinszug eingeschaltet. Es handelt sich hierbei um ein grobgeschiefertes, auf den Trennflächen grüngefärbtes, phyllitisch glänzendes Material. Wie die grauschwarzen Schiefer zeigt es einen eher scherbigen-welligen Bruch. Dieser geringmächtige Zug ist nur in den Bacheinschnitten im Westen aufgeschlossen und in den tief verwitternden Böden des Mitterwaldes im Osten nicht weiter verfolgbar.

Klar von den dunklen Schiefen zu trennen schließen sich im Süden die Pyritschiefer an. Diese besitzen einen teils matschwarzen, teils graphitischen Glanz. Auf den Trennflächen sind massenhaft auftretende Pyrite zu Limonit verwittert. Die meist engständig geschiefert feinkörnigen Pyritschiefer können in tieferen Horizonten auch siltig ausgebildet sein. Im oberen Kammbereich treten neben den Schiefen vereinzelt Quarzite auf. Diese sind jedoch kaum aufgeschlossen. Als Verwitterungsreste findet man allerdings bis zu m³ große Steinblöcke im Waldboden. Dieser grünlichgraue Quarzit besitzt wie die Pyritschiefer einen hohen Limonitgehalt und ist demnach durch eine bis zu mehreren cm dicke rotbraune Verwitterungskruste gekennzeichnet.

Als letzte Einheit der Nördlichen Schichten sind die Bänderschiefer ebenfalls deutlich von den restlichen Gesteinen abtrennbar. In ihnen werden die grauschwarzen Schiefer von hellgrauen, weißlichen mit einige mm dicken Siltbändern durchzogen. Schieferung und Schichtung kreuzen sich. Immer wieder ist eine Feinfältelung der quarzitischen Siltbänder zu beobachten. Beide Komponenten können Limonit enthalten. Während er in den Bändern homogen verteilt ist, hat er sich in den Schieferpartien auf den Trennflächen angereichert. Wie bei den Pyritschiefern ist in höheren Bereichen eine Wechsellagerung mit Quarziten zu beobachten. Er bildet E-W-streichende saiger stehende einige m mächtige Bänke.

Die südlichen Schichten sind weniger deutlich gliederbar. In ihnen treten Quarzite, quarzitisches Sandsteine, Bänderschiefer und Schiefer auf. Je nach Vorherrschaft dieser Gesteine ließen sich im Gelände drei Einheiten unterscheiden.

So überwiegt im Norden, in einem etwa 100 m mächtigen Grenzbereich, ein hell- bis mittelgrauer Quarzit, der hier bis zu 20 m mächtige Bänke bildet. Die einzelnen Bände werden durch geringmächtige schiefrige Partien getrennt. Er bildet steilabfallende Klippen und ist dementsprechend gut verfolgbar.

Nach Süden wird der Quarzit geringmächtiger. Meist sind es nur noch wenige cm dicke Lagen, die sich mit dunkelgrauglänzenden, feinkörnigen Quarzitischen Sandsteinen und siltigen Schiefen abwechseln.

Schließlich fehlen die Quarzite ganz. An deren Stelle treten jetzt im Grauton stets variierende Siltsteine. Diese sind meist von feinsten schiefrigen Lagen durchzogen und werden deshalb als gebänderte Siltschiefer bezeichnet.

Gesteine des Raudenspitzen-Steinwandzuges

Die Gesteine des Raudenspitzen-Steinwandzuges bilden wiederum eine gut gliederbare Serie aus Quarziten, Silten und Schiefen.

An die Silte der Südlichen Schichten grenzen die durch die Schuttfächer des karnischen Hauptkammes größtenteils verdeckten hellgrünen Quarzite. Die Mächtigkeit dieser massigen Quarzite beträgt bis zu 120 m, ist allerdings stark schwankend.

Vom Gefüge her den Silten der Südlichen Schichten ähnlich, folgen die gebänderten Siltschiefer. Sie sind jedoch von graugrüner Farbe und werden von feinen Quarzitbändern durchzogen.

Der Grenzkeamm zwischen dem Obertilliacher Joch und dem Bärenbadegg wird durch die eigentlichen Gesteine des Raudenspitzen-Steinwandzuges gebildet.

So stehen östlich des Joches dunkelgrüne, violette, massige Quarzite an. Sie sind als Wändbildner weithin sichtbar. Vereinzelt sind sie bei einem hohen Feldspatgehalt eher schiefrieg ausgebildet.

Weiter östlich herrschen die ebenfalls kräftig grün gefärbten Breccienschiefer vor. Sie sind durch linsenförmig eingelagerte, bis zu 5 cm dicke Komponenten verschiedenster Art gekennzeichnet. Unter diesen fallen die karminroten Lydite auf.

Tektonik

Im Allgemeinen herrscht ein überwiegend nordvergenter Schuppenbau vor. So konnten mehrere Grenzen eindeutig als W–E-streichende steilstehende Störungen gedeutet werden. Diesen untergeordnet gibt es einige N–S-verlaufende Störungen, bei denen es sich um kleinere Horizontalverschiebungen handelt.

Während meist ein steiles Einfallen der Schichtung und der Schieferung vorherrscht, zeigen die tektonischen Elemente in der Zentralzone stets wechselnde Werte. So biegen die kompetenten quarzitreichen Einheiten der Südlichen Schichten von einem flachen nördlichen Einfallen nach oben hin in ein steileres Einfallen um. Das gleiche gilt für die Schieferung der anschließenden Gesteine. Zum westlichen Kartenrand hin gehen sie in einen Bereich stärkerer tektonischer Beanspruchung über.

In diesem Bereich finden sich alle in der Umgebung anzutreffenden Gesteinstypen ungeordnet neben- und übereinander (Tektonische Serie). Mehrere horizontale Störungen, die als Überschiebungen gedeutet werden, werden als Ursache für die undifferenzierbare Serie herangezogen.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Karnischen Alpen im Gebiet zwischen Winkler- und Rollertal auf Blatt 196 Obertilliach

Von SVEN KRINGS (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Aufnahmsgebiet wurden überwiegend, fast durchwegs W–E-streichende, pelitische Serien des paläozoischen Südalpin, die metamorph überprägt sind, angetroffen. Da in dem gesamten Gebiet keine Fossilien gefunden wurden, ließen sich die Gesteine nur nach ihren lithologischen oder tektonischen Merkmalen unterscheiden. Sie wurden danach in die nördlichen und südlichen Schichten unterteilt. Neben den Schiefnern kamen, vor allem im mittleren und südlichen Bereich, sandige Partien und Quarzite vor. Im mittleren Bereich finden sich in geringer Mächtigkeit Konglomerat, Kalk sowie ein Grüngesteinszug. Das in den östlichen Anschlußgebieten auskartierte Gailtalkristallin des Oberostalpins taucht in diesem Kartiergebiet nicht auf.

Der tektonische Beanspruchungsgrad nimmt von Süden nach Norden, zur Gailtallinie hin zu. Dieses dokumentiert sich in den zerscherten, stark zerbröselnden Schiefnern der Mylonitzone der Gailtallinie, sowie der intensiven Kleinfältelung, der engständigen Schieferung, sowie zahlreichen kleinen Störungen in den Schiefnern des nördlichen Gebietes. Im Süden dagegen wird die Schieferung weitständiger, es treten einige Bereiche, in denen die Schieferungsflächen völlig glatt sind, auf.

Das überragende großtektonische Element ist ein nordvergenter Schuppenbau, der Faltenbau beschränkt sich auf die Kleinverfältelung in den Schiefnern mit Fal-

tungsweiten im mm–cm-Bereich im Norden, sowie im dm–m-Bereich der kompetenteren Partien.

Von der Gail an zieht sich ein ca. 500 m breiter stark mylonitisierter Bereich in E–W-Richtung durch das Kartiergebiet. Es handelt sich um den Mylonit der Periadriatischen Naht. Er besteht aus einem schwarzen, engständig geschieferten Gestein. Oft finden sich Quarzlagen parallel zu den Schieferungsflächen. Der Tektonit zerfällt leicht zu kleinen, dünnen Plättchen, welche schnell verwittern. Daher verwundert es nicht, daß man den Mylonit nur in Bachbetten, an Böschungen neu angelegter Wege, sowie an einer Stelle der Gail anstehend findet.

Auf Grund des hohen Durchtrennungsgrades sind die aus dem Tektonit gebildeten Hänge stark rutschgefährdet. So gibt es am Nordhang des Gebietes auf der Höhe der Gailterrasse 2 steile Rutschungen, die Ausmaße von bis zu 100 m Breite und ca. 70 m Höhe haben.

An den Mylonit schließt sich ein Streifen grauschwarzen Schiefers an, welche einen festeren Gesteinsverband haben als der Mylonit. Die Unterscheidung zu dem Mylonit läßt sich nur durch den Beanspruchungsgrad machen. Die grauschwarzen Schiefer sind wesentlich fester als der Mylonit und zeigen nicht dessen Zerspringen in feinste Plättchen. Die Schieferungsflächen sind oftmals glatt und besitzen einen stumpfen Glanz. In einigen Fällen kann man Knickzonen (Kinkbands) beobachten. Der Übergang vom Mylonit zu den grauschwarzen Schiefnern ist fließend, sodaß eine exakte Grenzziehung schwierig fällt.

Bei den Pyritschiefern handelt es sich um eine Zone grauer und schwarzer Schiefer, die eine stark erhöhte Pyritführung zeigen. Die nur in zu Hämatit verwitterter Form vorliegenden Pyrite sind parallel zu den sf-Flächen linsig abgeplattet und eingeregelt. Die Pyrite kommen in verschiedenen Größen und unterschiedlicher Häufigkeit vor. Der maximale Durchmesser der „Linsen“ beträgt 3 mm. Die Schiefer selbst besitzen eine graue oder schwarze Farbe und oft phyllitisch glänzende Oberflächen. Die Schieferung ist sehr engständig. Die sf-Flächen können sowohl glatt als auch stark kugelig sein. Letzteres wird durch die Pyrite hervorgerufen, die größere Ausmaße besitzen. Innerhalb der Pyritschiefer treten Zonen auf, in denen das Gestein stark durchbewegt worden ist. Das zeigt sich in einem sehr lockeren Gesteinsverband, dem Zerfallen in kleinste Plättchen und den zahlreichen meist sf-parallelen Quarzbändern und Knauern, welche Dicken von einigen dm erreichen können.

Die grünen Schiefer bilden eine schmale Zone zwischen den Pyritschiefern und eben gebänderten Schiefnern, sie treten aber auch innerhalb der Pyritschiefer auf. Ein auffälliges Merkmal dieser Schiefer ist deren hellgrüne Färbung und die pyhlitisch glänzenden Oberflächen.

Der Bereich der Bänderschiefer und Silte zeigt eine sehr heterogene Abfolge, die jedoch überwiegend aus gebänderten Schiefnern, Silten und schwarzen Schiefnern besteht. Die Bänder in den Schiefnern bestehen fast ausschließlich aus Quarzkörnern von siltiger-feinsandiger Korngröße. Außerdem treten vereinzelt Quarzite sowie Sandsteine auf. Diese sind aber durchweg von nur geringer Mächtigkeit (max. einige Meter) und auch lateral nicht weit verfolgbar. Eine Ausnahme bildet der Hulfaner Kogel: Dessen Gipfel wird von ca. 30 m mächtigen Sandsteinen gebildet.

Ein Grüngestein tritt an der Senke zwischen Hulfaner Kogel und Reiterkarspitz in einer Mächtigkeit von ca. 5 m auf. Lateral ist es ca. 100 m verfolgbar, ehe es vom Hangschutt verdeckt wird. Das Grüngestein ist ein hartes, massiges Gestein mit einer sehr geringen Porosität. Das zeigt sich darin, daß die in dem Gestein vereinzelt auftretenden Pyritwürfel unverwittert sind. Eine Schieferung ist nicht erkennbar. Das hellgrüne Gestein wird von dunkelgrünen Flatschen durchzogen. Die Frage, ob es sich hierbei um ein vulkanisch beeinflusstes Gestein handelt, muß noch am Dünnschliff untersucht werden.

Im Schuttfächer einer Rinne des Reiterkarspitzes am Karnischen Höhenweg 403 finden sich vereinzelt, in das klastische Gestein eingeschuppte „Fetzen“ von Kalk. Sie sind maximal einige cm-dm mächtig. Fossilien wurden im Dünnschliff nicht entdeckt. Eine Lokalisierung der Kalke im Anstehenden ließ sich nicht machen, da die Rinne auf Grund ihrer Steilheit unbegebar war. Wegen der stratigraphischen Wichtigkeit wurden sie trotzdem in die Karte aufgenommen, zumal sich ihr Herkunftsbereich relativ gut eingrenzen läßt.

In einer Rinne des Reiterkarspitzes, vom Obernkar ausgehend, ist in ca. 2140 m Höhe ein ungefähr 4 m mächtiger Konglomeratzug anzutreffen, welcher sich in benachbarten Rinnen nicht wiederfindet. Die 1–2 mm großen gerundeten Komponenten bestehen ausschließlich aus klaren Quarzen und sind in eine grünliche, feinkörnige Matrix eingebettet. Neben den gerundeten Quarzen treten flache, eckige Fetzen anderer Gesteinsarten auf, die aber noch unter dem Mikroskop klassifiziert werden müssen.

Die südlichen Schichten bestehen in der Hauptsache aus Schiefen und Silten, vereinzelt kommen Sandsteine und Quarzite vor. Die Farben der Schiefer wechseln von überwiegend grauen und schwarzen Tönen zu grünen im Bereich des Winklerjochs. Die schwarzen Schiefer zeigen weiß-beige Verwitterungsfarben, während die grauen und grünlichen Schiefer braune Verwitterungsfarben aufweisen. Am Cima Manzon zieht sich ein bis zu 10 m mächtiger Quarzitzug in 2290 m Höhe entlang, der sowohl an der Ost- wie an der Westflanke des Berges anzutreffen ist. Über den Quarziten bis zum Gipfel folgen überwiegend grau-grünliche Sandsteine, während das Liegende der Quarzite überwiegend aus schwarzen Schiefen besteht. Der Bereich zwischen dem Winklerjoch und dem Gipfel des Reiterkarspitzes setzt sich aus einer Wechselfolge von schwarzen, selten gebänderten Schiefen und grauen Silten zusammen. In diesem Bereich treten oft glatte Schieferungsflächen auf. Selten trifft man auf geringmächtige Quarzite oder Sandsteine. Das ändert sich in dem Abschnitt zwischen dem Gipfel und der Senke zwischen Reiterkarspitz und Hulfaner Kogel, denn dort wechseln Quarzite mit Silten, Schiefer treten nur noch untergeordnet auf. Dieser Bereich ist durch eine Übersignatur auf der Karte gekennzeichnet.

**Bericht 1984 über geologische Aufnahmen
zwischen Hochalpljoch und Gamskopf
(Karnische Alpen)
auf Blatt 196 Obertilliach**

Von DIETMAR PEIFFER (auswärtiger Mitarbeiter)

An der Basis des Grödener Sandsteines stehen auf dem Col della Varda und an einer Abrißkante unterhalb

der Malga Chiastellin ein Konglomerat an. In diesem Konglomerat, welches im Hauptteil aus Quarz besteht, sind einzelne Bruchstücke verschiedener petrographischer Einheiten wie z. B. glimmerige Schiefer, Fleonser Grauwacke mit rotem Lydit und schwarze Lydite (im Kartiergebiet nicht anstehend) wiederzufinden. Die Größe der abgerundeten Bruchstücke kann bis in den Dezimeterbereich gehen. Zum Hangenden hin nehmen die Korngrößen ab und es mischen sich rötliche Komponenten ein. Dieses Konglomerat, welches nicht als durchgehende Schicht zu verfolgen ist, ist wahrscheinlich als verfestigter Wildbachschutt zu deuten.

Das Auftreten von Geröllen des Grödener Sandsteins in Moränen, die höher liegen (2000 m) als das oberste Anstehende (1900 m), läßt auf eine ehemals größere Verbreitung schließen. Die Reduktion auf die heutige Verbreitung läßt sich wohl größtenteils durch Erosion des, im Verhältnis zum Nebengestein, schwächeren Grödener Sandsteins während der letzten Eiszeiten erklären.

Aus den feinkörnigen Partien des Grödener Sandsteins wurden drei Proben zur Feststellung der Illitkristallinität entnommen.

Die eindrucksvollsten Gipfel des Gebietes, die Torkarspitze, die Weißen Lungern und die Weißsteinspitze werden von Kalken gebildet. Im wesentlichen handelt es sich dabei um einen grauen, massigen Crinoidenschuttkalk, nur bei den Weißen Lungern wird dieser in inverser Schichtlage von den älteren Bunten Kalken überlagert. Diese Bunten Kalke zeigen eine deutliche Schichtung, die von mehreren Störungen durchlaufen wird und teils einen Faltenwurf zeigt.

Der Kontakt zu den benachbarten Schiefen ist tektonisch bedingt, wie mylonitisierte Zonen oder kalzitische Störungsbreccien sowohl im Hangenden als auch im Liegenden zeigen. Besonders deutlich wird dieser Störungskontakt bei der Torkarspitze und den Weißen Lungern, beide scheinen nach Süden auf die Schiefer aufgeschoben worden zu sein. Einige NE–SW verlaufende Störungen durchschneiden die beiden Gipfel und zeigen deutliche Verschiebungen in der Ausbühöhe der Kalke.

Die Schwarzschiefer sind an einigen Stellen der Störungslinie zwischen den quarzitären Schiefen und dem Grödener Sandstein aufgeschlossen. Der größte Aufschluß (≈ 20 m breit) befindet sich unterhalb des Col della Varda am Weg zur Malga Antola, die anderen Aufschlüsse haben jeweils nur eine Breite von 10–50 cm. Die Schiefer wurden durch die Störung stark zerschert oder gar mylonitisiert.

Die Fleonser Grauwacke tritt im Kartiergebiet, abgesehen von einigen kleineren Aufschlüssen auf dem Grenzkamm und in Bacheinschnitten, hauptsächlich im Bereich der Malga Chiastellin auf. Hier bildet sie oberhalb der Alm im Übergang zu den quarzitären Schiefen eine deutliche morphologische Kante. Im direkten Kontakt zu den quarzitären Schiefen wird sie von diesen überlagert, es gibt in diesem Aufschluß jedoch keine eindeutigen Kriterien für eine normale oder inverse Lagerung. Die Verfolgung der Schichtgrenzen wird durch mehrere Moränen erschwert, eine Hilfe sind jedoch vereinzelt Dacheinschnitte und eine morphologische Dominanz, welche die Fleonser Grauwacke auch vereinzelt in den Moränen als Anstehendes auftauchen läßt.

Die Farbe der Fleonser Grauwacke reicht von einem hellen Grün bis Dunkelgrün, wobei die dunkelgrüne Varietät teils einen violetten-rötlichen Farbstich zeigt. Die Aufschlüsse zeigten keine Schichtung, es können aber zwei Körnungsvarietäten unterschieden werden:

1. eine feinkörnige, harte, quarzitisches Varietät und
2. eine konglomeratische, wobei Zentimeter große Körner in einer feinkörnigen Matrix schwimmen.

An den grobkörnigen Lagen kann eine Auslängung der Körner beobachtet werden, die auf die tektonische Beanspruchung zurückzuführen ist. Die feinkörnigen Bereiche zeigen teils eine Laminierung oder Schieferung.

Die quarzitisches Schiefer im Kartiergebiet sind neben den Kalken die morphologisch am deutlichsten hervortretenden und außerdem flächenmäßig größte Einheit. Sie bilden den Grenzkamm mit den Gipfeln: Gamskofel, Hochspitze und Steinkarspitze, und den dazwischen liegenden Kargebieten der Hochspitzsenke, des Val Grande und des Walischen Kars. Das Korngrößenspektrum reicht vom Ton über Silt bis zum Sand, wobei die feinkörnigen Lagen meist phyllitisch erscheinen und die grobkörnigeren als quarzitisches Schiefer oder als Quarzite mit einer erkennbaren farblichen, aber nicht als Trennfläche vorliegenden Bänderung. Die Farbe wechselt von einem grünlichen bis zu einem bläulichen Grau, lokal können limonitische Verwitterungsfarben das äußere Erscheinungsbild beherrschen, die auf im Gestein enthaltenen feinstkörnigen Pyrit zurückzuführen sind. Ebenso wie bei den anderen beschriebenen Schiefeln fallen auch hier die häufigen Quarzmobilisationen auf.

Die Auswertung von 68 Schichtungswerten im Schmidtschen-Netz ergab eine vergente nach Nordosten abtauchende Falte. Im Gelände erscheinen die Falten als Faltenantiklinale mit unterschiedlichen Faltenamplituden, wobei die größte aufgeschlossene Falte im Walischen Kar eine Amplitude von rund 10 m hat.

Bei den Glimmerschiefeln handelt es sich um grau-grüne, Muskovit-führende Schiefer mit einem Korngrößenspektrum, das vom Ton bis zum Grobsand reicht. Der schnelle Korngrößenswechsel läßt bei der Geländeaufnahme die Schichtung erkennen. Die feinkörnigen (tonig-siltigen) Partien haben ein samtartig glänzendes, phyllitisches Aussehen und sind stärker gefältelt als die etwas grobkörnigeren Partien. Daneben fallen in den Aufschlüssen immer wieder auftretende Quarzmobilisationen auf.

Nordöstlich von Costa d'Antola schaltet sich zwischen diese Schiefer ein sehr harter, grauer, laminierter Kalk ein. Beim Anschlag des Kalkes finden sich auf den Flächen vereinzelte Glimmer. Der Übergang zu diesem Kalk erfolgt schnell, jedoch fließend. Die glimmerigen Schiefer werden kalzitischer und in den Aufschlüssen überraschen zentimeterbreite, quarzgefüllte Klüfte, die den Kalk im Randbereich zu den Schiefeln durchziehen (hierzu wurden Proben des Kalkes zur Dünnschliffauswertung genommen). Der ungestörte fließende Übergang vom Schiefer zum Kalk und wieder zum Schiefer, sowie die im Kalk ebenfalls vorhandenen Muskovite lassen den Kalk als kurzzeitige Störung im Sedimentationsmilieu erscheinen.

Die Meßwerte (Anzahl 63) lassen bei Auswertung im Schmidtschen Netz zwei Maxima erkennen und führen zur Konstruktion einer NW-SE-streichenden, vergenten Falte. Ein weniger deutliches Maximum aus Meßwerten,

die auf dem östlichen Col della Varda genommen wurden, führt zu einem auf der Falte senkrecht stehenden Großkreis. Hier ist eine Verschiebung durch eine Störung die wahrscheinliche Ursache.

Der Grenzkamm zwischen den Weißen Lungern, der Torkarspitze und der Weißsteinspitze, der Gipfel der Weißsteinspitze selbst und das Hochalpljoch werden von pockigen Schiefeln gebildet. Die Aufschlüsse zeichnen sich alle durch ihr bizarres, scharfkantiges Aussehen aus, besonders deutlich wird dies auf der Weißsteinspitze. Das Korngrößenspektrum reicht auch bei diesen Schiefeln vom Ton bis zum Sand, jedoch unterscheiden sie sich von den anderen Schiefeln durch fehlenden Glimmer, ihr Farbspektrum und ihre porphyrisch wirkende Ungleichkörnigkeit. Zwischen feinkörnigen mit Chloritflatschen durchsetzten Schichten sind gröbere Körner eingeregelt, welche alle Längungserscheinungen zeigen. Diese gröberen Körner führen zu dem pockig wirkenden Äußeren. Die Farben der Schiefer reichen von einem schwarz-blauen Grau über verschiedene grünlich graue Schattierungen bis zu einem gelblichen Grau-Grün. Die Dünnschliffuntersuchung wird hier genauere Informationen über Mineralinhalt, Einregelung und eventuelle metamorphe (oder auch vulkanische?) Einwirkungen geben.

Der Übergangsbereich zu den glimmerigen Schiefeln wirkt fließend, und es ist keine Diskordanz oder Störung zu bemerken.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Perm und Skyth auf Blatt 196 Obertilliach

Von ROBERT SEEMANN und GERHARD NIEDERMAYR
(auswärtige Mitarbeiter)

Im Bereich des Kartenblattes Obertilliach sind an der Südseite der kalkalpinen Serien des Drauzuges permische und skythische Serien aufgeschlossen. In Form eines schmalen Streifens bilden sie dort die Grenze zum südlich gelegenen Gailtalkristallin. Die Kontinuität dieser Serien wird unterbrochen durch Überdeckung (Bergsturzmassen, Hangschutt) oder durch tektonische Abscherung. In diesem Zusammenhang sind speziell die Gebiete Lakenkreuz – S des Reibenkofels, SW der Bolitzen, Tuffbad – Hochstein, N der Wiesner Alm, Teile des Ochsegarten, W der Folmasaialpe und S des Spitzensteines zu erwähnen. Die auf den östlich anschließenden Kartenblättern (197 Kötschach und 198 Weißbriach) erarbeitete Seriengliederung – Grödener Schichten, Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten (NIEDERMAYR et al., 1978) – konnte auch auf Blatt Obertilliach nachgewiesen werden.

Im Bereich SW des Reibenkofels, im Tuffbachgraben SW des Hochstein, im Abschnitt zwischen Wiesner Alm – Sattel bis Richtung Lotteralm, im Labachtal (Mensal- und Niggwald), in der Zone zwischen Hals und Gumpedall und im Bereich Hinkedein Alm bis Ochsegarten treten auch relativ mächtige Quarzporphyrmassen auf. Nach NIEDERMAYR und SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982) sind diese bereits dem Unterrotliegend (Serie von Laas) zuzurechnen.

Die Quarzporphyrmassen weisen eine Bandbreite von stark verschweißten Ignimbriten bis zu relativ lockeren Tuffiten auf und zeigen in örtlich mehrmaliger Wiederholung (Sattel – Lotteralm), eine Abfolge von rotbrau-

nem, sehr kompaktem ignimbritischem Porphy an der Basis, über violetten Porphy bis zu rotem Porphy bzw. tuffitischem Material. Die Übergänge sind meist sehr scharf. Der rote und violette Porphy kann örtlich verzahnt sein. In einigen Aufschlüssen (Tuffbach, Gumpedall – Hals) liegt zwischen den einzelnen Porphytypen, speziell zwischen dem dichten und dem violetten, eine hellgrüne, feinkörnige, relativ lockere tuffitische Lage mit Kieselsäureanreicherungen.

Unter den Quarzporphyren sind lokal geringmächtige, grobklastische, aus kristallinem Schutt bestehende Aufarbeitungsprodukte (Regolith) anzutreffen, die zum Teil tektonisch stark beansprucht und zum Teil mit dunkelgrünen Myloniten vergesellschaftet sind (Sattel – Lotteralm, Hals – Gumpedall, Hinkedein Alm – Ochsegarten).

Über den Porphyren, bzw. wo diese fehlen, direkt über dem Kristallin, kommen die rotbraunen Quarzsandsteine und Konglomerate der Grödener Schichten. An der Basis der Grödener Schichten ist örtlich, nach W immer häufiger und mächtiger werdend, ein hellgrauer bis hellgrüner, z. T. sehr grobkörniger, quarzreicher Sandstein bis Konglomerat festzustellen (SW Bolitzen, Tuffbach, Lababach, Ochsegarten, N Golzentipp).

Magnesitlagen, wie sie auf den östlich anschließenden Kartenblättern Kötschach und Weißbriach festgestellt werden können, sind in den Grödener Schichten auf Blatt Obertilliach nicht zu beobachten (in den Werfener Schichten ist Magnesit dagegen ein häufiger Gesteinsgemengteil).

Die dickbankig bis teils massig entwickelten Grödener Schichten werden von dünnbankigen und feinklastischeren Rotsedimenten überlagert (alpiner Buntsandstein). Lagenweise sind darin höhere Feldspatgehalte zu beobachten. Im unteren Drittel des Alpinen Buntsandstein-Komplexes treten charakteristisch entwickelte Quarzkonglomerate auf.

Über dem Alpinen Buntsandstein folgen mit allmählichem Übergang die bunten Werfener Schichten. An der Grenze liegen zum Teil sehr mächtige (nach W ebenfalls wieder zunehmende) hellgraue bis graugrüne Quarzit- bzw. Quarzsandsteinbänke in örtlich mehrfacher Wiederholung (Mensalwald, Gumpedall – Ochsegarten, Morgenrast, Folmasaialm). Die Werfener Schichten sind örtlich sehr reich an Magnesit. Typisch für die obersten Partien der Werfener Schichten sind charakteristisch ausgebildete, ebenfalls magnesit- bzw. dolomitführende Rauhwackenlagen (Pallaser Bach, Tuffbad, Lotteralm, Mensalwald, Ochsegarten, Windischtal, Folmasaialm). Nur an einer Stelle (Ochsegarten) sind im Bereich der Rauhwacken und schwarzen Tone mächtigere Linsen mit ebenfalls magnesitführenden Gipsen aufgeschlossen (Schwefelisotopendaten liegen im Bereich von $\delta^{34}\text{S} = +24\%$).

Generell ist auffällig, daß die Werfener Schichten besonders im Ostteil des Kartenblattes wesentlich geringmächtiger sind, als dies von der Südseite des Drauzuges sonst bekannt ist. Dies deutet auf eine verstärkten terrestrischen Einfluß in diesem Bereich hin. Die Grenze zu den überlagernden Anis-Sedimenten ist in der Regel stark tektonisch überprägt.

Charakteristische Profile wurden im Bereich Pallaser Bach, SW Bolitzen, Tuffbach, Sattel, Lotteralm, Mensalwald (Geochemisches Detailprofil [KURAT et al., 1974]), Ochsegarten-E, Ochsegarten, Windischtal, Morgenrast, N Golzentipp und Folmasaialm erstellt. Aufgrund der ermittelten Illit-Kristallinitätswerte in Grödener

Schichten und Werfener Schichten ist eine anchimeta-morphe Prägung dieser Serien nachzuweisen (NIEDER-MAYR et al., 1984).

Lokal sind die permo-skythischen Serien mehrfach geschnitten. Charakteristisch sind schräg aneinander gereihete, deutlich gestaffelte, oft nur schmale Schichtblöcke, die durch NW–SE bis N–S-streichende Verwerfungen zerlegt sind (beonders deutlich im W-Teil des Kartenblattes). Gelegentliche Schichtwiederholungen treten an W–E-orientierten Bewegungsflächen auf (Tuffbach – Sattel – Lotteralm, Windisch Tal, NE-Golzentipp). Plastische Verformung des gesamten Schichtpakets ist selten zu beobachten.

Die Orientierung und Staffelung der Schichtpakete deutet auf eine nach W gerichtete Bewegung des südlichen Blockes entlang der periadriatischen Linie mit nach W zunehmend NW gerichteter Kompression hin.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Fleonstal auf Blatt 196 Obertilliach

Von HELGA WEYERS (auswärtige Mitarbeiterin)

Lithologisch lassen sich im wesentlichen drei Komplexe unterscheiden:

- Die harten Grauwacken und quarzitischen Schiefer des Raudenspitzenwandzuges im Norden des Kartiergebietes. Die überwiegende Zahl der Einfallswerte zeigt ein halbsteiles Einfallen in nordnordöstlicher Richtung, es wurden jedoch auch stark abweichende Werte gemessen.
- Weiche graue bis grüngraue feine Tonschiefer. Sie sind weniger erosionsresistent, so daß in diesem Bereich fließendes Wasser und Eis das Tal einschneiden konnten. Schieferung und Schichtung verlaufen fast parallel und sind häufig schwer zu trennen. Die Schieferflächen fallen überwiegend in nordwestlicher bis nordnordwestlicher Richtung ein. Die Schiefer sind jedoch häufig verstellt und bereichsweise stark gefältelt. Zum Teil treten quarzitischer Bänke bis Dezimeterstärke auf, die weniger stark geschiefert sind. Sie lassen sich nicht weiter als etwa 200 m verfolgen.
- Die Kalke, die im Süden des Kartiergebietes vorherrschen. Die Kalke selbst lassen sich unterteilen in blaue Plattenkalke, bunte Bänderkalke und einen massigen Crinoidenschuttkalk. Die mächtige Platte des Crinoidenschuttkalks fällt mehr oder weniger flach nach Süden ein. Die blauen Plattenkalke und teilweise auch die Bänder- und der Crinoidenkalke treten doppelt auf. Dazwischen liegen extrem weiche, stark feldspatführende Schiefer. Sie variieren von hellgrau bis hautfarben und leicht rötlich, durch Ton- und Eisenbeimengungen bis graugrün und grün. Im Schutt der Rinne, selten in Aufschlüssen sind sie als Grauwacke mit groben Komponenten (gerundete Quarzkörner und -Bruchstücke, gelängte Tonflatschen, Lydite) zu finden. Es treten Übergänge zu tonreicheren Lagen auf, die stärkere Schieferung aufweisen. Oberhalb des Öfner Jochs auf 2160 m und unterhalb des Vorgipfels des Raudenspitzen auf 2350 m sowie in naheliegenden Schuttrinnen finden sich in den hellen quarzitischen Grauwacken kleine Aufschlüsse mit sandigen Schiefen, die Bryozoen- und Crinoidenreste enthalten. Das

Gestein ist stark limonitisiert und zerbricht sehr leicht. Auf der verwitterten Oberfläche sind die Fossilabdrücke und -reste gut erkennbar aber stark angegriffen und nicht mehr eindeutig zu bestimmen. Es wurde nur eine relativ gut erhaltene netzförmige Bryozoen gefunden.

Sämtliche Gesteine des Raudenspitzsteinwandzuges sind unregelmäßig von Quarzmobilisaten durchzogen, die oft mehrere cm stark sind. Überwiegend finden sich die Quarzmobilisate in den hellen Quarziten, häufig im Bereich von Kleinstörungen, die das Gestein durchziehen. Die Zonen mit Quarzanreicherung sind auf Diskontinuitätsflächen limonitisiert. Es fallen mehrere große Bereiche (einige 100 m²) mit starker Limonitbildung auf der gesamten Flanke des Raudenspitzsteinwandzuges auf.

Die Gesteine des Raudenspitzsteinwandzuges werden von feinen grauen bis graugrünen Tonschiefern unterlagert. Sie bilden die weichen Hänge und runden Kuppen vom Öfner Joch über Bladner Joch zum Hochalpl und nehmen das gesamte Tal ein. Die Schieferung ist engständig und nahezu schichtparallel und dadurch oft kaum von der Schichtung zu unterscheiden. Die Einfallswerte von Schichtung und Schieferung wechseln häufig; im westlichen Bereich herrschen Einfallswerte zwischen 320° und 350° vor. Im Südwesten des Gebietes, südlich der oberen Fleonser Alm auf Höhe von ca. 1870 m und im Grenzbereich zu den quarzitischen Gesteinen des Raudenspitzsteinwandzuges finden sich dünngebankte sandigere Bereiche, die weniger intensiv geschiefert sind. Diese Bereiche sind schwach bis stark limonitisiert. Im Südwesten des Gebietes oberhalb von 2000 m sind die Schiefer in einigen Bereichen extrem feinblättrig, glimmerhaltig und in feuchtem Zustand von leicht rötlicher bis violetter Färbung. Sie sind aber nicht als Horizont verfolgbar.

Feldspatschiefer treten zwischen den Kalkzügen auf, bilden die runde Kuppe des Hochalpl und ziehen in das Tal nördlich des M. Peralba hinein. Es sind weiche, feinblättrige Schiefer mit gelängten Feldspäten, gerundeten Quarzkörnern und einem wechselndem Gehalt an Chlorit. In ihrer Farbe wechseln sie von schwärzlich über grün zu hellgelbgrün und bräunlich. Sie sind tektonisch stark beansprucht, vorherrschende Einfallswerte sind nicht festzustellen. Ihr Auftreten in dem Hochtal zwischen den Kalken nördlich von M. Avanza und M. Navastolt ist in der Form sicher tektonisch bedingt, da sie teilweise auch den Crinoidenschuttkalk trennen. Als weiches inkompetentes Gestein sind sie mitunter in die Kalke eingequetscht.

Graphitische Schiefer finden sich als schmaler Horizont im Hangenden der blauen laminitischen Kalke. Sie sind ebenfalls tektonisch stark beansprucht und häufig in die Kalke eingequetscht. In der Störungszone auf der Ostseite des M. Peralba sind sie noch auf 2600 m zu finden. Am östlichen Fuß des M. Peralba und am nördlichen Fuß des M. Chiadenis tritt mit den Schiefen ein Band von dm-Stärke mit schwarzblauen weißgeäderten Kalken auf. Sie sind ebenso wie die graphitischen Schiefer in die Plattenkalke und den Crinoidenkalk eingeschuppt und ausgequetscht. Im verwitterten Zustand sind sie schwarz und von den Schiefen nicht zu unterscheiden, erst beim Anschlagen sind sie als Kalke zu erkennen.

Die blauen laminierten Rauchkofel-Kalke bilden die Basis des Kalkkomplexes. Ihre plattige Ausbildung

rührt von feinen rhythmischen tonigen Zwischenlagen. Sie sind überwiegend von dunkelblauer Farbe, örtlich jedoch auch von dunkel- bis mittelblaugrauem Aussehen. Wie alle in diesem Gebiet auftretenden Kalke sind sie metamorph. Sie fallen überwiegend flach nach Süden, im Bereich zwischen M. Peralba und M. Chiadenis sind sie verstellt und gefaltet. Im Westen des kleinen Kalkzuges nördlich des M. Avanza stehen sie z. T. saiger. Am nördlichen Fuß des M. Chiadenis finden sich Stücke mit Verkieselungen, überwiegend Crinoiden, z. T. unbestimmbar. Proben zur Untersuchung auf Conodonten wurden entnommen.

Bunte Bänderkalke sind ins mittlere Mitteldevon zu stellen und folgen im Hangenden auf die blauen Plattenkalke. Sie sind nur 30–40 m mächtig. Auch hier rührt die Bänderung von feinen tonigen Zwischenlagen, auf denen die Kalkbänder bei der Faltung bevorzugt abscheren. Am nordöstlichen Fuß des M. Peralba ist starke Durchbewegung erkennbar, im Süden sind sie kaum gestört. Südlich des Kartiergebietes werden sie abgebaut, sie sind wegen ihrer gelben und roten Färbung geschätzt. In kleineren Bereichen sind sie sekundär dolomitisiert. Auch von den Bänderkalken wurden Conodontenproben entnommen.

Crinoidenschuttkalk (mittleres bzw. oberes Mitteldevon) liegt als mächtige Platte auf den Bänderkalken auf. Er ist meist von mittelgrauer Farbe, variiert aber von hellweißgrau bis dunkelblaugrau in der Färbung. Auf Klüften und Störungen eingedrungene eisen- und tonhaltige Wässer verursachten mitunter eine gelbe bis rote Äderung. In den Schuttblöcken finden sich bisweilen Stücke, die ebenfalls eine Bänderung aufweisen. Im Anschlag des Kalkes erkennt man eine Vielzahl von Crinoiden-, Korallen- und untergeordnet, Stromatoporenbruchstücken, die jedoch umkristallisiert und nicht mehr zu bestimmen sind.

Der Crinoidenkalk fällt flach nach Süden ein. Vereinzelt treten gebankte Bereiche auf, von denen ein Teil sekundär dolomitisiert ist.

Im Süden, außerhalb des Kartiergebietes, wird der Crinoidenkalk als Marmor abgebaut. In einem alten Steinbruch, ebenfalls südlich außerhalb des Kartiergebietes, sind Störungsflächen mit Azurit, Malachit und Bleiglanz besetzt.

Tektonik

Alle Gesteine des Gebietes lassen auf eine rege tektonische Vergangenheit schließen. Die Quarzanreicherungen im Gestein des Raudenspitzsteinwandzuges sind Hinweise auf Störungszonen. Bei den Tonschiefern zeigt der häufige Wechsel der Einfallswerte und die teilweise enge Fältelung eine kräftige Bewegung an. Die Kalke treten im südlichen Höhenzug doppelt auf, dazwischen finden sich die Feldspatschiefer und die graphitischen Schiefer, z. T. stark in die Kalke eingequetscht. Auch die grauen Tonschiefer treten hier nochmals auf. Dies kann nur tektonisch bedingt sein. Ob diese Tonschiefer, die makroskopisch nicht von den Tonschiefern im Talbereich zu unterscheiden sind, jedoch einwandfrei zu letzteren zu stellen sind, wird die Dünnschliffanalyse ergeben. Es sei hier mit Vorbehalt zu werten. Die Kalke, v. a. der Crinoidenschuttkalk sind von einer Vielzahl von Störungen und weitreichenden Brüchen durchzogen. Sie sind auch stärker metamorph als einige km weiter östlich. Das Tal nördlich des M. Peralba folgt vermutlich einer ost-west-verlaufenden Störung. In der südöstlichen Flanke des M. Peralba

sind zwei südfallende Störungen erkennbar, auch sein östlicher Teil wird von Störungen durchzogen. Auch der M. Chiadenis und der angrenzende Höhenzug sind von Bruchstörungen durchsetzt.

Das Umbiegen des R. de Fleons könnte seine Ursache ebenfalls in einer Störungszone haben; es fällt auf, daß die Bänderkalke im östlichsten Teil des Gebietes nicht mehr auftreten. Ebenso streichen in der nördlichen Fortsetzung des Umbiegungsbereiches die Grauwacken des Fleonszuges auffällig weit ins Tal hinab. Ob dies allein auf veränderte Einfallswerte, die hier häufiger auftreten, zurückzuführen ist, oder dieser Wechsel störungsbedingt ist, muß eine genaue Auswertung der Meßwerte ergeben.

Blatt 197 Kötschach

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den zentralen Karnischen Alpen auf Blatt 197 Kötschach

Von LUTZ KREUTZER (auswärtiger Mitarbeiter)

Das Arbeitsgebiet liegt in der Umgebung des Eiskars und der Kellerwände.

Die älteste stratigraphische Einheit ist der Uggwa-Schiefer (Caradoc-Ashgill). Es handelt sich dabei um grüngraue, fein- bis feinstkörnige Schiefer, die nur am Fuße des Einstieges zur Eiskarkopf-Nordwand aufgeschlossen sind. Sie liegen hier störungsbedingt diskordant auf den Hochwipfelflysch-Serien des Karbons, die das gesamte Valentintal durchziehen. Während die Hochwipfelflysch-Schiefer und -Quarzite mit 80–85° entweder nordwestlich oder südöstlich einfallen, weisen die Uggwa-Schiefer flachere Einfallswinkel (40–45°) nach SE auf. Die Mächtigkeit der Uggwa-Schiefer beträgt an dieser Lokalität etwa 20 m.

Der Kok-Kalk tritt auf dem Weg zur Eiskarkopf-Nordwand am Fuße des Einstieges mit einer Mächtigkeit von 10 bis 12 Metern auf. Er bildet das Hangende zum Uggwa-Schiefer. Es handelt sich um einen rötlichen, eisenhaltigen Orthocerenkalk, der stratigraphisch ins mittlere Llandovery bis ins ältere Ludlow einzuordnen ist.

Als Hangendes zum Kok-Kalk trifft man an dem Aufstieg ins Eiskar auf den Alticola-Kalk (Ludlow bis Pridoli). Er tritt allerdings nur dünnbankig (einige Meter) in Erscheinung und beißt nach Nordwesten hin aus. Er ist augenscheinlich sehr schwer vom hangenden e_γ-Plattenkalk (Lochkov) zu unterscheiden.

Während die oben erwähnten Silur-Kalke durchwegs mit 45° SSE fallen, liegen die Lochkov-Plattenkalke (früher als e_γ-Plattenkalke bezeichnet) flacher. Sie liegen diskordant auf und zeigen Einfallswerte um 20° nach SSE. Diese Schichten treten in einer Mächtigkeit von ungefähr 125 Meter auf. Die liegenden Plattenkalke sind im Dezimeter-Bereich gebankt und mit tonigen Horizonten ausgebildet. Der Kalk selbst ist hier dunkelgrau und mikritisch. Die Mächtigkeit beträgt 55 Meter. Die hangenden Plattenkalke sind hellgrau, teilweise stark umkristallisiert und weisen dickbankige Crinoidenschuttlagen mit Riffschutt auf. Ihr äußeres Erscheinungsbild ähnelt jedoch den liegenden Kalken sehr. Sie treten in einer Mächtigkeit von 70 Meter auf.

Durch einen deutlichen Farbwechsel lassen sich die e_γ-Plattenkalke zum Hangenden hin von den gelben

Plattenkalken des Prags unterscheiden. Diese zeigen eine deutlich gelbrötliche Verwitterungsfarbe. Stratigraphisch gehören sie ins Prag. Diese im unteren Bereich fossilarmen, mikritischen Kalke werden zum Jüngeren hin teilweise von fossilreichen Schuttlagen durchzogen. Insgesamt sind sie ungefähr 110 Meter mächtig.

Die gelben Plattenkalke werden im gesamten Kellerwandbereich von einem dunkelgrauen dünnplattigen Kalk überlagert. Im unteren Bereich sind diese Schichten sehr dünnplattig ausgebildet. Zwischen den Platten Grenzen befinden sich dünne Tonhäutchen. Vereinzelt finden sich dickbankige Lagen von Schuttbreccien, deren Häufigkeit und Bankungsdicke zum Hangenden immer größer wird. Stratigraphisch können diese Kalke mit Hilfe von Conodonten ins höchste Unterdevon gestellt werden, also ins Ems. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 150 und 160 Meter. Sie fallen in der Eiskarkopf-Nordwand mit Werten zwischen 20 und 25° nach SE bis SSE ein, die Lagerung entspricht somit der von den liegenden gelben und e_γ-Plattenkalken.

Der Cellon-Kalk liegt als Hangendes auf den Kellerwand-Kalken. Er läßt sich in drei faziell unterschiedliche Kalke untergliedern:

○ Plattiger Oolithkalk:

Dieser Kalk baut sich als Hangendes zum dunklen Plattenkalk des Ems aus. Er läßt sich nur im südwestlichen Teil der eigentlichen Kellerwände über dem Eiskar finden. Dieser Kalk ist gradiert und bankweise sehr fossilreich. Auffällig an diesen Schichten ist, daß sie wie die Ems-Kalke Tonhäutchen ausbilden. In der Umgebung der Kellerspitzen bilden die Oolithkalke die Basis zu den Eiskar-Kalken, aus denen das heutige Relief der Kellerspitzen herausgewittert ist.

○ Massiger Oolith- und Pelletkalk:

Im nördlichen Teil des Kartenblattes werden Kunzköpfe, Eiskarkopf und die Wandfluchten westlich des Cellons bis ins Valentintal von einem gradierten Oolith und Pelletkalk aufgebaut, der bis zu 500 Meter mächtig wird. Er fällt ein wie seine Basisschichten, die Ems-Plattenkalke. Seine Sedimentation hat somit zeitlich mit den plattigen Oolithkalken eingesetzt. Allerdings ist der nördliche Kalk wesentlich kompakter und massiger. Die Bankung geht in den Zehnermeterbereich. Einzelne Riffschutte finden sich abwechselnd mit Crinoidenlagen, gradierten Oolithen und wieder feineren Körnungen.

○ Massiger Riffkalk:

Oberhalb der massigen Oolithe und Pelletkalke liegen massige Riffkalke, völlig ohne Bankung ausgebildet. Hier finden sich Korallen und Stromatoporen in Lebendstellung. Am verwitterten Stein lassen sich Faunenvergesellschaftungen dieser Art gut beobachten. Diese Riffkalke bilden das stratigraphisch Jüngste im Cellon-Kalk.

Die Serien des Eiskar-Kalkes bauen die eigentlichen Wände der Kellerspitzen und des Collinkofels auf. Sie gehören stratigraphisch ins Givet. Hier liegt das Zentrum des ehemaligen Riffwachstums. Markant an dieser Kalkserie ist eine geringmächtige Stringocephalenschicht.

Massiger bis gebankter Crinoidenschuttalk liegt im südlichen Teil des Kartenblattes dem plattigen Oolithkalk des Cellon-Kalkes auf. Er ist wesentlich dickbankiger und teilweise oolithisch. Fossile Reste von

Crinoiden und vereinzelt Korallennester prägen sein Aussehen.

In den oben geschilderten Crinoidenschuttkalken ist in sehr schwer erreichbarer Höhe in den Nordwänden des Kellergrates eine Stringocephalenschicht eingeschaltet. Bruchstücke dieser Lage finden sich zur Genüge im Moränenwall am Nordrand des Eiskargletschers. Die Brachiopoden sind sehr gut erhalten und lassen sich teilweise problemlos aus dem Gestein heraus schlagen. Dieser Horizont ist ein guter Leithorizont für das Givet. Darüber folgen erneut Crinoidenschuttkalke. Die eigentlichen Kellerspitzen werden noch von dieser Serie aufgebaut.

Hangend zu den Schuttkalken folgen bei der Beschreitung des Kellergrates Richtung Osten massige Riffkalke. Sie sind von einem enormen Riff-Fossilienreichtum gekennzeichnet. Stromatoporen und Korallenvergesellschaftungen in unzerstörtem Zustand lassen diesen Kalk zum Zeugen für den Lebensreichtum seiner Entstehungszeit werden. Dabei werden die Stromatoporen bis vierzig Zentimeter im Durchmesser groß. Zum Hangenden hin wird der Fossilreichtum größer. Ab dem eigentlichen Hauptgipfel des Kollinkofels („Krone“) nimmt die Häufigkeit der Lebensspuren allmählich ab.

Auf dem Weg zum Kollinkofel (Ostgrat) werden mehrere Störungen überschritten, die den östlichen Teil dieses Bergs relativ zum Kellergrat und den Kellerwänden gesenkt haben. Dadurch besteht der obere Teil dieses Grates aus Frasn-Kalken. In diesen brecciösen Kalken finden sich vereinzelt Vergesellschaftungen von Phillipsastrea und Brachiopoden (Rynchionellen). Die Bruchstücke liegen hier oft in Dachziegellagerung übereinander und sind sparitisch gebunden.

Im Osten werden die Kalksteinserien des Devon durch eine große Störung am Fuße des Kollinkofels mit den Serien des Hochwipfelflyschs kontaktiert. Es handelt sich dabei um Schiefer- und Quarzitzerien. In diesen Schiefen scheinen die Devonkalke des Gabelkopfes und einiger Blöcke der Grünen Schneid förmlich drinzustehen. Es handelt sich oft um nur mehrere Meter dicke Kalkbrocken, die bei genauerer Betrachtung keine Anzeichen von Zerschering oder starker tektonischer Beanspruchung zeigen. Wahrscheinlich handelt es sich deshalb um Olistolithe aus dem Devon, die während der beginnenden Auffaltung und Flyschbildung im Karbon in die feinkörnigen Sedimente hineingerutscht sind.

Während in den Kellerwänden Oolithe und Stringocephalen die wichtigen Merkmale darstellen, sind in den Wänden der Hohen Warte Hercynellen- und Birdseyekalke zu beobachten, die in der Eiskarumgebung fehlen. Es handelt sich also um eine faziell eigenständige Entwicklung, obwohl Crinoidenschutt in beiden Bereichen eine große Rolle spielt. Wegen deren Fossilreichtum und der kompakten Kalken mit Korallen und Stromatoporen in Lebendstellung kann das Gebiet der Kellerwände als zentraler Riffbereich des Mitteldevons angesehen werden.

Tekontik

Die Kalksteinserien des Paläozoikums in den Karnischen Alpen sind nicht gefaltet. Lediglich an bedeutenden Störungen zeigen sich Umbiegungsflexuren. Das bekannteste Beispiel hierfür ist wohl die Schleppung in der nordwestlichen Kellerwand, die sich aus dem oberen Valentintal und noch besser vom Valentintörl beobachten läßt. Diese bedeutende Störung hat im östlichen Teil die ey-Plattenkalke und die gelben Plattenkalke

(Prag und Lochkov) hochgebogen, das sich am deutlichsten an der „Schnackl-Grat“-Ostwand erkennen läßt, die am Eiskargletscher den Kellergrat von den Kinzköpfen trennt. Hier fallen die Schichten mit 70° nach Norden ein. VON GAERTNER kartierte diese Zone 1925 als Oberdevon. Es handelt sich hier jedoch um die dunklen Plattenkalke des Ems, die hier stark verstellt und gestört auftreten.

Große Störungen sind am Kollinkofel zu verfolgen. Sie sorgten für Einsenkungen und Schollentektonik, so daß Oberdevon-Kalke noch aufzufinden sind. In diese Störungen ist sehr oft schiefriges Material der Hochwipfelflysch-Serie eingequetscht, wodurch es zur Bildung tektonischer Breccien und Mylonitzonen gekommen ist.

Die gesamten Kellerwände sind vom Valentintal aus als bruchtektonisch verrutschte Wandblöcke zu beobachten, die mit ihrem Gesamtbild als Großaufschluß dastehen. Die Versätze der Störungen beschränken sich mit wenigen Ausnahmen auf einige Zehnermeter.

Der Eiskarkopf-Nordwand ist eine Schuppe vorgelagert, der auch beim Aufstieg in das Eiskar der Steig folgt. In dieser Schuppe sind die ältesten Gesteine des Gebietes aufgeschlossen.

Die bedeutendste Störung durchzieht den östlichen Teil des Gebietes. Es handelt sich um eine große Überschiebung, die den Kollinkofel mit seinen Kalkzügen von den Schieferzügen der Grünen Schneid trennt. Hier liegt Mitteldevon direkt auf Karbon. Die Störung wird in der Gabelescharte vom Eiskargletscher überdeckt.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in der Permotrias auf Blatt 197 Kötschach

Von ADOLF WARCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahme der Permotrias N der Drau bereitete nicht nur wegen der – infolge geringer Höhe – mangelhaften Aufschlüsse große Schwierigkeiten, sondern auch die bisher ungefähr ab der Mitte der Gailtaler Alpen nach W hin von mir beobachteten Zunahme der lithologischen Ausgeglichenheit bei den dolomitisch dominierten Triasstufen beeinträchtigte wesentlich ihre sichere Unterscheidung. So gehen beispielsweise beim norischen Hauptdolomit der Bitumengehalt und damit auch die mehr oder weniger dunkle und braungetönte Farbe als Hauptmerkmale dieser Stufe weitgehend verloren, weswegen der schon im Anis reichlich vertretene Dolomit, weiters der Wetterstein- und Hauptdolomit im Gelände ziemlich ähnlich aussehen.

Dieser Nachteil macht sich hier noch deshalb besonders bemerkbar, weil die einzelnen Triasstufen nur mehr in geringen tektonischen Resten vorliegen. Daher bleibt die in diesem Falle besonders wichtige Aufgabe zurück, daß die vorliegenden, nur lithologisch gewonnenen Kartierungsergebnisse vor allem noch durch Fossilfunde erhärtet werden sollten.

Dabei hätte man bei der Identifikation des Wettersteindolomits vermutlich mit Hilfe von Diploporiden, die bei der Wettersteinserie der östlichen Gailtaler Alpen aufgrund meiner Erfahrungen verhältnismäßig oft vorkommen, noch am ehesten Aussicht auf Erfolg.

Damit wäre aber auch schon die Trennung des Wettersteindolomits vom stratigraphisch nahen und daher auch im Gelände häufig benachbarten, aber bekanntlich sehr fossilarmen Hauptdolomit möglich.

Die Abtrennung des im Anis weitaus am meisten vertretenen oberanischen sog. Zwischendolomits von den übrigen triadischen Dolomithorizonten gelang mir in den übrigen Gailtaler Alpen sowie in den Lienzer Dolomiten auch noch aufgrund von vulkanogenen Einlagerungen, die übrigens in den Partnach-Kalken noch mehr auftreten. Aber auch diese, wohl wegen der schon oben angegebenen Gründen, waren bisher hier nicht aufzufinden.

Siehe auch Bericht zu Blatt 179 Lienz von A. WARCH.

Blatt 198 Weißbriach

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Gailtal-Kristallin auf Blatt 198 Weißbriach

Von HELMUT HEINISCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Nachdem im Jahre 1983 die Aufnahme des Kristallins im Maßstab 1 : 10.000 abgeschlossen worden war, waren nach einer ersten Kompilation im Maßstab 1 : 25.000 intensive Kontrollbegehungen notwendig. Diese führten zum Abgleich der von 7 verschiedenen Bearbeitern stammenden Kartendarstellungen. Unter Berücksichtigung von wissenschaftlichen Untersuchungen konnte ein Interpretationsmodell entwickelt werden. Dadurch ließen sich auch alle für die Kartendarstellung wichtigen und bisher noch offenen Fragen lösen. Mittlerweile liegt eine vom Autor neu kompilierte, bereinigte Manuskriptkarte des Kristallins im Maßstab 1 : 25.000 vor. Die über wissenschaftliche Detailprobleme vergebenen Diplomarbeiten stehen kurz vor dem Abschluß. Es ergab sich daher die Gelegenheit einer Zusammenfassung der Grundzüge des geologischen Baus und der Entwicklungsgeschichte des Gailtal-Kristallins.

Die polymetamorphen Gesteine zeichnen sich durch eine extreme Deformation aus. Diese Deformation betrifft die gesamte Ausstrichbreite des meist steilgestellten, E-W-streichenden Kristallins und ist nicht auf die Bereiche in Nachbarschaft der Periadriatischen Linie beschränkt. Die Nordgrenze des Kristallins ist durch eine gewaltige Schuppentektonik gekennzeichnet, wobei Permotrias-Schollen des Drauzuges von Kilometer-Dimensionen im Kristallin stecken. Die Südgrenze des Kristallins bildet das Alluvium des Gailtals. Somit sind die Grenzbereiche zur Periadriatischen Linie hier nicht aufgeschlossen.

Innerhalb des Kristallins können nach der Lithologie und der Gefügeentwicklung zwei tektonische Großeinheiten unterschieden werden. Eine „Nördliche Serie“ besteht aus Biotit-führenden Granat-Glimmerschiefern mit synkinematisch rotierten Granat-Porphyroblasten. Außerdem treten hier reichlich schichtig eingeschaltete Augengneis-Züge samt assoziierten Amphiboliten auf.

Interpretiert man die Augengneise als lithostratigraphisch verwertbare Horizonte (z. B. als metamorphe saure Vulkanite, vgl. HEINISCH & SCHMIDT, 1982), so muß für die „Nördliche Serie“ eine 3-fache tektonische Schichtwiederholung postuliert werden. Diese „Nördliche Serie“ konnte durch die Kartierung nach W bis auf das Blatt Kötschach verfolgt werden. Dort trägt sie den Namen „Nördliche Granatglimmerschiefer-Folge“ (HEINISCH, SCHMIDT & SCHUH, 1983). Sie ist auch nach E auf Blatt Hermagor verfolgbar. Die Südgrenze dieser

Einheit bildet eine Diaphthorese mit kräftiger Deformation und Phyllonitbildung.

Weiter südlich folgt die zweite intrakristalline, großtektonische Einheit, die „Südliche Serie“. Sie besteht hauptsächlich aus monoton abwechselnden diaphthorischen Glimmerschiefern und quarzreichen diaphthorischen Glimmerschiefern. Allerdings sind lagig buntere Gesteinsabfolgen eingeschaltet. Diese erwiesen sich bei der Kartierung als Leithorizonte: Mit Hilfe der Quarzite, Grungesteine (Amphibolite, Prasinite, Grünschiefer), Graphit-Kieselschiefer-Folgen (graphitführende Glimmerschiefer, Quarzite, Lydit) und Bändermarmore ergab sich eine klare lithologische Gliederung des Kartenblattes. Durch Kartierungen auf dem Nachbarblatt Hermagor konnte der laterale Übergang eines dieser Leithorizonte in den fossilführenden und nach SCHÖNLAUB (1979) als obersilurisch-unterdevonisch datierten Marmorzug von Kühweg nachgewiesen werden. Bei Anwendung der stark vereinfachten stratigraphischen Faustregel, daß die Quarzite ordovizischen, die Grungesteine, Marmore und Kieselschiefer silurisch-unterdevonischen Alters seien, ergibt sich innerhalb der „Südlichen Serie“ eine 5-fache tektonische Schichtwiederholung altpaläozoischer Gesteine. Für die Erklärung des tektonischen Internbaus kann man entweder einen Deckenbau, oder aber auch eine Großfaltung im Kilometer-Bereich annehmen, die später tektonisch erneut überprägt wurde.

Die Metamorphose der „Südlichen Serie“ erreichte an einigen Stellen die Stabilitätsbereiche von Biotit, Granat und Staurolith, also mittelgradige Metamorphosebedingungen. Hiermit ist erstmals für das Gailtal-Kristallin die Existenz mittelgradig metamorpher, paläozoischer Abfolgen nachgewiesen.

Der tektonische Großbau des Kristallins ist ebenfalls geklärt. Entlang einer phyllonitisch rekristallisierten, bedeutenden tektonischen Grenze, die wohl am besten als Überschiebungsbahn zu interpretieren ist, grenzen zwei verschiedene Kristallinschollen mit bezüglich ihrer Hauptmetamorphose unterschiedlicher Metamorphosegeschichte aneinander. Der Südteil kann wegen der Schichtwiederholungen in 5 Teilschollen, der Nordteil in 3 Teilschollen zerlegt werden.

Dieser etwa E-W-verlaufende Decken- und Schuppenbau wird durch junge Querstörungen versetzt. Beispiel hierfür sind die Reißkofelrinne und der Gitschbruch.

Bei den Metamorphose- und Deformationsabfolgen sind im Dünnschliff jeweils eine prograde und mindestens eine retrograde Phase nachweisbar: Eine genauere Rekonstruktion der Ereignisfolgen, insbesondere ihre Alterszuordnung und die Klärung prävariszischer (?), variszischer und alpidischer Anteile an der Gefügeprägung war bisher nicht vollständig möglich. Hierzu fehlen nach wie vor radiometrische Alterszahlen. Gerade hinsichtlich der Erforschung von Deformationsvorgängen unter verschiedenen p-T-Bedingungen bietet das neu kartierte Blatt Weißbriach ein weites Betätigungsfeld. Eine ausführlichere Publikation der bisherigen Detailergebnisse unserer Arbeitsgruppe am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München ist in Vorbereitung.

Siehe auch Bericht zu Blatt 179 Lienz von A. WARCH.

Blatt 199 Hermagor

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Gailtal-Kristallin auf Blatt 199 Hermagor

Von HELMUT HEINISCH (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1984 konnte die Aufnahme des Kristallinanteils von Blatt Hermagor im Maßstab 1 : 10.000 abgeschlossen werden. Die Abfolgen sind großteils unter mächtigem Quartär verborgen. Wegen der schlechteren Aufschlußverhältnisse ist das Bauprinzip des Kristallins nur im Zusammenhang mit den Erkenntnissen von Blatt Weißbriach zu entschlüsseln. Demnach ist es möglich, das Kristallin in 2 große tektonische Einheiten zu unterteilen, deren Grenze durch eine mächtige Deformationszone markiert wird. Die beiden Einheiten wurden mit den Arbeitsbezeichnungen „Nördliche Serie“ und „Südliche Serie“ belegt.

Die „Nördliche Serie“ ist gekennzeichnet durch Granat-Glimmerschiefer mit synkinematisch rotierten Granaten. Als Einschaltungen treten Augengneis-Züge und assoziierte Amphibolite auf. Die Gesteine sind auf Blatt Hermagor extrem stark deformiert und in ihrer Mächtigkeit reduziert.

In der „Südlichen Serie“ dominieren diaphthoritische Glimmerschiefer und quarzreiche diaphthoritische Glimmerschiefer. Die bereits auf Blatt Weißbriach als Leithorizonte verwendbaren Einschaltungen von Quarziten, Grüngesteinen (Amphibolite, Prasinite, Grünschiefer), Graphit-Kieselschiefer-Folgen (graphitführende Glimmerschiefer, Quarzite, Lydite) und Bändermarmoren konnten auch hier aufgefunden und weiterverfolgt werden. Auch in der südlich des Pressegger Sees gelegenen, stark glazial geprägten und schlecht aufgeschlossenen Rundhöckerlandschaft von Micheldorf, Egg, Delach und Latschach treten derartige Leithorizonte auf. Hier herrschen Quarzite, quarzreiche Glimmerschiefer und Graphit-Kieselschiefer-Folgen vor. Im Bereich der Schwarzschiefer stößt man häufig auf Stollenmundlöcher und andere Spuren ehemaligen Bergbaus.

Im Vellatal zwischen Radnig und Obervellach schaltet sich zwischen Permomesozoikum und der „Südlichen Serie“ eine weitere tektonische Einheit ein, deren Gesteine eine im Vergleich zum Gailtal-Kristallin wesentlich geringere, schwachgradige Metamorphose aufweisen. Es handelt sich um stark tektonisierte, griffelschieferartige Tonschiefer. Lokal sind Grüngesteine, vermutlich basaltische Metatuffe, eingeschaltet. Im Bereich des ehemaligen Kraftwerkes konnte ein grauer, gebankter Kalkmarmor neu aufgefunden werden, der derzeit auf Conodontenfaunen überprüft wird. Über die Bedeutung dieser neu aufgefundenen tektonischen Einheit besteht noch Unklarheit. Der gesamte Bereich des Eichforst zwischen Gössering und Vella ist extrem zerschert, zeigt Fältelung und Kleinfaltung von mm- bis m-Bereich mit sehr unterschiedlichen Raumlagen der Faltenachsen und vorherrschend flacher Lagerung des Hauptflächengefüges. Diese Zone stellt die Grenze zur „Südlichen Serie“ des Gailtalkristallins mit der üblichen Metamorphosehöhe (mittelgradig, Stabilität von Biotit, Granat, lokal auch Staurolith) dar.

Der auf dem Nachbarblatt Weißbriach erkannte intrakristalline Großbau, bestehend aus 2 Einheiten, welche intern durch sich wiederholende Leithorizonte weiter zu untergliedern sind, wird auf Blatt Hermagor somit durch

die Einschaltung einer schwachgradig metamorphen Serie im Vellatal modifiziert.

Innerhalb der tektonischen Einheiten ist bei Vorhandensein von gut unterscheidbaren Leithorizonten Isoklinalfaltung nachweisbar, so zum Beispiel am Marmor von Kühweg (Ruine Malenthein). Trotzdem bleiben die Leithorizonte lateral in Richtung des Hauptflächengefüges über längere Strecken verfolgbare.

Weiterhin wird der tektonische Bau auf Blatt Hermagor durch die Gitschtal-Störung bestimmt, welche etwa dem Flußlauf von Gössering und Vella folgt. Das generelle E-W-Streichen in meist steilstehendem Kristallin verändert sich bei Annäherung an das Gitschtal. Die intrakristallinen Strukturen werden geschleppt und drehen in die etwa WNW-ESE-verlaufende Gitschrichtung ein. Entlang des Gitschbruchs rücken die permotriassischen Gesteine weit nach S vor. Dadurch wird die Ausstrichbreite des Kristallins stark verringert. Es ergibt sich aufgrund der Kartierung, daß die Gitschtal-Störung nicht nur eine vertikale Bewegungskomponente aufweist, sondern auch Blattverschiebungen mit dextralem Bewegungssinn stattgefunden haben müssen.

Die „Nördliche Serie“ des Kristallins wird im Störungsbereich stark deformiert und in ihrer Mächtigkeit reduziert. Die Augengneis-Züge sind zu Linsen ausgequetscht und erscheinen im Grenzbereich zum Permomesozoikum. Trotzdem bleibt die Abfolge durch die immer wieder isoliert auffindbaren Augengneis-Linsen weiter nach E nachweisbar. Damit kann die „Nördliche Serie“ des Kristallins in E-W-Richtung über 3 Kartenblätter (Hermagor, Weißbriach, Kötschach-Mauthen) verfolgt werden.

Die jüngeren tektonischen Bewegungen drücken sich auch innerhalb des Kristallins in zahlreichen Querstörungen aus, die häufig parallel zur Gitschrichtung verlaufen und Versätze von einigen Metern bewirken. Diese Strukturen samt zugeordneter Schlepptalten wurden im Hinblick auf eine bessere Verständlichkeit der Karte etwas schematisiert und im Versatzbetrag übertrieben dargestellt.

Im Bereich südlich des Pressegger Sees wird die Verfolgung von Leithorizonten und Erfassung tektonischer Strukturen durch die Moränenbedeckung sehr erschwert. Die deformierte Zone von Eichforst ist am Südrand des Pressegger Sees nochmals aufgeschlossen und taucht nach E unter das Quartär ab.

Im Jahre 1985 wird die endgültige Kompilation der Karte im Maßstab 1 : 25.000 erfolgen. Die sich dabei noch ergebenden Probleme sollen durch Kontrollbegehungen im Gelände gelöst werden.

Siehe auch Berichte zu Blatt 179 Lienz von A. WARCH und zu Blatt 182 Spittal an der Drau von A. DEUTSCH und H. HEINZ.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Nordrand von südalpinem Perm und Trias auf Blatt 199 Hermagor (italienischer Anteil)

Von ULRICH HERZOG (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde eine im Süden an das Variszikum der Östlichen Karnischen Alpen anschließende Randzone von Südalpinem Perm und Trias zwischen Kernitzen im Westen und Claiglier im Osten aufgenommen.

Dominierendes Element ist die Schwarzwipfelstörung, die nahezu geradlinig von Tröpolach im Gailtal mit NW–SE-Streichen nach Camporosso im Kanaltal verläuft und bis zum Geißbrücken die Nordbegrenzung des nach Westen hin grabenartig eingesenkten Jungpaläozoikums und der Trias der Karnischen Alpen darstellt. Nach Osten übernehmen meist E–W-gerichtete Störungen die Position am Nordrand zum Variszikum.

Im Südgehänge der Planja befindet sich 250 m östlich 186 P eine 12 m mächtige Mylonitzone, wo Schlerndolomit an Hochwipfel-Karbon grenzt. Neben den angrenzenden Gesteinen sind untergeordnet auch Bellerophondolomit-Bruchstücke im Mylonit vertreten. Die Hochwipfel-Klastika sind meist fein zerrieben. Aus Mächtigkeitsvergleichen geht hervor, daß hier die Vertikalbewegung mindestens 2000 m beträgt.

Bis südlich des Geißbrücken grenzt an das Variszikum Schlerndolomit. 600 m nördlich der Jagdhütte bei Chiusa ist ein Aufsplittern der Schwarzwipfelstörung zu beobachten, wobei eine Störung nach Osten im Graben des Rio Auernig in das Variszikum hineinstreicht.

Die Aufgabelung der Schwarzwipfelstörung in SE-, ESE- und E-Richtungen bewirkt, daß nicht mehr Schlerndolomit, sondern eine max. 400 m breite Zone von Werfen-Schichten und Bellerophondolomit an das Variszikum grenzt. Gröden-Sandsteine stecken 300 m nördlich der Kote 1552 im Störungsbereich.

Südlich der Hauptstörung, die über den Sella Collarice verläuft, lassen sich Störungen nur im Graben des Rio Vocadulina und bei Chiusa lokalisieren, wo Werfen-Schichten in Schlerndolomit eingeschuppt sind.

Östlich des Sella Collarice, wo weithin Moränenbedeckung vorliegt, findet sich südlich der Hauptstörung, die im Val Rauna hin zur Mündung des Filztales verläuft, durchwegs sehr flach lagerndes Muschelkalkkonglomerat. Es ist über 120 m mächtig.

Nördlich der Filzatal-Mündung stehen stark durchbewegte Werfen-Schichten an. Auf diese folgt im Norden ein 0,8 · 3 km großer, linsenförmiger Körper von Schlerndolomit. Er erstreckt sich vom Rif. Gortani bis südlich des Claiglier. Am S- und SE-Rücken des Claiglier ist von 1250 bis 1330 m SH Trogkofel-Kalk mit hangenden Brekzienbildungen (Komp. \varnothing bis 10 cm) aufgeschlossen. Ähnliche Brekzien stehen auch 400 m nördlich des Rif. Gortani an. Am Claiglier folgt auf die Trogkofel-Kalke ein rund 400 m breiter, verschuppter Bereich von Werfen-Schichten, Bellerophondolomit und untergeordnet Gröden-Schichten. Daran schließen sich flach S-fallende Bellerophondolomite bis hin zur Grenzstörung zum Variszikum, an welcher nach Osten zunehmend auch Gröden-Schichten auftreten.

Mit Ausnahme der Schwarzwipfelstörung zeigt sich eine richtungsmäßige Anlehnung der Störungen an den Verlauf des Südrandes des Variszikums, das im M.te Cocco einen nach Süd ragenden Sporn bildet: SW des M.te Cocco herrschen NW–SE und WNW–ESE-Störungen vor. Östlich davon streichen sie E–W und ENE–WSW. Die Vertikalbewegungen sind hier nicht einheitlich (S gegenüber N abgesenkt), sondern es gibt einzelne, tiefer eingesenkte bzw. stärker gehobene Bereiche (Schlerndolomit zwischen Rif. Gortani und Claiglier bzw. Trogkofel-Kalk am Claiglier).

Blatt 200 Arnoldstein

Siehe Bericht zu Blatt 182 Spittal an der Drau von H. HEINZ

Blatt 205 St. Paul im Lavanttal

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Korallenbereich auf Blatt 205 St. Paul im Lavanttal

Von GEORG KLEINSCHMIDT (auswärtiger Mitarbeiter)

Durch Nachbegehungen konnten einige problematische, aufschlußarme Bereiche des Korallkristallins einigermaßen geklärt werden.

Der Streifen zwischen Handhab – Dreieckkogel – Dreieckebene und Schwarzenbach wird unten bzw. im W aus Gesteinen der Unteren Schiefergneisserie mit Schiefergneisen und wenigen Eklogitkörpern aufgebaut. Den oberen Teil um den Gipfel des Dreieckkogels bildet die Obere Blastomylonitserie, die hier außer recht grobknotigen Blastomylonitgneisen Amphibolitbänder und verschiedene Kalksilikatgesteine enthält. Der Dreieckkogel stellt somit einen inselartigen nördlichen Vorposten der sonst erst weiter südlich in Obersoboth (zwischen Nedwed und Loinighütte) verbreiteten Gesteinsfolge dar. Das vergleichsweise einfache Kartenbild wird durch die flach ostfallende Lagerung bestimmt: Mittel von s_{reg} (= s_3 oder s_4): 170/20 E. Der Verlauf des bereits im Bericht für 1983 (1984) genannten N–S-Störungssystems, das die Gesteinsabfolge des Dreieckkogels gegen NW und W begrenzt, mußte E Handhab etwas korrigiert werden; der bedeutendste Ast dieses Systems verläuft entlang des mittleren Schwarzenbachs und trennt die Eklogite des östlichen Gießofenhangs von den Schiefergneisen am Fuße des Dreieckkogels. Die Störung ist durch den Jockelwald an der Westseite des Gradischkogels bis in den Bereich des Höllgrabens verfolgbar. Die Aufnahme verbindet die Kartierungen von FLÖTTMANN im NE und HESSMANN im E (1982, 1983) sowie ENGEL im S (1979, 1983).

Durch neue Weganschnitte im Raum Goßbeck – Zangl ließ sich die komplizierte Vernetzung von vorwiegend NW–SE-Verwerfern mit heteroaxialer Mehrfachverfaltung einigermaßen absichern. NW–SE-Störungen sind unmittelbar S Zangl, W Krottenmaier und 150 bis 200 m NNE Goßbeck nachweisbar gewesen. Hier ist ein ca. 12 km langer Span von Blastomylonitgneis an dieses Störungssystem gebunden. Mindestens drei Faltengenerationen ließen sich in den Gesteinen der hier vorherrschenden Unteren Schiefergneisserie (Schiefergneise mit Eklogit- und Blastomylonitgneiseinlagerungen) beobachten. Entsprechend FLÖTTMANN (1984) lassen sich in den Gesteinen der hier vorherrschenden Unteren Schiefergneisserie (Schiefergneise mit Eklogit- und Blastomylonitgneiseinlagerungen) beobachten. Entsprechend FLÖTTMANN (1984) lassen sie sich wie folgt indizieren: B_6 verfaltet gut 500 m N Goßbeck offen mit 70/120 E ein älteres B_4 , dessen kleine Runzelfalten deshalb zwischen 165/20 und 25/60 S schwanken. B_5 (etwa 120/10 NW) bildet gut 300 m W Zangl eine nordostvergente, mäßig offenen Mulde, in deren Kern (eingeschuppt?) der im Bericht für 1977 (1979) genannte Quarzit mit Mn-Quarzitanteil liegt.

Ergänzt wurde außerdem die Aufnahme in den jungen Ablagerungen zwischen Farrach, Raglach, Unterainz und St. Georgen (s. Bericht für 1981, 1984). Neue Böschungsanschnitte entlang der Straße Raglach – St. Georgen bestätigen die Schuttfächer aus Korallenmaterial. In den benachbarten Bachanrissen (im Weithartwald) wurde im Gegensatz zur Karte von BECK et al. (1929) nirgends Tertiär angetroffen. Die mit 65° bis

70° nach NNE einfallenden Dachbergschotter des bekannten Aufschlusses von Farrach (BECK-MANNAGETTA, 1952) haben nach BECK et al. (1929) ihre südliche Fortsetzung in einem Rücken 300 bis 600 m N Pfaffendorf. BECK-MANNAGETTA (1952) stellt die dortigen Schotter zu den Granitztalschichten. Gleichartige Schotter, die analog zu BECK et al. (1929) den Dachbergschottern zuzurechnen wären, überragen in einem 300 m langen Rücken zwischen Götzendorf und Unterrainz die würmzeitlichen Lavanttal-Stauseesedimente. M. E. ist jedoch auch dieses Vorkommen zu den Granitztalschichten zu stellen und erweitert somit deren Verbreitungsgebiet (s. BECK-MANNAGETTA, 1952). Die Abgrenzung der Kristallinschuttfächer gegen die Stauseesedimente mußte gegenüber den Aufnahmen von BECK et al. (1929) und BECK-MANNAGETTA (1952) leicht modifiziert werden.

Blatt 206 Eibiswald

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 206 Eibiswald

Von PETER BECK-MANNAGETTA (auswärtiger Mitarbeiter)

Als Untergrund des Jungtertiärs des südlichen Grazer Beckens ragen verschiedene paläozoische Schichten an der Staatsgrenze E des Radlpasses heraus. Diese vorwiegend schwach metamorphen Schichten setzen sich gegen E weiter fort und wurden von A. WINKLER-HERMADEN (1933, 1938) und F. EBNER (1974) genau untersucht. Das westliche Gebiet dieses Zuges reicht noch in das Blatt 206 herein (Pongratzen). Die Schiefer zeigen starke Durchbewegung und fast phyllitische Metamorphose (Anchizone). Der engräumige Wechsel der Gesteinsfolgen (Kalke, Dolomite, Graphitschiefer, Diabas-Grünschiefer und Metakonglomerate) ist nach den derzeitigen topographischen Unterlagen und dem dichten Bewuchs nur schwer zu erfassen, weshalb die Kartierung mit Luftbildaufnahmen fortgesetzt werden soll.

In einem wenige Meter mächtigen gelblich-ockerigen, brecciösen Dolomit W des Kl. Lieschenbaches in 515 m, ca. N Pongratzen, wurden Reste paläozoischer Korallen gefunden (freundliche Bestimmung von F. EBNER).

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 206 Eibiswald und 207 Arnfels

Von ERNST GEUTEBRÜCK (auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Zuge einer montangeologischen Studie des Wies-Eibiswalder Kohlenrevieres durchgeführten Untersuchungen (K. NEBERT & E. GEUTEBRÜCK, 1980) führten zu dem Nachweis mehrerer Sedimentationszyklen mit einer jeweils integrierten Kohlebildung innerhalb der Eibiswalder Schichten.

Ziel der Aufnahmsarbeiten ist es, jene im Raum zwischen der Saggau und der Landesgrenze auftretenden Sedimentationszyklen mit jenen von K. NEBERT (1983) für das Gebiet nördlich der Saggau ausgeschiedenen Zyklen (Wuggauer-, Habischegger- und Eibiswalder Sedimentationszyklus) zu parallelisieren.

Die an der Basis der miozänen Schichtfolgen liegenden grobklastischen Sedimente der Radlwildbachschot-

ter werden als eigene Formation – die Radl-Formation – abgetrennt. Diese wird von den weniger grobklastischen Sedimenten der Eibiswald-Formation (vorerst gleichgestellt mit A. WINKLER's „Eibiswalder Schichten“, 1924, 1927) transgressiv überlagert, wobei die Deutlichkeit der Transgression und der begleitenden Winkel diskordanz von Westen nach Osten zunimmt.

Im Berichtsjahr wurde die Kartierung und lithologische Typisierung der Radl-Formation (qualitative und quantitative Analyse, Geröllformbestimmungen-Rundungsgrad, Symmetriewert und Abplattungswerte sowie Schwermineralanalysen) abgeschlossen und eine fluviatile sowie eine fluviatil-limnische Phase in der Sedimentation nachgewiesen.

In der den Hauptabschnitt des Kartierungsgebietes einnehmenden Eibiswald-Formation ist die Parallelisierung mit den bisher aus dem Raum nördlich der Saggau bekannten Sedimentationszyklen anhand der lithologischen Verhältnisse in Verbindung mit den jeweiligen Schwermineralspektren in Durchführung, die Geländebegehungen sind jedoch noch nicht abgeschlossen.

Die entlang des Korallenrandes vorwiegend als Rinnenfüllungen auftretenden jüngeren Schotter- bzw. Schuttmassen wurden 1980 mit A. WINKLER'S (1927) „Schwanberger Blockschutt“ parallelisiert und werden nach neuesten Erkenntnissen als Schwanberg-Formation (K. NEBERT, 1983) ausgeschieden. Ihre lithologische Typisierung und Abgrenzung wurde abgeschlossen.

Für den Raum Oberhaag – Arnfels – Landesgrenze wurden die 1980 gewonnenen Erkenntnisse über die Verbreitung der „Unteren Eibiswalder Schichten“ – Wuggauer bzw. Habischegger Sedimentationszyklus (K. NEBERT, 1980, 1983) – im Gegensatz zu den von A. WINKLER (1927) für dieses Gebiet ausgeschiedenen „Mittleren Eibiswalder Schichten“ bestätigt. Die Typisierung und Abgrenzung der einzelnen Sedimentationszyklen ist durch die noch notwendigen Revisionsbegehungen noch nicht abgeschlossen.

Die Abgrenzung der transgressiv überlagernden Arnfelser Konglomerate und ihre Typisierung anhand von Schwermineralassoziationen wurde begonnen. Weitere sedimentologische Untersuchungen sind für 1985 vorgesehen.

Blatt 207 Arnfels

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf den Blättern 207 Arnfels und 208 Mureck

Von GUNTHER SUETTE (auswärtiger Mitarbeiter)

1984 wurde der südwestlichste Anteil österreichischen Bundesgebietes auf Kartenblatt 208 sowie das unmittelbar westlich anschließende Gebiet auf Kartenblatt 207 aufgenommen. Die Abgrenzung des Arbeitsgebietes ist ungefähr durch die Örtlichkeiten Ratsch, Lubekogel, Gamlitz und Retznei gegeben.

Die Aufnahme auf Blatt 208 betrafen vor allem die Abgrenzung des Urlers Sand-Blockschuttes gegenüber dem Schlier und dem Leithakalk im Bereich des Witscheinberges und des Wielitschberges.

Um die Fortsetzung nach Westen zu erfassen, wurde auf Blatt 207 die Aufnahmetätigkeit unmittelbar abgeschlossen.

Das Augebiet der Mur, auf der Karte in der NE-Ecke, ist von einem ca. 6 m mächtigen Sand-Schotterkörper aufgebaut, der von Sanden und schluffigen Feinsanden überlagert wird. Die Gerölle setzen sich im wesentlichen aus kristallinen Komponenten (Quarz, Gneis, Pegmatit, Amphibolit und Glimmerschiefer) zusammen. Karbonate treten nur untergeordnet auf.

Weitgehend kann das Augebiet in zwei Stufen, nämlich die rezente Aue, die direkt an der Mur liegt und aktives Überschwemmungsgebiet darstellt (durch die Kraftwerksbauten nicht mehr signifikant) und die subrezente Au, die ca. 1–2 m über der rezenten liegt, untergliedert werden.

Im Bereich des Gamlitzbaches sind an Ausedimenten nur sandig-schluffiges Material aufgeschlossen.

Die Helfbrunner Terrasse bzw. deren Äquivalente treten im Gamlitzbachtal nur in Form von relativ schmalen Leisten und Resten auf und sind randlich meist stark verschliffen.

Bei den höheren Terrassen, im Bereich von Ehrenhausen und Retznei, handelt es sich im wesentlichen um kleinere Sporne und Rücken, die jedoch kaum mehr großflächig zusammenhängen.

Die beiden letztgenannten Terrassengruppen weisen zumeist eine Lehmbedeckung unterschiedlicher Mächtigkeit auf.

Im Tertiär wurden vor allem die sich weit erstreckenden Anteile des Steirischen Schlier, der Urler Sand-Blockschutt sowie Konglomerate, Mergel, Tone und Kalke des unteren Baden erfaßt.

Als tiefstes Schichtglied tritt der meist söhliche bis flach nach NE einfallende Schlier auf, der aus gutgeschichteten bis feinplattigen, grauen bis graugrünen Tonmergeln aufgebaut ist, in die vereinzelt sandig-schottrigen Linsen (Kroisenbach und Ratscher Graben) eingeschaltet sind.

Überlagert wird der Schlier vom Urler Sand-Blockschutt. Dieser setzt sich aus Sanden mit Grobgeröllen (bis 2 m Ø) zusammen. Abschnittsweise ist eine stärkere Konglomerierung (aufgel. Schottergrube E Schusterberg) zu beobachten.

Als Basis der Leithakalkfolge treten die Leithakonglomerate auf, die durch eine Wechsellagerung verfestigter Feinkieslagen mit Sanden und Sandsteinen gekennzeichnet sind. Die größte Mächtigkeit erreichen sie nördlich des Urlokogel mit 30–40 m.

Bei den Leithakalken müssen die sandigen Leithakalke, die vor allem im Bereich von Aflenz auftreten von den Korallenriffkalken bzw. Nulliporenkalken, die um Ehrenhausen und bei Retznei auftreten, unterschieden werden.

Siehe auch Bericht zu Blatt 206 Eibiswald von E. GEUTEBRÜCK.

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Grundgebirge auf Blatt 207 Arnfels

Von DAGMAR WOLF (auswärtige Mitarbeiterin)

Auf der Grundlage der Geologischen Karte von A. WINKLER (Blatt Marburg) aus dem Jahre 1931 wurde im

Sommer 1984 mit einer Neubearbeitung des dortigen metamorphen Grundgebirges begonnen. Diese im Verhältnis zu den weitverbreiteten Tertiärablagerungen nur untergeordnet zu Tage tretenden Areale beschränken sich auf ein Vorkommen am nördlichen Blattrand (Burgstall), einen schmalen Saum entlang der jugoslawischen Grenze (Remschnigg) und eine weiter südöstlich gelegene Aufwölbung in der Umgebung Großwalz/Schmirnberg (entspr. „Scholle vom Hl. Geist am Poßruck“). Letztere war Ziel der Untersuchungen.

Besonderes Interesse galt bei der Kartierung den Glimmerschiefern, die als südöstlichstes Vorkommen des Muralpenkristallins i. w. S. betrachtet werden. Diese Gesteine zeigen hier eine mehr oder weniger ausgeprägte Diaphthorese und Zerstörung des Gefüges. Beispiel hierfür ist der helle, sehr feinkörnige, lagige Glimmerschiefer-Diaphthorit im Steinbruch Spitzmühle, dicht unter dem Kontakt zu dem auflagernden anchimetamorphen Paläozoikum (s. u.). In den tieferen Niveaus wie z. B. südlich der Schmirnbergteiche, der Heilig Geist-Klamm und den Bacheinschnitten südlich des Steinbruchs sind die Metamorphite noch eindeutig als Glimmerschiefer zu identifizieren. Linsige Einlagerungen bilden Amphibolite, Pegmatoid, dunkelgrauer Marmor und Quarzit. Ausschließlich an den Schmirnbergteichen durchziehen dm-mächtige Bändchen von Ultramylonit etwa parallel zur Schieferung die Aufschlußwände.

Mit einem Metamorphosehiatus folgen zum Hangenden gering metamorphe Tonschiefer (z. T. phyllitisch), Diabasgrünschiefer und Tuffite, die der Magdalensbergserie des Klagenfurter Beckens oder auch manchen Gesteinen des Grazer Paläozoikums gleichen. Schlechte Aufschlußverhältnisse auf den flachen Hängen erschweren die genaue Abgrenzung der Einheiten gegeneinander. Gute, kontinuierliche Aufschlüsse trifft man nur in den jungen, steilen Bacheinschnitten an, wo die Glimmerschiefer unter einer etwa hangparallelen, flach N-fallenden tektonischen Fuge anstehen.

Sowohl die Glimmerschiefer als auch die paläozoischen Gesteine sind durch polyphase, heteroaxiale Deformationen geprägt. Zwei Hauptachsenrichtungen sind meßbar:

1. E–W (strenge Regelung, unterschiedliches z. T. starkes W-einfallen)
2. N–S (schwache Regelung, ±horizontale Lage).

Die Mehrzahl der Schieferungsflächen liegen auf einem Großkreis, der der 1. Hauptachsenrichtung zuzuordnen ist.

Die Abgrenzung zum überlagernden Tertiär konnte gegenüber der alten Geologischen Karte präzisiert werden, entspricht ihr jedoch im allgemeinen. Die stratigraphische Zuordnung und Petrographie der Mergel, Sandsteine und Konglomerate ist in den Erläuterungen zur Geologischen Karte von A. WINKLER-HERMADEN (1938) sehr ausführlich dargestellt. In den entlang der nördlichen und östlichen Grundgebirgs-Umrahmung anstehenden Feinklastika wurden tektonische Meßwerte genommen. Die Gesteine fallen größtenteils nach N bis E ein und liegen damit auf der N-Flanke eines NW–SE verlaufenden Sattels. Dies belegen auch steil nach NE bzw. SW einfallende Scherflächenscharen, die als Schieferung angesehen werden können.

Blatt 211 Windisch Bleiberg

Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Quartär der Karawanken auf den Blättern 211 Windisch Bleiberg und 212 Vellach

Von DIRK VAN HUSEN (auswärtiger Mitarbeiter).

Im Jahre 1984 wurde noch das obere Bärenal und die Quellgebiete des Ribnitztales (Maiergraben, Scheriaugraben) kartiert. Die Geländeaufnahmen für die geologische Karte der Westkarawanken konnte damit abgeschlossen werden.

Auf dem Rücken Großer Rain, Markula und Warant, Geißbrücken, findend sich gut verfestigte brecciöse Konglomerate, die Komponenten aller Gesteine der näheren Umgebung in einer feinschlammigen Matrix enthalten. Alle diese Ablagerungen zeigen eine gut entwickelte bis weit fortgeschrittene Verwitterung, die aber doch durch graduelle Unterschiede auf verschiedene Altersstellung dieser Ablagerungen hinweist. Es sind dies Eisstaukörper ältere Eiszeiten, die um ca. 100 bis 200 m mächtigere Vergletscherungen als in der letzten Eiszeit anzeigen. Während dieser Ereignisse war jeweils ein geschlossenes Eisstromnetz in den Tälern der westlichen Karawanken entwickelt.

Während der letzten Großvergletscherung (Würm) entwickelte sich keine Eisstromnetz mehr. Neben den vom Draugletscher in die Täler eindringenden Eiszungen entwickelten sich größere Lokalgletscher (Bodental, Loibital und Freibachtal) ohne mit dem Ferneis in Kontakt zu treten. Nur im Waidischtal und Bärenal waren die Gletscher groß genug, um mit dem Draueis eine Verbindung einzugehen.

Aus der Eisaufbauphase sind im Bärenal südlich Wretschek Bänderschluße mit Schutt- und Murenmaterial erhalten geblieben, die im Vorfeld des Bärenalgletschers abgelagert wurden, als der Abfluß nach Norden bereits behindert war. Zur Zeit des Hochglazials erfüllte das Eis das Bärenal bis ca. 1200 m Höhe und hatte im Bereich Motitz Kontakt mit dem Draueis. Eine schöne in den Sedimenten abgebildete Kontaktstelle mit dem kleinen Gletscher aus dem Kosiakkar ist ebenfalls in 1200 m Höhe westlich der Kosiakhütte erhalten geblieben. Die Eismassen erfüllten mit dem Gletscher aus dem Strugarzatal das ganze Becken südlich Strugarjach bis in ungefähr 1200 m Höhe. Wie weit und ob eine Gletscherzunge über den Sattel 1088 (Krischnig) nach Osten vordrang, kann nicht gesagt werden, da in dem engen Tal keinerlei Moränenreste erhalten geblieben sind.

Während des beginnenden Eisabbaues entstand der Staukörper mit einer Höhe von ca. 1100 m, dessen Reste den Rücken nördlich der Kosiakhütte ummanteln. In manchen Deltastrukturen (unterhalb Karnitza) ist zu erkennen, daß die Schüttung taleinwärts erfolgte. Die Gletscherentwicklung des Spätglazials ist im Bärenal sehr gut durch gut entwickelte grobblockige Moränenwälle und Staukanten dokumentiert, die ihre Ursache in der großen Schuttanlieferung aus den Karen der Belscica haben. Die durch die Moränenwälle um Neu St. Michael – Stephans und südlich Schneider dokumentierte Abfolge dürfte dem frühen Spätglazial (Gschnitz und älter) entstammen, ohne daß dafür Belege beizubringen wären. Die Verluste der Gletscherzunge an Mächtigkeit während des beginnenden Spätglazials sind in vertikaler Richtung im Bereich der Narzissenwiese schön durch eine treppenartige Abfolge von Staukanten und Moränen belegt. Die jüngste wahrscheinlich noch spätglaziale Moräne stellt der langgezogene Wall Matschacher Alm – Klagenfurter Hütte dar, der einem Gletscherstand entstammt, als die Kare der Hochstuhl Nordseite noch zusammenhängend vergletschert waren.

Im Einzugsgebiet der Ribnitz sind am Zeller Prapotnik und am Rjava Pec ebenso Reste von Eisrandkörpern früherer Eiszeiten erhalten. Es sind polymikte brecciöse Konglomerate, die gut verkittet sind. Im Würm-Hochglazial war der Scheriaugraben mit einer kurzen Gletscherzunge erfüllt, die bis knapp südlich des Gehöftes Scheriau reichte. Ihr Ende ist in dem steilen Graben durch eine Häufung großer erraticer Blöcke markiert. In Maiergraben dürfte der Gletscher in seiner größten Ausdehnung bis auf ca. 1000 m heruntergereicht haben, wogegen die deutliche Moräne in 1100 m aus einem ersten Rückzugshalt stammen könnte. Nach dem Eisabbau entwickelten sich unterhalb der Ablagerungen der früheren Eiszeiten durch Massenbewegungen ausgedehnte Blockfelder und Schuttströme, die teilweise hausgroße Blöcke beinhalten. Aus dem Spätglazial sind in beiden Gräben nur vereinzelt Moränen erhalten (Maieralm, NW Baba), die aber keine Einzeitung zulassen.

Blatt 212 Vellach

Siehe Bericht zu Blatt 211 Windisch Bleiberg von D. v. HUSEN.

Sonstige Berichte Nachträge aus früheren Jahren

Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg

Von CHRISTOF EXNER (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1934 wurde die W-Seite des Twenger Tau- rachtals von Annakapelle bis Ambroschütte mit den Kar- ren der Holzer, Graggaber, Schar und Ernst Alm aufge- nommen. Die Kartierung des zum Zederhausbach ent- wässernden Bereiches des Kammes Speiereck – La- pernigspitze wurde begonnen. Die Begehungen wurden auch auf den W-Teil des Mitterberges ausgedehnt.

Die Bündnerschiefer der Glocknerserie enthalten bis zu 200 m mächtige Kalkschieferzüge (Mündungs- schlucht des Lanschützbaches), zahlreiche Grünschie- ferzüge, mächtige Schwarzphyllite (Kämpenköpfe-SW- Kamm), bis 60 m mächtige Serpentinlinsen (Brandgra- ben, Peterbauerhütte, Müllnerhütte) und Serpentinbe- gleitgesteine (Talkschiefer, Chloritschiefer: Weißbur- ger-, Brandgraben- und Ablanzerhütte).

Der darüber folgende 250 m mächtige Grünphyllit bil- det einen zusammenhängenden Zug von St. Michael bis zu den Kämpenköpfen. Er ist als unterkretazischer oder jüngerer Bündnerschieferflysch mit mächtigen Quarzitlagen und Schollen (?Olistholithen) und Lagen von Kalkschiefer, Grünschiefer, Dolomit, Kalkmarmor, Rauhwacke und diaphthoritischem Kristallin anzuspre- chen.

Mit „Trias“ an der Basis folgt darüber der 200 m mächtige Kalkschieferzug des Scharecks (Bündner- schiefer mit „Jura-Quarzit“). Dieser Bündnerschieferzug ist unter dem Speiereck auf wenige m Mächtigkeit redu- ziert und erreicht bei der Oberen Pindlalmhütte das Murtal.

Darüber folgt abermals Grünphyllit, welcher von 200 m Mächtigkeit (Graggaber Kar) bis auf wenige m (Kleiner Lanschütz) reduziert ist und dazwischen stel- lenweise fehlt. Auch er enthält die oben genannten Schollen und ist als die tektonisch höchste Lage von Bündnerschieferflysch anzusprechen. Die Grenze Pen- nin/Unterostalpin bleibt im bearbeiteten Gebiet wieder- um unscharf, denn es treten bereits im Verbands der Schareck-Einheit permo-mesozoische Gesteine von un- terostalpinem Charakter auf (mächtige Trias und poly- gene Breccien).

Die darüber folgende Untere Radstätter Decke ist im bearbeiteten Gebiet in mehrere Liegendfallen und tek- tonische Schuppen gegliedert. Das Troger Kristallin er- weist sich als eingewickelt und ist besonders gut im 150 m hohen Wasserfall-Felsbett des Holzerbaches an- stehend zu studieren. Crinoidenführender Mitteltriaskalk steht in der Rinne S Lagleralm und in der Laglerspitze- SW-Wand an. 5 m mächtiger, kalkfreier Sandstein der Raibler Schichten in Begleitung von dunklem Dolomit

(20 m) und pyritführendem Schwarzschiefer (10 m) baut den Wandzug SE Unterer Scharalm auf. An zahlreichen Stellen wurde polygene Breccie gefunden.

Am auffallendsten ist der Zug von Jungschichten der Unteren Radstätter Decke (polygene Breccie und Ra- diolaritquarzit) unter der Überschiebung des Granitgnei- ses des Twenger Kristallins. Die Jungschichten strei- chen vom Weißeneck-ENE-Kamm (SH 1900 m) zum La- pernigspitze-NE-Grat (SH 2340 bis 2240 m, mit 20 m mächtigem Radiolaritquarzit mit Lagen von Mn-Fe-Erz) und bilden weit ausgedehnte Hänge um die Graggaber und Lagler Alm (z. B. in SH 1400 m, SW Lagler: Radio- laritquarzit, 40 m mächtig mit 0,1 m dicker Mn-Fe-Erzla- ge). Ihre Fortsetzung E Taurach befindet sich bei dem Wasserfall des Lahngrabens (SH 1250 m, Radiolarit- quarzit 7 m mächtig) und am Laswald-Güterweg in SH 1320 m.

Am W-Fuß des Mitterberges besteht das Altkristallin der Ostalpinen Decke aus phyllitischem Glimmerschie- fer. Dieser wird ab SH 1400 m von gesundem, grob- schuppigem, biotitreichem Granatglimmerschiefer, Pa- ragneis und Granat-Biotit-Amphibolit überlagert.

Ein Erosionsrest des Lungauer Jungtertiärs baut das Plateau W Hohenbühel am Mitterberg auf. Zwischen SH 1500 und 1560 m bedecken Schotter als Lesesteine eine Fläche von 35 ha. Es handelt sich um flache, bis 0,3 m große, ehemalige Flußgeschiebe des Ostalpinen Altkristallins. Als Tertiärkonglomerat vom Typus Tams- weg stehen die konglomerierten Schotter am Güterweg in SH 1525 m, 800 m WSW Hohenbühel an.

Ein 15 m hoher Endmoränenwall NW Ambroschütte bezeich- net ein Rückzugsstadium des Würmgletschers bei der Mündung des Lanschfeldbaches. Ein großes Bergsturzareal erstreckt sich von der Schar zur Lagler Alm. Viele kleinere Bergstürze gingen im Lanschütztal nieder. Der Mitterberg wird von Bergerreißungsspalten bis 300 m Länge zerrissen.

Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal a. d. Drau

Von CHRISTOF EXNER (auswärtiger Mitarbeiter)

Die steile S-Flanke der Reißbeckgruppe wurde im An- schluß an die vorjährige Kartierung bis zum W-Rand des Kartenblattes aufgenommen. In die Kartierung ein- bezogen wurde der Fuß der Reißbeckgruppe am linken Ufer von Möll und Drau im Raume Mühldorf – St. Peter im Holz – Pistum – Göriach.

Die zentrale Schieferhülle des Reinitzer Sonnblicks streicht in das Kar „Im Goaßele“, wo Granatglimmer- schiefer mit 1 cm großem Granat wiederum ansteht (SH

2240 m. 400 m W P. 2515). Über dem 700 m mächtigen Hohegg-Granitgneis folgen im Mühldorfertal Epidot-Oligoklas-Gneis und Migmatit der Storzserie. Die Grenze zur peripheren Schieferhülle ist durch Moräne und Gehängeschutt verdeckt. Über Kalkschiefer lagern Züge von Granatglimmerschiefer und darüber Kalk- und Grünschiefer des Burgstallberges. Die „Permotrias“ im Gesimse S Plankogel setzt zum Arkosequarzit (Burgstallstraße SH 1260 m) fort. Der Grünschieferzug des Adambauern keilt unter dem Bergsturz W Plankogel aus. Der Kalkschiefer der Klinzerschlucht erreicht 750 m Mächtigkeit. Zwischen diesem und der Sonnblickgneislamelle stehen Plagioklasblastenschiefer, Lantschfeldquarzit, Chloritoidphyllit, Karbonatquarzit und Schwarzschiefer an (unterer Ausgang der Klinzerschlucht und Burgstallstraße SH 850 bis 870 m). Die Sonnblickgneislamelle ist nur in verrutschtem Zustand vorhanden. Ihre Mächtigkeit beträgt am W-Rand des Kartenblattes ca. 150 m. Mit ihrem östlichen Auskeilen zwischen Mühldorfer- und Tabortal scheint eine Querstörung mit Linksseitenverschiebung einherzugehen. Im Taborgraben beobachtet man zwischen SH 820 und 860 m in vorzüglichen Aufschlüssen die Rote Wand-Moderdeck-Serie mit feinkörnigem Mikroklingengneis, Lantschfeldquarzit, Rauhwaacke, Dolomit, Kalkmarmor, Dolomitbreccie, Schwarzschiefer und Kalkschiefer. Südlich folgt nach einer aufschlußlosen Strecke progressiv metamorpher Quarzphyllit der Matreizeone mit Schollen von Lantschfeldquarzit, Rauhwaacke und Dolomit. Am Rande zum Altkristallin der Ostalpinen Decke folgt diaphthoritische Quarzphyllit (unteres Ende des Taborgrabens beim Eisenbahnviadukt Rappersdorf).

Das Altkristallin der Ostalpinen Decke gliedert sich im kartierten Gebiet in 2 Serien.

Die nördliche Serie besteht aus grobschuppigem grauem Granatglimmerschiefer mit 1 cm großem Granat. Sie bildet den Fuß des Hühnersberges (Pistum, Feicht, Oberdorf bei Lendorf). W „Im Reifling“ keilt sie nach W zwischen dem diaphthoritischem Quarzphyllit der Matreizeone im N und dem Paragneis im S aus. Der grobschuppige graue Granatglimmerschiefer setzt nach E in jenen des Liesertales N Lieserhofen fort.

Die südliche Serie besteht aus diaphthoritischem Paragneis und quarzreichem Glimmerschiefer. Sie bildet den Felsrücken Mühldorf – Pusarnitz und befindet sich in streichender Fortsetzung des Millstätter Seerückens. Kartiert wurden Einlagerungen von Quarzit, Granatglimmerschiefer, feinkörnigem Granat-Biotit-Plagioklas-Paragneis (Gebiet Pusarnitz – Metnitz), Amphibolit (SE Bahnhof Mühldorf-Möllbrücke), Mikroklingneis (NW Rappersdorf und SW Ruine Feldsberg) und 2 sehr mächtige konkordante Pegmatitzüge (N Teurnia: derzeitige Aufschlüsse mit 5 m Mächtigkeit; Pattendorf: 10 m Mächtigkeit).

Die im vorjährigen Bericht genannten „Pegmatite“ im Kalkschiefer der Bündnerschiefer führen Andesin und Oligoklas als Feldspat. Es handelt sich um Plagioklas-Quarz-Kalzit-Knauern und -Gänge als Mobilisate im Kalkschiefer. Mehrere neue Vorkommen wurden in den Kalkschieferzügen im Bereich um den Burgstallberg aufgefunden.

Die weiten Areale der peripheren Schieferhülle mit sekundärer Hangtektonik (Bergzerreißung, Hakenwerfen, Auflockerung und Kippung verrutschter Hangpartien) wurden vom anstehenden Felsgerüst kartenmäßig geschieden. Der linke Teil des Endmoränenwalles eines Rückzugsstadiums des Möllgletschers befindet

sich NW Mühldorf. Die 70 m mächtigen Terrassenschotter des Rückens Lendorf – St. Peter im Holz führen gekritzte Geschiebe, Gesteine aus dem Tauernfenster (1 m große Tauerngranitgneisblöcke) und aus der Ostalpinen Decke (grobkörniger Eklogit, 2 m große Muskovitgneisblöcke und rotes permoskythisches Konglomerat).

Bericht 1984 über strukturgeologische Arbeiten im Grazer Paläozoikum auf den Blättern 133 Leoben, 134 Passail, 135 Birkfeld, 162 Köflach, 163 Voitsberg und 164 Graz

Von HARALD FRITZ, HANNES GSELLMANN, JOHANN GOLLNER, NORA HUBAUER, FRANZ NEUBAUER, LOTHAR RATSCHBACHER und WERNER TSCHELAUT (auswärtige Mitarbeiter)

Die durchgeführten Arbeiten stellen Ansätze zur Anwendung geometrisch-strukturgeologischer Techniken in unterschiedlichen Einheiten (Decken) des Grazer Paläozoikums dar und konzentrierten sich auf strukturgeologische Kartierung in einigen ausgewählten Lokalitäten im und an der Basis des Grazer Paläozoikums. Als Basis dient die vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz durchgeführte Neukartierung weiter Teile des Paläozoikums von Graz. Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt in der Bearbeitung der Grenzen der größeren Einheiten, um Bezüge zwischen Ablauf und Interferenz der basalen Überschiebungsfläcke und der internen Deckenbahn herauszuarbeiten.

Orientiert entnommene Proben werden zur Zeit auf Verformungsintensität, Straingeometrie und Mikrogefüge untersucht. Die Gefüge sollen in einer zweiten Phase an den Deformationsstrukturen der Kainacher Gosau sowie Geröllen von Werfener Schichten der Gosaukonglomerate strukturell und zeitlich geeicht werden. Zusätzlich sind geochronologische Untersuchungen geplant.

In den folgenden Gebieten werden Untersuchungen durchgeführt.

Profile an der Basis des Grazer Paläozoikums

W-Rand, Gradnerbachgraben, Stüblergraben
Im Anschluß an bisherige Aufnahmen (NEUBAUER) zielte die Probenahme auf geeignete Gesteine zur Analyse von Metamorphose/Deformationsbeziehungen und rheologischen Aspekten (NEUBAUER, RATSCHBACHER). Folgendes Geländemodell zur Deformationsgeschichte liegt zugrunde: Erste Faltung (B_1 , betrifft tektonisch unbeanspruchte Sedimente) ist isoklinal und konnte bis jetzt nur in wenigen Beispielen in Marmoren (z. B. Schöckelkalk) nachgewiesen werden. S_1 ist Achsenebene zu B_1 und die dominierende Deformation im Kornbereich ("slaty cleavage"). Sie wird durch B_2 (isoklinal, cm–km, „Schöckelkalkfaltung“) wiedergefaltet. B_2 -Achsen kurven stark, ihr Maximum liegt parallel einer Streckung (NE–SW), ebenso I_1 (s_1/s_2 -Überschneidung). Offene B_3 -Falten stellen die symmetriekonstante Weiterführung von B_2 dar. Diese Strukturelemente werden durch offene B_4 -Falten (N–S bis NW–SE) mit einer teilweise gut ausgebildeten Achsenebenenschieferung ("crenulation cleavage") wiedergefaltet. Kristallin und Schöckeldecke zeigen eine vergleichbare Deformationsgeschichte. Gegen N (NE) erfolgt eine progressive Reduktion von Gesteinen der Schöckeldecke.

N-Rand, Schörgleitengraben – Laufnitzdorf – Eiweggsattel

Die Grenzzone ist durch das Fehlen tiefer Decken des Grazer Paläozoikums gekennzeichnet. Zwischen Kristallin und Grazer Paläozoikum herrscht ein deutlicher variszischer und alpidischer Metamorphosehiatus. Kalttemperierte kataklastische Mylonitonen, die ellipsoidale Körper mit gut erhaltenem Altbestand umgeben, sind charakteristisch. Mineralmobilisation ist verbreitet. Gleitstriemungen sind NE–SW orientiert. Der Bezug zum Kristallin ist allerdings schwer zu fassen, da die Grenze in weiten Teilen von der bruchhaften Eiwegg-Linie gebildet wird (\pm vertikale Störungsfläche mit dominierend horizontaler Verschiebung nach Gleitstriemungen; Bildung von Kataklasten und Kakiriten). Die „Altdeformation“ im Grazer Paläozoikum (Laufnitzdorfgruppe, Kalkschiefer) entspricht in den Strukturen und deren Orientierung weitgehend denen im Inneren der Decken des Paläozoikums. Genaue Kartierungen wurden durchgeführt (GOLLNER, NEUBAUER, TSCHELAUT).

SE-Rand

Beim Schöckelbartl und im Feichtgraben wurden Vergleichsproben für rheologische Untersuchungen am Kontakt Kristallin – Grazer Paläozoikum aufgesammelt. Alpidische lineare Elemente (Überschneidungslineation, „crenulation cleavage“) streichen ca. E–W. Die lithologischen Verhältnisse der Paläozoikumbasis gleichen in vielen Details dem W-Rand. An mehreren Lokalitäten konnte die Grenze selbst mit Myloniten erfaßt werden. In diesen liegt die Streckungsfaser im Mittel um ENE–WSW. Sie ist vor allem an Granat gut kenntlich.

E-Rand

In Fortsetzung von früheren Untersuchungen wurden etwa 20 Proben von Quarziten (Hundsbergquarzit und seine stärker metamorphen Äquivalente) zwischen Hundsberg und Naintschgraben aufgesammelt und zusätzlich das Aufschlußgefüge mit aufgenommen: Bis etwa zur Höhe von Edelschachen ist von W her die klastische Natur dieses Quarzites gut erkennbar, die Verformung der Quarzkomponenten nimmt nur allmählich zu. Im unmittelbar östlich Edelschachen folgenden Liegendschkel der von NEUBAUER (1981) beschriebenen Großfalte sind makroskopisch keine einzelnen klastischen Komponenten mehr erkennbar, die Streckung in einer NE–SW orientierten Streckungsfaser nimmt entsprechend zu.

Schöckeldecke, Kugelstein – Übelbach

Die Aufschlüsse im Murtal an der Basis des Kugelsteins geben den besten Einblick in Lithologie und Tektonik der Schöckelkalkbasis. S_1 (metamorphes Lagengefüge) mit assoziierten Quarzgängen wird durch B_2 (cm–km-Größenordnung, tight–isoclinal) wiedergefaltet. B_2 entspricht der großräumigen „Schöckelkalfaltung“ und ist für ausgedehnte Schichtinversionen verantwortlich. Die Scheitellinien der B_2 -Falten biegen ($\leq 90^\circ$) in ihren Achsenebenen (s_2), die B_2 -Achsen streuen um eine ENE–WSW-Richtung. Die Streckung der Gesteine wird durch Pyritstreckungshöfe deutlich erkennbar, wogei noch unklar ist, wieviel der Straingeschichte von den Höfen hinter unterschiedlichen Pyritgenerationen gebildet wird. Ca. 1000 % Streckung (Geländemessung) in NE–SW-Richtung wird durch Höfe hinter euhedralen Pyriten belegt. Genaue Analysen sind in Ausarbeitung (FRITZ). Während der Bildung von S_1 und str fließen die Gesteine plastisch. B_3 tritt als sym-

metriekonstante Weiterführung von B_2 auf. B_4 (NW–SE, späte Knickfaltung) ist mit Störungen und Flexuren assoziiert und verursacht Achsenschwankungen der B_2 -Faltenachsen.

Die Deformation der Arzbergschichten (und des Schöckelkalkes) im Raume der Typuslokalität (Arzberg) entspricht in den ausgebildeten Strukturen und deren Orientierung dem vergleichbaren Niveau des Raumes Kugelstein – Übelbach.

Grenzbereich „Passailer Phyllite“ – Kalkschieferfolge, Rechberg – Hartberg

S_s wird von einem Kompaktionsgefüge (Stylolithen, Phyllosilikattextur) begleitet und von einer synmetamorphen Transversalschieferung (s_1) überprägt. Der Überschneidungswinkel (s_s/s_1) schwankt lithologiespezifisch (Mittelwert bei 25°). Die s_s/s_1 -Überschneidungslineation (l_1) streicht ca. NW–SE, erzeugt in Zusammenspiel mit s_1 „pencil structures“ und wird von gleichachsigen Mesofalten (cm, isoklinal, B_1), die extreme Schenkeldehnung zeigen, begleitet.

Gleichgerichtet zu l_1 tritt eine Streckungslineation (str) auf.

In der Kalkschieferfolge fällt s_s generell steiler als s_1 nach NE(N–E). Die synmetamorphe Dehnung (str) erreicht 200–300 % (Pyritstreckungshöfe, Messungen im Gelände). SW-fallende kataklastische Mylonitonen sind meist s_1 -parallel und mit Flexurfalten assoziiert. Die Relativbewegungen zerschneiden den Hangendschkel („back limb thrusts“); der Versetzungssinn ist ca. N-gerichtet. Knickfalten entsprechen frühen Stadien. B_1 -normale Knickfalten (B_2) sind mit B_1 -ac-Klüften assoziiert.

Da die Kalkschieferareale in ihrer stratigraphischen Abfolge nur ungenügend abgesichert sind, lassen sich aus dem Überschneidungssinn von s_s/s_1 keine Vergenzen ablesen. Nimmt man für die untersuchten Bereiche aufrechte Lagerung an, läßt sich NW-Vergenz der Bewegungen ableiten. Seltene, deutlich auf s_1 bezogene Falten (B_1) im Aufschlußbereich sind offen und lassen nach Faltenform NE(N–E)-Vergenz vermuten. Selbiges gilt für durch s_1 gebildete Gleitbrettfalten. Das Fehlen von kartierbaren Großfalten bzw. größerere Bereichen mit unterschiedlichem Überschneidungssinn läßt auf Mächtigkeitserhöhung durch Stapelung durch Überschiebungsbahnen schließen. Unklar bleibt das weitgehend konstante NE-Abtauchen der planaren Elemente bei angemenner NE-Vergenz.

Bei vergleichbarer Lithologie zeigen sich keine signifikanten Unterschiede im Deformationsstil beider Bereiche. Unterschiedliche Intensität in der Strukturentwicklung ist mit rheologischen Unterschieden in den Gesteinen verknüpft.

Plattenkalke – Passailer Phyllite – Hochschlagkalke – Heilbrunner Phyllite, Plankogel – Gasen

Ein Querprofil wurde übersichtsmäßig begangen, weitere sind in Bearbeitung (GSELLMANN). S_1 (metamorphes Lagengefüge) ist parallel s_s , mit parallelen Quarzgängen in Phylliten und Karbonatgängen in Grünschiefern. Die variszische Mineralgesellschaft ist mit s_1 (hauptsächlich) und s_2 korreliert. S_1 wird wiedergefaltet durch tight-isoklinale Falten (B_2) in mm- bis km-Größenordnung. B_2 ist eine typische „crenulation cleavage“, parallel zur Achsenebene von B_2 und weitgehend in s_1 einrotiert. Das zusammengesetzte planare Gefüge taucht konstant mittelsteil nach SW. B_2 -Achsen und die s_1/s_2 -

Überschneidungslinieation (I_2) streuen in ihrer Orientierung $\leq 90^\circ$. Einzelne Aufschlüsse zeigen Doppelvergenzen wie sie für "sheath folds" charakteristisch sind (z. B. Aufschlüsse in der Kurve unterhalb der Kornreithkehre, Brandluckenstraße). Überfaltung führt zu s_2 -parallelen Faltenüberschiebungen ("back limb thrusts"), die Relativbewegung des Hangendteils ist NE-gerichtet. Das B_2 -Achsenmaximum streut um eine Streckungslinieation (Mineralstreckung, Boudinierungsrichtung, etc.). Eine Probe aus geröllführenden Quarziten (Äquivalente der Hundsbergquarzite) zeigen 45° N-S-Streckung (ca. parallel der Faltenachse) und 30° Dehnung senkrecht dazu (in s_1 , flattening strain). Im Bereich der Plankogel-NE-Abhänge sind alle untersuchten Einheiten im Kartenbereich durch eine offene B_2 -Parasitärfaile gefaltet. Sinistrale Störungen sind assoziiert. Etwaige Stapelung der untersuchten Einheiten ist demnach prä- D_2 . Der Überschneidungssinn von s_1/s_2 wechselt stark und offenbart zahlreiche B_2 -Parasitärfaile. Die Vergenz ist bei beträchtlicher Orientierungsstreuung NE-gerichtet. In einigen Aufschlüssen ist offene B_3 -Faltung als symmetriekonstante Weiterführung von B_2 zu beobachten. B_4 (NW-SE) ist eine offene Knickfaltung und bewirkt Abtauchvariationen von B_2 . S_4 -Flächen treten als paarige kalttemperierte Scherzonen auf und zerdehnen das ältere Gefüge.

Alle untersuchten lithostratigraphischen Einheiten zeigen vergleichbaren Deformationsstil. B_2 -Faltenform und Achsenstreuung lassen auf aktive Anlage um die Orientierung und passive Rotation der B_2 -Falten zur Orientierung der Streckung hin schließen. Ob diese Indikationen für ein variszisches (NE-gerichtetes?) Scherregime sind, soll durch Straingeometrie- und Mikrogefügeuntersuchungen weiter untersucht werden. Unklar ist die Relation des Plattenkalkniveaus über den Passailer Phylliten zu den unterlagernden Einheiten. In den Plattenkalken sind Strukturen ausgebildet, die mit B_2 - B_4 und str in den unterlagernden Einheiten vergleichbar sind. Ob die Deformation mit s_1 assoziiert ist, s_1 ausfällt oder ob der Lithologiewechsel anderes Deformationsverhalten bewirkt, ist unklar. An der Grenze treten keine ausgeprägten kaltdeformierten (kataklastischen) Mylonitbahnen auf.

Grenzbereich Laufnitzdorfer Gruppe – Kalkschieferfolge, Magnesitbergwerk Breitenau

s_1 , in der Kalkschieferfolge deutlich als Transversalschieferung ausgebildet, in der Laufnitzdorfer Gruppe mit Quarzgängen assoziiert, wird in letzterer durch Isoklinalfaltung (B_1) mit liegender Achsenebene wiedergefaltet. In der Kalkschieferfolge sind keine klaren Beispiele für Schichtverdoppelungen durch Faltung zu finden. Imbrikation durch s_1 -bezogene Überschiebungen ist in Korrelation mit Kleinbeispielen wahrscheinlich. Faltenachsen und Überschneidungslinieation (s_2/s_1 , I_1) sind NE-SW-orientiert. Eine schwache Streckung (Pyritthöfe) begleitet I_1 . B_1 wird durch B_2 (offen, Flexurfalten, Achsenorientierung \perp B_1 -Achse) wiedergefaltet. Die Überschiebungszone im oberen Tagbauteil (Obere Kalkschiefereinheit über Laufnitzdorfergruppe) ist durch ellipsoidale Gesteinskörper mit gut erhaltenen D_1 -Strukturen in den Körpern, umgeben von ausgedehnten kalttemperierten Mylonitzonen, charakterisiert. Der gesamte, durch starke Kataklase betroffene Bereich umfaßt wenige 10er-Meter. In den Bewegungszonen erfolgt Brekzierung und Ausbildung von Harnischflächen. Die Gleitstriemung taucht flach nach S.

Ein untersuchter Überschiebungskontakt zur Hochlantschdecke zeigt dominierende kalttemperierte Deformation. Dolomitisierung bezeugt Fluiddurchsatz. Erste Verformungsanalysenresultate aus der Hochlantschdecke (Tyrnauer Alm-Formation) zeigen 60 % Streckung in der WNW-ESE-Richtung und Verkürzung senkrecht s_1 (30 %) und senkrecht str und parallel s_1 (15 %, prolate strain).

Rannachdecke

Die bisherige Analyse im Gebiet Übelbachgraben beruht auf wenigen Aufschlüssen in wenig aussagekräftigen Gebieten.

Isoklinale bis offene Faltung (lithologiespezifisch) und assoziierte Schieferung (s_1) deformiert s_2 erstmals, wobei in kompetenten Gesteinen deutlich als Transversalschieferung ausgebildet ist. Eine kalttemperierte Knickfaltung betrifft s_1 in inkompetenten Gesteinen. In Metamorphose- und Deformationsintensität ist ein deutlicher Hiatus zur Schöckeldecke ausgebildet. Erste Faltung und Schieferung wird in einem vorläufigen Modell mit der Schöckelfaltung (B_2) gleichgesetzt.

Die Deformation der Rannachdecke im Stiwollergraben ist mit der im Übelbachgraben vergleichbar. Tight-isoklinal-Falten betreffen undeformierte Gesteine (mit Kompaktionsgefüge).

Eine teilweise ausgeprägte Streckungslinieation fällt gegen 240° ein. Geländemessungen der Streckung an euhedralen Pyriten lieferten bei Stiwoll Werte von $>500\%$, während im Gebiet von Kher im aufrechten Schenkel einer S-vergenten, offenen Großfalte Werte um ca. 200 %, im inversen Liegendschenkel Werte von mehreren 100 % gemessen wurden. An Mandeln von Mandelsteinen wurden bisher Werte von weniger als 300 % ertfaßt.

Als Arbeitsmodell wird zusammengefaßt:

Eine erste Unterscheidung in tiefere und höhere tektonische Einheiten nach der Deformationsgeschichte, der Deformations- und Metamorphoseintensität ist durchführbar. Ein Deformationsstil äquivalent der „Schöckelkalkfaltung“ ist als gemeinsames variszisches Deformationselement in den untersuchten Einheiten anzunehmen.

Faltenmaxima und Transportstrukturen in den tieferen Einheiten liegen in einer NE-SW-Richtung:

In den höheren Decken liegen die Streckungsgefüge in verschiedener Richtung: Maxima um WSW-ESE, während zusätzlich solche um WNW-ESE bzw. E-W festgestellt wurden. Im übrigen lassen sich generell weniger Deformationsakte erkennen.

Teilweise hohe Verformungswerte in den Schichten unterhalb der Dolomitsandsteinfolge der Rannachdecke lassen zusammen mit stratigraphischen Argumenten (verschiedene Basisschichten unter den Crinoidenschichten) das Einfügen einer weiteren Decke zwischen Schöckeldecke und Rannachdecke auch im südlichen Grazer Paläozoikum möglich erscheinen.

Die basale Überschiebungsfäche des Grazer Paläozoikums zeigt Transportgefüge, die einen Deckentransport in die NE-Richtung anzeigen. Deren Interferenz mit WNW-gerichteten Strukturen ist noch unklar.

Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang

Von GERHARD FUCHS

Im Anschluß an meine Aufnahmen im Rosalingebirge zu Beginn der Sechzigerjahre und Übersichtsbegehungen 1970 für die Einbindung älterer Kartierungen in die handkolorierte Karte Blatt Neunkirchen – Aspang (4956) begann ich im Berichtsjahr mit der Neuaufnahme von Blatt 106 im Bereich Bromberg – Klingenfurth.

Am NE-Ende des Scheiblingkirchner Fensters lösen sich die permomesozoischen Fensterserien schollig auf und tauchen unter die umhüllenden Glimmerschiefer der Grobgnais-Serie ab.

N bzw. E von Bromberg tauchen schollige Körper von Semmering-Quarzit unter die Glimmerschiefer ab. Sie werden von zwei kleinen Kalklinsen begleitet. Der Quarzit ist weiß, grünlich, grau, dickbankig und führt nicht selten cm-große Gerölle von Quarz. Er ist häufig stark gequetscht und bildet eine tektonische Brekzie. Die umhüllenden Glimmerschiefer sind silbrige, graue und grünliche flatschige Gesteine mit Graphit-hältigen phyllitischen Schmitzen. Granat, z. T. in Umwandlung zu Chlorit, ist gelegentlich zu beobachten. NE von Hofstätten sind in den Glimmerschiefern nicht scharf abtrennbare Orthogneislagen eingeschaltet. Im Graben SE von Eichleiten enthalten die Glimmerschiefer dicke Bänke und Linsen von schmutzgrauem, sehr hartem Dolomit. Es handelt sich offenbar um eine sedimentäre Einschaltung, die nichts mit dem Semmering-Mesozoikum zu tun hat.

Kleinere Einschaltungen von Grobgnais finden sich in den Glimmerschiefern: im Schlattental NE P435, W der Dreibuchkapelle (P599), N vom Gh Holzhof und S Klingenfurth. Es handelt sich um bankigen, durch Kalifeldspateinsprenglinge porphyrischen Granitgneis.

Im Gebiet W Klingenfurth sind den Glimmerschiefern geringmächtige Amphibolite bis Gabbroamphibolite eingeschaltet. Dort findet man auch alte Schürfe auf Eisenvererzungen.

Die kristallinen Schiefer steichen vorwiegend SW–NE bei wechselndem Einfallen.

Der zwischen Maierhöfen und Stupfenreith gelegene Bergstock des Heidenberg (P644) wird von Semmering-Quarzit und schollig zerlegten Zügen von triadischen Karbonatgesteinen aufgebaut. Letztere bestehen aus blaugrauen Kalken, lichtgrauen bis weißen Dolomiten und ockergefärbten Rauhwacken. Das Vorkommen von Semmering-Mesozoikum als Ganzes streicht als linsiger Körper von ca. 2 km Länge und 800 m Breite SW–NE. Die Innengliederung, die in Karbonat- und Quarzzügen zum Ausdruck kommt, ist hingegen NNW–SSE orientiert, das Einfallen ist vorwiegend mittelsteil E bis NE-gerichtet.

Die aus Quarzit aufgebaute E-Flanke des Heidenberges zeigt starke Hangabsetzungen, der unter dem Forst-Güterweg liegende Hang (Forst SE Stupfenreith) besteht aus einem wegen der tonigen Zwischenmasse wohl tertiären Bergsturz.

Tertiäre Schotter überlagern das Grundgebirge bei der Kapelle Hofstätten.

Bericht 1980–1984 über die Aufnahme von Großaufschlüssen in den tertiären Ablagerungen auf Blatt 77 Eisenstadt

Von RUDOLF GRILL (auswärtiger Mitarbeiter)

Die Bauarbeiten an der Südostautobahn (A3) im Bereiche NW Müllendorf erbrachten weitere wertvolle Einblicke in den Aufbau des Tertiärs am Südwestrande des Leithagebirges. Bei anschließenden Begehungen im Umkreis von Steinbrunn und Zillingtal südlich davon konnte in diesem Bereich der Wiener Neustädter Pforte eine Reihe von Proben aus Baugruben für Siedlungshäuser aufgesammelt werden. Noch weiter südlich gewährte der Bau der Schnellstraße 4 Einblicke in den sonst ziemlich aufschlußlosen Bereich zwischen Sauerbrunn und Sigleß, und südöstlich davon ergaben sich schöne Großaufschlüsse durch die Fortsetzung des Baues der S31 im Gebiet SW des Knotens Mattersburg nördlich der namengebenden Stadt.

Durch die Einschnitte für die A3 und eine ausgedehnte Schüttmaterial-Entnahmegrube im Bereich der SW-Böschung des Rückens mit dem „Weißen Kreuz“ NW Müllendorf wurden mergelige, graue, resche Feinsande, z. T. Mürbandsandsteine und mit Einlagerungen von konkretionären Bänken von festem Sandstein vereinzelt mit Tonlagen aufgeschlossen, wie sie auf der Anhöhe selbst unweit westlich des genannten Kreuzes in kleineren Sandgruben zu sehen sind (siehe auch A. TOLLMANN, 1955). Die Bildungen sind nach dem Ostracodengehalt als tieferes Pannon, ehemals Unterpannon, gesichert. Bezeichnend ist der außerordentliche Reichtum an umgelagerten, aber sehr wohl erhaltenen Foraminiferen der Buliminien-Bolivinen-Zone des Badens. Im Bereich dieses Sandkomplexes liegt auch die als Naturdenkmal geschützte große Sandgrube mit den eindrucksvollen Faltenstrukturen, knapp südlich der alten Straße Hornstein – Neufeld und knapp östlich der Südostautobahn. Die Ostracoden in den eingeschalteten Tonmergelbänken weisen auf Pannon, Zone C (siehe Aufnahmsbericht, Verh. 1972).

Die schönen Aufschlüsse im höheren Pannon, ehemals Mittelpannon), durch den Knoten Hornstein der A3 wurden schon im Aufnahmsbericht des Verfassers in den Verh. 1980 festgehalten. Weiter in nordwestlicher Richtung ergab sich im Jahre 1984 ein letzter längerer Einschnitt in etwa 600–1000 m Entfernung vom genannten Knoten, in dem flachlagernde, grüngelbe Tonmergel und stark glimmerige Feinsande aufgeschlossen waren, mit einer Auflagerung von grobkörnigen, in die genannten Sedimente vielfach eingewürgten Quarzschoffern. Der Schlämmrückstand der Tonmergel erwies sich als fossilleer, es dürfte sich daher um Schichten des beckenwärts einsetzenden Ponts handeln. In der weiteren Fortsetzung der Trasse gegen N, bis über NE Pottendorf hinaus, fanden sich im Bereich der Leithaniederung keine bemerkenswerten Aufschlüsse.

Von den eingangs angeführten Baugruben in den südlich anschließenden Bereichen der Wiener Neustädter Pforte seien vor allem einige Punkte an der Südseite von Zillingtal festgehalten, wo sich in Tonmergeln Ostracodenschalenbruch des tieferen Pannon fand (Bearbeitung von T. CERNAJSEK). Nicht näher einstuftbare Ostracodenfaunen hatten sich auch unweit südlich davon beim Bau der AWP-Rohrleitung im Jahre 1969 gefunden. Nördlich davon, in der Niederung des Sulzba-

ches am Ostrande des Dorfes hingegen wurden durch die Rohrleitung die sarmatischen Liegendschichten angefahren, mit einer reichen Mikrofauna des Obersarmats. Sie streichen hier im Scheitelbereich der Wiener Neustädter Pforte aus und wurden u. a. auch E Steinbrunn angetroffen.

Beim Bau der S4, die vom Knoten Wr. Neustadt ostwärts führt, konnten auf Blatt 77 Eisenstadt im Gebiet SW Sigleß und westlich dieser Ortschaft im Pötschinger Wald, Hirmer Wald und im Lahmen Wald wertvolle Aufschlüsse festgehalten werden. Durch die Begrädnung der Straße Bahnhof Wiesen/Sigleß nach Sigleß bei Kote 247 wurde ein tiefer Einschnitt in einer Folge von Sanden und Tonmergeln geschaffen, die eine reiche Makro- und Mikrofauna des Obersarmats führen. Gegen NW zu zeigten sich im Pötschinger und Hirmer Wald über längere Erstreckung ziemlich einförmige, graue Tonmergel mit einer reichen Ostracodenfauna des Pannons. Ein Großaufschluß durch die Unterführung der Straße Sauerbrunn – Pötsching am Südwestrand des Lahmen Waldes erschloß obersarmatische Schichten, die weiterhin bis zur Bundesstraße Neudörf/Leitha – Sauerbrunn knapp südlich des Waldheims anhalten.

Durch den Knoten Mattersburg der S31, rund 2 km nördlich der Kirche von Mattersburg, wurden umfangreiche Aufschlüsse in Schichten des Obersarmats geschaffen, das weiter NE schon durch den Einschnitt bei Kleinfrauenhaid zu studieren gewesen war. Wesentlich für das Gebiet des gesamten Knotens ist die Entwicklung von feingeschichteten bis 2 m mächtigen Tonmergeln mit diatomitischen Lagen, die von gebankten Tonmergeln unter- und überlagert werden. Andere Profile zeigen auch Bänke von weißem Feinsand. Gegen SW zu war diese Schichtfolge im tiefen Einschnitt nördlich des weithin sichtbaren Mattersburger Wasserreservoirs aufgeschlossen.

Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 105 Neunkirchen

Von GERHARD W. MANDL (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde mit der Neuaufnahme des kalkalpinen Anteiles auf Blatt Neunkirchen begonnen. Die Aufnahme ist, von einigen lokalen Fragestellungen abgesehen, zwischen der Blattgrenze im Westen und dem Steilabfall des Gösing im Osten im wesentlichen abgeschlossen. Durchzuführen sind noch Aufnahmen der Gösingostseite und des Permoskythgeländes zwischen Thann, Hintenburg und Kambühel, sowie Revisionsbegehungen und Probennahmen im Bereich der Südwandschuppen, da die Durchmusterung des bisherigen Probenmaterials noch weitere neue Daten zur Stratigraphie und auch zur Tektonik erwarten läßt.

Tektonisch ist eine Dreiteilung möglich in ein „Südrandelement“, Reste der Mürzalpendecke und die allem aufruhende Schneebergdecke. Für die Schwarzenberg-Deckscholle von CORNELIUS (1951) ließen sich keine Anhaltspunkte finden, es lieferte die verfeinerte Mitteltriasgliederung im Gegenteil ein relativ ungestörtes Bild zusammenhängender Serien am Gahnplateau.

Südrandelement

Die Schichtfolge umfaßt Prebichlkonglomerate, violette und grüne, selten graue Schiefer vom Typus der

Werfener Schiefer und gelbliche bis rötliche, dünnbankige, kalkige Werfener Schichten, die mit graugrünen Schiefen wechsellagern. Die Kalklagen können Crinoidenspat und Muschelschill enthalten. Im Liegendabschnitt der Schiefer sind immer wieder lateral auskeilende Rauhackenzüge stratigraphisch eingeschaltet. Die mächtig anschwellenden Prebichlschichten des Grillenberges sind möglicherweise tektonisch verdoppelt (zwischengeschalteter Schieferzug), die Frage nach dem tektonischen oder sedimentären Kontakt zu den Radschiefern der Grauwackenzone kann von mir zur Zeit nicht beantwortet werden.

Die für den Südrand kennzeichnenden „Tiefanischen Flaserkalke“ bei B. Plöching (1967, Geol. Karte der Hohen Wand) sind nach bisherigen Beobachtungen wohl großteils stark ausgewalzte und druckgeflaserte kalkige Werfener Schichten oder Gutensteiner Basisschichten im Grenzbereich zu tektonisch höheren Einheiten. Eine damit verknüpfte Scholle heller Hornsteinkalke am Südfuß des Habederkogels ist nach Conodonten sogar in die Obertrias zu stellen (siehe unten) und unterstreicht die Bedeutung dieser tektonischen Trennfläche.

Mürzalpendecke

Das stratigraphisch Tiefste bilden mittelgraue, kleinklüftig zerfallende Dolomite, westlich des „Scheiterplatzes“ (nördlich von Reichenau) auch gebankte dunkle Kalke, die allesamt den Gutensteiner Schichten zugezählt werden können. Darüber folgen, mit nicht aufgeschlossener Grenze, massige helle Kalke, die die Wände des Geyersteins und die Kammerwände aufbauen. Häufig ist eine fleckig verteilte Rotfärbung. Fossilien fehlen völlig, Folienabzüge zeigen nur rekristallisierte strukturlose Mikrospare. Die Massenkalken wurden daher wie bisher vorläufig (Steinalm-)Wettersteinkalk bezeichnet, da sie zufolge der aufliegenden karnischen Schiefertone in die Mitteltrias gestellt werden müssen. Diese Serie bedarf noch klärender Beprobung.

Anders sind die Verhältnisse an der Gösing-Westseite. Hier zeigen die Halkalke deutliche Bankung, Zwischenschaltung gelber Mergelflasern und zum Hangenden hin zunehmende Graufärbung, allodapische Feinschuttlagen und beginnende Hornsteinführung. Hier liegen eindeutige Beckensedimente vor, Schiffe zeigen Filamentmikrite.

Ab dem Auftreten karnischer Gesteine werden die Abfolgen der Kammerwände und des Gösing gut vergleichbar. Über dem grauschwarzen bis graugrünen, dünnplattig zerfallenden unteren Schieferhorizont lagern einige Meter mittel- bis dunkelgrauer Bankkalke mit Hornsteinknollen, vereinzelt Slumping-Strukturen und arenitischen Lagen mit Echinodermenschutt, umkrusteten Schalenfragmenten und vereinzelt Bruchstücken von Kalkschwämmen. Conodonten belegen das unterkarnische Alter. Darüber folgt der zweite Schieferhorizont mit mehreren Metern Mächtigkeit. Er enthält auch etwas verkieselte Bänke schwarzer Biogenschuttkalke von obigem Typus. Hangend schließen fossilere schwarze Kalke an, die östlich der Kammerwand deutliche Schichtung und vereinzelt Hornstein zeigen. Entlang der Forststraße auf der westlichen Gahnleiten zeigen neue Aufschlüsse die Fortsetzung dieses Profils. Die Bankkalke werden zunehmend heller und dickbankiger (Conodonten weisen auf Oberkarn) und schließlich knollig-schichtig mit gelblich-rötlichen Mergelflasern. Nach etwa 20 m Mächtigkeit treten zusätz-

lich noch Hornsteinknollen auf, eine Conodontenfauna belegt hier bereits höheres Unternor. Darüber lagern mit schuttverhüllter Grenze helle Mitteltriaskalke der Schneebergdecke.

Sicher der Mürzalpendecke zuzuordnen sind nach bisherigem Befund die Schollen im Bereich der Kammerwände bis zum Geyerstein und die Abfolgen nördlich von Sieding (Schafkogel, Gösing Westseite). Zur Mürzalpendecke wurden bisher auch die hellen, wandbildenden Kalkmassen zwischen Geyerstein und Priggwitz gezählt („Geyersteinschuppe“ nach A. TOLLMANN, 1976, Tektonische Karte Bl. 5). Da Hornsteinkalkschollen im Grenzbereich zum Südrandelement nicht nur am Südfuß des Habederkogels, sondern auch nordöstlich von Priggwitz nach Conodontenfaunen in das Nor einzustufen sind und Schürflinge der Mürzalpendecke darstellen müssen, ist die tektonischen Zugehörigkeit dieses Teiles der „Geyersteinschuppe“ erneut fraglich. Ihr Schichtbestand, von dem neben der Gosauauflage bisher nur helle massige Kalke (Steinalmkalk?) und am Nordrand hochgeschuppte helle Biogenschuttkalke (Wettersteinkalk?) erfaßt wurden, bedarf noch einer näheren Begutachtung.

Schneebergdecke

Die Schichtfolge beginnt mit tektonisch isolierten Schürflingen von Werfener Schichten. Die Mitteltriaskarbonate konnten gegenüber bisherigen Darstellungen weiter untergliedert werden, wodurch auch ein verbessertes Bild des tektonischen Internbaues gewonnen werden konnte. Die zusammenhängende Abfolge setzt mit grauen bis schwarzen, oft brekziösen, z. T. gebankten Dolomiten ein. Häufige Rauhwackenzone sind meist an tektonische Bewegungshorizonte gebunden und sind zum überwiegenden Teil mit Sicherheit nicht dem Reichenhaller Niveau zuzuordnen. Bei Zurücktreten der Dolomitisierung entwickeln sich daraus im Hangenden schwarze, dickbankige Kalke. Sie zeigen oft flaseriges Interngefüge und intensive Bioturbation („Wurstelkalke“), seltener sind Dolomitolamine. Diese Gutensteiner Schichten gehen zum Hangenden hin mit hell/dunkel gebänderten Zwischentypen in helle Massenkalk (Steinalmkalk) über, die in der Hauptmasse völlige strukturlos und fossilieer sind. Erst nahe der Obergrenze wird auswitternder Fossilgrus (Echinodermenschutt) vereinzelt sichtbar. An dieser Obergrenze setzt eine deutlich erkennbare Differenzierung des Ablagerungsraumes ein (= oberanische Reiflinger Wende?). Einerseits können hell/dunkelgrau gefleckte Schuttkalke anschließen, deren Litho- und Bioklasten durch mehrphasige Kalzitemente verbunden werden („Großoolith-Strukturen“). Kalkschwämme, Korallen und seltene Dasycladaceen sprechen für einen riffnahen Bildungsbe- reich dieses Wettersteinkalkes. Andererseits machen sich in diesem Grenzbereich auch Einflüsse einer pelagischen Bodenfazies bemerkbar, die entweder nur als lokale und kurzfristige Einschaltung meist dunkler Bankkalke ausgebildet sind (Östlich Lackerboden, nördlich der Hübelwiese), oder aber als lithologisch vielfältige Abfolge grauer und bunter Bank- und Knollenkalke mit allodapischen, z. T. gradierten Feinschuttlagen und wechselndem Gehalt an Hornsteinknollen vorliegen (Saurüssel, westlich der Bodenwiese). Conodontenproben ergaben ein ladinisches Alter, eine profilmäßige Aufnahme war bisher mangels geeigneter Aufschlüsse noch nicht möglich. Ein Hoffnungsgebiet dafür stellen noch die Steilabstürze östlich der „Eng“ dar. Hinweise

auf vulkanogene Einschaltungen wie in den Reiflinger Schichten des Schneeberges wurden bisher nicht beobachtet.

Der Wettersteinkalk dominiert die Bereiche in, nördlich und westlich der „Eng“ und am Krumbachstein, die Riffschuttfazies ist relativ gleichförmig ausgebildet, gewachsene Riffstrukturen konnten noch nicht gefunden werden. Die Mächtigkeit dürfte hier zumindest 600 m betragen.

Die Internektonek der Schneebergdecke wird vor allem durch zwei NNE–SSW-streichende Querstrukturen geprägt. Die eine ist durch die hochgepreßten Werfener Schichten am Ostrand der Bodenwiese gekennzeichnet, die Grenzlinie der Gutensteiner- und Steinalmschichten östlich davon läßt ihrem komplizierten Verlauf nach auf Querfaltungen mit entsprechendem Achsenstreichen schließen. Eine zweite, parallel dazu verlaufende Störungszone ist gekennzeichnet durch eine etwa westvergente steile Aufschuppung des Steinalmkalkes mit seiner mitteltriadischen Hornsteinkalkauflage über den jüngeren Wettersteinkalk. Diese Grenzfläche, die bisher oberhalb der Kammerwände erfaßt wurde, dürfte bis zur Westseite des Lärchbaumriegels verfolgbar sein, ihr genauer Verlauf ist noch auszukartieren.

Der Südrand der Schneebergdecke zeigt ein Umbiegen der Lagerung auf Südfallen, eine derartig angedeutete „Stirneinrollung“ steht im Einklang mit der Vorstellung einer späten, südvergenten Rückschuppung über die Südrandgosau. Im Bereich Tobelwiesen – Rote Wand ist eine deckeninterne Schuppenbahn anzunehmen, da rauhwackig zersetzte Dolomite und weitere Mitteltriasserien auf Steinalmkalk auflagern, und auch 500 m WSW der Tobelwiesen eingeklemmte Werfener Schichten eine Bewegungsfläche markieren, die nicht der Hauptdeckenbahn angehört.

Gosau der Südrandschuppen und bei Breitensohl

Die Südrandgosau bildet eine weithin verfolgbare Verebnungszone zwischen Geyerstein im Westen bis nahe Gasteil und Felberhof im Osten.

Der Serienbestand beginnt mit lokalen Basisbrekzien, meist lagern aber dem Untergrund direkt braune und rote Orbitoidensandsteine auf, die aber immer wieder dünne Geröll-Lagen (meist Quarz) aufweisen können. Im Hangenden erfolgt ein vermutlich rascher Übergang zu grauen sandigen Mergeln und Sandsteinen, welche die aufschlußlosen flachern Wiesenareale der Gahnslaiten unterlagern. Die Gosau wird abgeschlossen durch bunte, olisthostromartige Brekzienmassen, die als auffälligste Komponenten rote paleozäne Korallenkalke vom Typus Kambühealkalk enthalten. Neben dem großen Vorkommen südöstlich der Pottschacher Hütte, das bereits bei PLÖCHINGER (1967, Geol. Karte Hohe Wand) verzeichnet ist, können auch noch die massigen Felsrippen am Ausgang des Klausgrabens zufolge der typischen Komponenten dieser Serie zugeordnet werden („Gosaukonglomerate“ bei PLÖCHINGER).

Die Gosau von Breitensohl besitzt ausgedehntere Basisbildungen mit roten Brekzien und roten Tonen, die in die Unterlagerung an Klüften und ?Karsthöhlen eindringen. Darüber folgen Konglomerate und Sandsteine mit karbonatischen, aber auch siliziklastischen Komponenten, und mehr oder weniger häufigen Orbitoiden. Eine Trennung von Basiskonglomerat und Orbitoidensandstein wie in der Südrandgosau war hier nicht möglich. Die hangenden Mergel sind nur in kleinen Weganrissen und in der Morphologie angedeutet.

Bericht 1983 über geologische Aufnahmen in der Dachsteingruppe auf Blatt 127 Schladming

Von GERHARD W. MANDL (auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde mit der Neuaufnahme des kalkalpinen Anteiles auf Blatt Schladming begonnen. Das Hauptaugenmerk lag vorerst auf der karbonatischen Entwicklung der Südwände und Kare zwischen Torstein und Raucheck im Westen und dem Miesberg und Luserriedel im Osten. Vom Plateau wurden die Bereiche südlich der Linie Köppenkarstein – Landfriedstein – Seetal aufgenommen.

Flächenmäßig dominiert das tektonisch höchste Element, die Dachsteindecke. Sie wird nördlich der Ramsau von einem Areal mit Werfener Schiefern unterlagert, für dessen tektonische Selbständigkeit nur zwei eingeklemmte Schollen (Ramsauer Hühnerkogel, Kalchwand) mit jurassischen und oberkretazischen Serien sprechen. Im W ist die tektonische Grenze an der Auflagerung von Werfener Schiefern der Dachsteindecke auf Mitteltriasdolomiten der Raucheck-Schönbühel-Schuppe deutlich erkennbar.

Raucheck – Marstein – Schönbühel

Die Schichtfolge beginnt am Südfuß des Rauchecks mit dunklen, gebankten Gutensteiner Dolomiten, die zum Hangenden hin in massig wirkende, schwarze Dolomite übergehen. Die obersten 150 m des Rauchecks werden von massigen, hellen, zuckerkörnigen Dolomiten (Typ „Ramsaudolomit“) aufgebaut. Sie zeigen vereinzelt schemenhaft Relikte von ?Dasycladaceen. Die Grenze zu den unterlagernden dunklen Dolomiten bildet ein gelblich anwitterndes Band dunkler Bankdolomite mit nicht näher bestimmtem Fossilgrus. Im Gipfelbereich lagern noch geringmächtige, hangparallel nordfallende bunte Dolomite auf. Am Schönbühel wird die Schichtfolge noch durch schwarze Reingrabener Schiefer des Karn ergänzt, die dem hellen Massendolomit auflagern und die nur lithologische Einstufung der fossilereen Dolomite in die Mitteltrias unterstützen.

Mittereck – Rabenkogel – Grubbrücken

Die bewaldeten Vorberge der Ramsauer Südwände werden fast zur Gänze von Werfener Schiefern aufgebaut, die sich mit ihren einförmigen roten und grünen, glimmerreichen Siltsteinen bisher jeder genauen Gliederung entzogen. Die mangelhaften Aufschlüsse lassen wenig vom tektonischen Internbau erkennen. Am Südrand des Rabenkogels, des Grubbrückens und der nächstöstlichen namenlosen Erhebung wird in Lesesteinen die Unterlagerung durch Gesteine der Grauwackenzone sichtbar (graue bis grüngraue, feingefaltete Pinzgauer Phyllite). Der Kontakt dürfte hier tektonisch sein, da die mächtigen Quarzite im Liegenden der Werfener Schiefer fehlen. Im Hangendabschnitt der Werfener Schiefer schalten sich Gipslagen ein, die teilweise morphologisch als kleine verkarstete Rippen hervortreten (Grubbrücken) oder durch Lesesteine und Dolinen markiert werden (Rabenkogel). Das größte derartige Gipsvorkommen befindet sich in den nordöstlichen Gräben des Brandriedels. Es wurde vorerst nur überblicksmäßig beachtet, da von E. ERKAN (1977) bereits detaillierte Übersichtsaufnahmen durchgeführt worden sind, wobei er die Abfolge Quarzite – Gips/Ton- und Sandsteinfolge als sedimentär zusammengehörig betrachtete. Dies führt jedoch weiter östlich zu beträchtlichen Schwierig-

keiten, da hier die Einschaltung jüngerer Gesteine eine tektonische Grenzfläche zwischen Sandsteinen und Schiefern im Liegenden und Gips, Werfener Schiefern und Kalken im Hangenden nahelegt.

Ramsauer Hühnerkogel, Kalchwand

In beiden Lokalitäten lagern einer Wandstufe aus massigem mikritischem Plassenkalk unterschiedlich umfangreiche Gosauserien auf. Der Kontakt zu den unterlagernden Werfener Schichten ist durch Schutt und grobes Blockwerk verhüllt, die rein lithologische Ansprache als Plassenkalk ist biher noch ohne mikrofazielle Belege.

Die Gosauserie beginnt mit unterschiedlich groben, roten bis braunen Konglomeraten und Sandsteinen, die praktisch ausschließlich Komponenten des unterlagernden Plassenkalkes enthalten. Darüber lagern bis zu 20 m graue, sandige Kalkmergel, reich an verschiedenen Schalenbruchstücken. Mit tektonischer Grenze schließt eine Wechselfolge dünnbankiger feinkörniger Sandsteine und grauer Mergel mit wenigen Metern Mächtigkeit an, nach einer weiteren Störungszone folgen rote und grüne Mergel (?Nierntaler Schichten). Die Schichtfolge des Hühnerkogels wird von groben Sandsteinen, Konglomeraten und Brekzien mit Feinsand/Siltstein-Zwischenlagen abgeschlossen (?Zwieselalm-schichten). Die maximal einige Zentimeter großen Komponenten umfassen graue Phyllite, Quarze, rote und grüne Werfener Schichten und diverse, z. T. limonitisch verwitternde Karbonate. Einzelne grobe Sandsteinlagen sind reich an noch unbestimmten Großforaminiferen.

Dachsteindecke

Die Schichtfolge beginnt mit bunten Werfener Schichten, die Zugehörigkeit der Gipsfolge ist noch unklar (siehe oben). Bei der Südwandhütte, am Lenachriegel und vor den Südwänden zwischen Scheichenkopfen und Kampspitz sind Werfener Kalke aufgeschlossen. Die Mitteltrias der Wände umfaßt an der Basis dunkle, gelblichgrau anwitternde, gebankte Gutensteiner Dolomite, ein massiges Band heller Kalke (Steinalmakalk), und darüber eine lithologisch bunt zusammengesetzte Serie von grauen und roten Bank- und Knollenkalken mit Hallstätter Fazieseinfluß. Hornsteine treten ab der Stellwand gegen E hin im unteren Profilabschnitt auf. Zwischen grauen, extrem knolligen Kalken weisen grüne tonige Fläsern mit idiomorphen Biotitaggregaten erneut auf hier bisher unbeachtete vulkanogene Einflüsse in der Mitteltrias hin.

Erste conodontenstratigraphische Daten gab bereits R. LEIN (1985, Sitzber. Österr. Akad. Wiss.).

Diese Beckensedimente werden im Hangenden von mehr oder weniger deutlich gebankten grauen Kalken abgelöst, die bisher als Wettersteinkalk bezeichnet wurden. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von grauen mikritischen Kalken und Biogendetrituslagen unterschiedlicher Korngröße und sind daher als Verzahnungsbereich des distalen Riffschutttes mit heute nicht mehr erhaltenen Beckensedimenten im Süden zu verstehen. Mit Zunahme der Korngrößen und Verlust der Bankung geht diese Serie im Hangenden rasch in massive Wetterstein-Riffschuttkalke über. Detritus von Schwämmen und Korallen ist erkennbar. Gewachsen Riffstrukturen konnten bisher nicht gefunden werden, die Riffschuttkalke werden zum Hangenden bzw. nach N hin zunehmend dolomitisch, primäre Gefüge gehen dabei verloren.

Problematisch in ihrem stratigraphischen Umfang sind die grauen, feingrusig zerfallenden Dolomite, die den Wettersteinkalk teilweise überlagern, meist jedoch im Norden an Störungen an ihn grenzen. Sie nehmen vor allem im Koppenkar und im Landfriedttal sowie rund um das Silberkar große Flächen ein. Um Hauptdolomit handelt es sich dabei mit Sicherheit nicht. Die Dolomite sind durch Übergänge sowohl mit dem Wettersteinkalk als auch mit dem massigen Dachsteinkalk verbunden, da nahe der Grenze zu letzterem (z. B. NW Eselstein) trotz Dolomitisierung noch Korallenstöcke und verschiedener Seichtwasserdetritus erkennbar werden. In der Schwadring (Kar südlich der Hunerscharte) sind Sturzblöcke von dunklen, z. T. knollig-brekiösen, von Mergelfasern durchzogenen Kalken verbreitet, die mit ihren Schwammfragmenten und anderem Flachwasserdetritus an karnische Gesteine am Gosaukamm erinnern. Sie können hier nur aus dem Hangenden der Dolomite und damit aus dem Grenzbereich zum massigen Dachsteinkalk stammen, und würden damit für ein ladinisches bis unterkarnisches Alter der Dolomite sprechen (Wettersteindolomit). Ein nähere Untersuchung ist hier noch nötig.

Der Dachsteinkalk liegt sowohl in massiger Riff-Fazies als auch in gebankter, lagunärer Ausbildung vor. Der Riffkalk endet gegen E jedoch nicht beim Torstein, wie auf der Dachsteinkarte von GANNS, KÜMEL & SPENGLER (1954) dargestellt. Der massige Habitus ist im Liegenden der gebankten Kalke mehr oder weniger deutlich unter den „Dirndl“ und an der Koppenkarstein-Südseite nach E verfolgbar, wo er Eselstein, Sinabel und Wasenspitze zur Gänze aufbaut und zumindest bis N der Seetal-Störung reicht. Das Gestein ist hier oft reich an segmentierten Kalkschwämmen, seltener sind Korallen, das fazielle Spektrum erscheint sehr breit.

Eine Begehung des Plateaus mit Abgrenzung der Riff- und Lagunenfazies im Dachsteinkalk wird unter anderem im kommenden Aufnahmejahr nötig.

Bericht 1984 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jura bei Leutasch auf Blatt 117 Zirl

Von RUDOLF SIEBER (auswärtiger Mitarbeiter)

Aus den bisher nur wenig bemusterten Allgäuschichten (Fleckenkalken) SW Scharnitz Joch bei Leutasch (ca. 100 m SW Kote 2048) wurde eine Ammoniten- und Belemnitenaufsammlung gemacht (Ch. HAUSER). Die Fossilien stammen meist aus dem unmittelbar Anstehenden; sie sind z. T. fragmentär und besitzen eine etwas deformierte Steinkern- und Abdruckerhaltung. Ihre stratigraphische Einstufung erfolgte im Zusammenhang mit anderen, die auch für eine Kataloganlage durchgeführt wurden. Es ergaben sich nachfolgende Bestimmungen:

Phylloceratinae: *Phylloceras* sp.; Lias.

Juraphyllitidae: *Juraphyllites* sp. (?*Harpophylloceras* cf. *eximium* (HAUSER)); Sinemurien–Pliensbachien.

Lytoceratidae: Lytoceratinae (*Lytoceras* cf. *fimbriatum* (Sow.)?); Unteres Pliensbachien.

Arietitidae: Arietitine (?*Vermiceras* o. a.).

Arnioceratinae: (*Arnioceras* cf. *mendax* FUC. ?, *A.* cf. „*semicosatum* Y. & B.“ ?); Sinemurien.

Eoceroceratidae: *Microderoceras* (cf. *keindli* (EMMR.)); Sinemurien–Pliensbachien.

Coeloceratinae: („*Coeloceras*“ sp.).

Belemnitidae: *Nannobelus* sp. (cf. *alveolatus* WERNER ?), *Belemnites* („*Passaloteuthis*“, *Holcoteuthis*) sp. ex. gr. *paxillosus* SCHLOTH., Sinemurien–Pliensbachien; *Cuspoteuthis* sp. ?, mittlerer Lias.

Die behandelte Kollektion gehört dem Lias an und kennzeichnet im wesentlichen Sinemurien bis (unteres) Pliensbachien; unterster und oberster Lias bzw. höherer Jura sowie eine Zonengliederung konnten bis jetzt nicht sicher nachgewiesen werden. Das Profil erstreckt sich gegen das Hangende und Liegende; eine weitere paläontologisch-stratigraphische Untersuchung erscheint wünschenswert.

Bericht 1984 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Mesozoikum der Westkarawanken auf Blatt 211 Windisch Bleiberg

Von RUDOLF SIEBER (auswärtiger Mitarbeiter)

In Fortführung vorjähriger Geländearbeiten wurden Profilbemusterungen und Fossilienaufsammlungen zur Ermittlung stratigraphischer Fixpunkte durchgeführt, wobei besonders der weitere Bereich um die Klagenfurter Hütte (1664 m) N des Hochstuhles Berücksichtigung fand. Rotkalken der Westseite der Rjautza unterhalb der Roten Wand lieferten kennzeichnende, bisher aus dem behandelten Gebiet noch nicht bekannte Brachiopoden. Diese kommen als große Lumachelle vor, in der besonders Arm- und Stielglieder von Crinoiden häufig auftreten. Ihre Bestimmung ergab *Pexidella marmorea* (BITTNER), „*Aulacothyris*“ *angusta* (SCHLOTH.), mehrere Kleinformen sowie *Mentzelia mentzeli* (DUNK.)? und andere Arten. Es handelt sich um charakteristische Vertreter des Oberanins (bis Ladin), das auch an einigen Lokalitäten des Kartierungsbereiches durch Ammoniten des alpinen Muschelkalkes und mit Schreyeralmkalken vergleichbaren nachgewiesen wurde.

In der Nähe der Klagenfurter Hütte wurden am Gaißberg über der Matschacher Alm (1628 m) Crinoiden und Diploporen führende Gesteine angetroffen. Am darüber zum Geißbergsattel führenden Weg konnte *Teutloporella* cf. *herculea* (STOPP.) gesammelt werden, die auch auf der österreichischen Bergseite vorhanden ist. Insgesamt ist ein ladinisches Alter sowie die lagunäre Fazies der Geißbergdolomite erkennbar.

Weitere bezeichnende Fossilfunde (große Megalodonten) konnten im Dachsteinkalk des Hochstuhlgebietes gesichtet werden. Sie fanden sich z. T. auf der langen Blockhalde zwischen der Abzweigung des Hochstuhlsteiges und des Bielschitzasattelweges in zahlreichen, mäßig gehäuften Vorkommen und in gutem Erhaltungszustand. Sie konnten hauptsächlich auf *Neomegalodon böckhi* (HAUER) bezogen werden und zeigen ein norisches Alter an.

Ergänzend untersucht wurden durch Probenahmen das Bärental und Profile sowie Halden bis zum Matschacher Sattel (Kt. 1713) einerseits und der obere Abschnitt des Stinzesteiges andererseits; auch der Weg zum Bielschitzasattel konnte begangen werden. An mehreren Stellen waren Kleinfossilien zu beobachten. Die den Schlerndolomit am Matschacherjoch unterlagernden bräunlichen festen Mergel enthalten keine we-

sentlichen Mikrofossilien. Auch die anderen Proben wurden einer Untersuchung zugeführt.

Im nördlichen Abschnitt des Kartenblattes wurden große Teile des Singerberges zwischen Unterbergen und Windisch Bleiberg bemustert, wodurch der Unterschied zu südlichen Triasentwicklung zu verfolgen war. Der Wettersteindolomit der E-Seite wurde besonders im langen Hruschza Graben S Unterbergen (Kt. 680 und höher) geprüft. Es zeigten sich nur undeutliche Fossilreste und Spurenbildungen, eine Probenahme wurde getätigt. Auf der S-Seite treten am Weg zum Halbingssattel vor der Steilabiegung nach NE (ca. Kt. 1200) in bräunlichen Wettersteinkalken Megalodonten lumachelenartig auf, die auf *Neomegalodon* cf. *carinthiacus* (HAUER) (*triqueter*) zu beziehen sind und auf ein unterkarnisches Alter hinweisen.

Abschließend seien noch einige Fossilfunde erwähnt, die aus dem Waidischgraben eingebracht wurden (F. BAUER). Sie stammen aus grünvioletten, glimmerreichen Sandsteinen der vermauerten Straßenseite N der Einmündung des Wabutschnik Grabens und konnten als *Anodontophora fassaensis* (WISSM.) des (unteren) Skyths bestimmt werden.

**Bericht 1984 über
paläontologische Untersuchungen
in Hallstätterkalken
auf den Blättern
76 Wiener Neustadt und 96 Bad Ischl**

Von FRANZ TATZREITER

Da die Präparationsarbeiten an dem umfangreichen Material noch nicht abgeschlossen sind und demzufolge auch die paläontologische Bearbeitung nur unvollständig ausgeführt werden konnte, dürfen die im Anschluß aufgeführten Fossilisten nur als vorläufige Bestandsaufnahme aufgefaßt werden. Entsprechende spezielle Publikationen mit Gesamtfaunenlisten und Beschreibung der neu entdeckten Arten und Gattungen, sowie den stratigraphischen Ergebnissen werden mit Abschluß der jeweiligen Arbeiten veröffentlicht werden.

Blatt 76

Auf Blatt 76 wurden im altberühmten Burgfelsens von Hernstein zwei Spalten unterschiedlicher Faunenzusammensetzung im grauen, bituminösen, sevatischen Hallstätterkalk ausgebeutet. Eine tiefere, am NW-Fuß des Felsens gegenüber der Gewächshäuser, ca. 8 m NNW des Probepunktes M₂ von MOSTLER et al. (1968, Abb. 2), lieferte neben ca. 100 glattschaligen Ammoniten mit *Rhacophyllites*, *Megaphyllites*, *Placites*, *Paracladiscites* und Arcesten, drei kleineren Heterastridien, einer Bivalve und etwa zwei Dutzend Brachiopoden auch einige trachyostrake Ammoniten. Bis jetzt konnten bestimmt werden: *Sagenites quinquepunctatus* MOJSISOVICS, 1893 (3 Exemplare), *Rhabdoceras suessi* HAUER, 1860 (2 Bruchstücke) und *?Metasibirites* n. sp. 1 (12 Exemplare).

Die Brachiopoden (det. R. SIBLIK) verteilen sich wie folgt: *Nucleatula retrocita* (Suess, 1855), 15 Exemplare und *Norella geyeri* (BITTNER, 1890), 1 Exemplar.

Die höher gelegene Spalte, im Bereich der Balustrade, ebenfalls an der NW-Seite des Burgfelsens erbrachte unter den leiostroten Ammoniten: *Placites* (5 Exemplare), *Megaphyllites* (1 Exemplar), *Paracladiscites* (3 Exemplare) sowie 8 Arcesten.

Als große Ausnahme soll besonders auf die für die Phylloceraten des Jura angesehene Stammform *Tragorhacoceras occultum* (MOJSISOVICS, 1873) hingewiesen werden, die in 11 gut erhaltenen Exemplaren vorliegt.

Auch bei den Trachyostraken finden sich mehrere (13) äußerst interessante Exemplare einer neuen Art, die ich aufgrund der Suturübereinstimmung in die bisher aus Österreich noch nicht beschriebenen Gattung *Lissonites* einreihe, obwohl sie durch lange Marginalstachel, einen breittrapezoiden Windungsquerschnitt und die annähernd coronate Gehäuseform doch aus dem typischen Bild besagter Gattung herausfällt.

Ferner wären noch 6 Bruchstücke von *Rhabdoceras suessi* HAUER, 1860 und 2 kleine Exemplare des oben erwähnten *?Metasibirites* n. sp. 1 aufzuzählen.

Zwei Gastropoden der Gattung *Sisenna* und ein Brachiopode *Norella geyeri* (BITTNER, 1890) beschließen die vorläufige Faunenliste.

Blatt 96

Von den Fundpunkten des Blattes 96 erwies sich der Schneckenkogel auf der Leislingalm sowohl in wissenschaftlicher als auch in mengenmäßiger Hinsicht als ergiebigen. Oberrorische Ammoniten aus dem Bereich der Leislingalm (Schneckenwand, Alte Kuchel) sind schon bei MOJSISOVICS (1893, p. 807) erwähnt, ohne daß jedoch detailliertere Angaben gemacht werden. Auch in neuerer Zeit sind nur recht wenige interessante glattschalige Ammoniten bekannt geworden. Umso überraschender war es daher, als mir vom Privatsammler Herrn Franz Scheutz einige vorzüglich erhaltene, für das Mittelnor typische Ammoniten zur Bestimmung vorgelegt wurden.

Im Zuge meiner eigenen Untersuchungen konnte ein umfangreiches Fossilmaterial der Hogarti- und Macer-Zone profilmäßig aufgesammelt werden, wobei sich der stratigraphische Umfang des Gesamtprofiles durch Conodonten von Bicrenatus-Zone bis *?Sevat* nachweisen läßt.

Die Fossilien der Hogarti-Zone stammen von nur einem Punkt, im weiteren mit SK II/1 bezeichnet, während in der Macer-Zone (SK I/2 und SK II/1) an zwei verschiedenen Punkten aufgesammelt wurde. Eine genaue Fundpunktskizze und Profile werden in der in Vorbereitung befindlichen speziellen paläontologischen Publikation veröffentlicht werden.

Bedauerlicherweise sind gerade die ammonitenführenden Horizonte des Profiles tektonisch etwas zerrüttet und eine weitere Komplikation bilden die, z. T. sehr kleinen, mitunter *Rhabdoceras* führenden, Spalten. Das Vorkommen der Fossilien ist ausgesprochen linsen- bis nesterförmig, aber auch Spalten konnten beobachtet werden, eine feinere Unterteilung der beiden Zonen wie bei meinen Untersuchungen in Timor (TATZREITER, 1981, 11ff.) läßt sich leider nicht durchführen.

Obwohl bis jetzt nur ein kleiner Teil des Materials präpariert wurde, ergeben sich für das Salzkammergut bereits einige sensationelle Erstfunde. So können für die Hogarti-Zone (SK II/1) genannt werden: *Himavalites* cf. *columbianus* MC LEARN, 1939, wobei in den Alpen von dieser Gattung bisher nur drei schlecht erhaltene Exemplare überhaupt bekannt sind, *Argosirenites trachyceratoides* (DIENER, 1906), *A. cf. crassus* (DIENER, 1923), sowie den Einzelfund einer neuen, zu den Clytonitidae zu stellenden Gattung mit weitnabeligen Gehäusen, Marginaldornen und einem eigenartigen, krenelierten „Pilzkiel“.

Aber auch die restlichen, obwohl bereits bekannten Trachyostraka, sind ausgesprochene Raritäten, so z. B. *Phormedites juvavicus* MOJSISOVICS, 1893, *Pseudosirenites elegans* MOJSISOVICS, 1896, *Distichites megacanthus* MOJSISOVICS, 1893, *D. sollasii* DIENER, 1906, *Distichites* sp., *Ectolites* sp., *Parathisbites* cf. *hyrtl*i MOJSISOVICS, 1893, *P.* cf. *dieneri* PAKUCKAS, 1928 und *Parathisbites* div. sp.

Die Glattschaligen, die jeweils in großer Individuenzahl vorliegen, seien einstweilen nur gattungsmäßig aufgezählt: *Cladiscites*, *Paracladiscites*, diverse *Arcesten*, *Rhacophyllites* und *Placites*.

Ähnlich wie mit der eben behandelten Hogarti-Zone verhält es sich auch mit den zwei Fundpunkten der Macer-Zone, die z. T. ebenfalls äußerst interessante Neufunde lieferten.

Der Punkt SK I/2 erbrachte: *Helicites subgeniculatus* MOJSISOVICS, 1893, *H. geniculatus* (HAUER, 1855), *H. benekkei* MOJSISOVICS, 1893, *H. leisingensis* MOJSISOVICS, 1893, *Leisingites* sp., eine Zwergform einer vermutlich neuen Gattung, die einstweilen zu *Melasibirites* gestellt wird (vgl. Bericht über Blatt 76), *Steinmannites* div. sp., *Eosteinmannites* sp., *Distichites* cf. *cellticus* MOJSISOVICS, 1893, *Distichites* div. sp., *Parajuavites* sp., *Amarassites parmenidis* DIENER, 1923, *Amarassites* sp., *Epsiculites* cf. *subdecrezens* (MOJSISOVICS, 1893), *E. eunapii* (DIENER, 1923) und *Epsiculites* div. sp.

Außer den schon beim Punkte SK II/1 angeführten Gattungen glattschaliger Ammoniten kommt noch das im Sevat besonders häufige Genus *Megaphyllites* vor.

Die Hauptmasse der vom Punkt SK I/2 stammenden trachyostraken Ammoniten entfällt auf die Haloriten, die in mehr als 20 teils sehr gut erhaltenen Exemplaren vorliegen. Eine erste Sichtung ergab, daß es sich wahrscheinlich ausschließlich um Vertreter der Gattung *Halorites* handelt, während – wie eigentlich zu erwarten – *Catenohalorites* fehlt. Das legt den Schluß nahe, daß der oberste Anteil der Macer-Zone an diesem Fundpunkt fehlt.

Vorerst konnten nur die Arten *Halorites macer* MOJSISOVICS, 1893 und *H. suavis* MOJSISOVICS, 1893 eindeutig bestimmt werden. Das noch überwiegend unpräparierte Material läßt aber noch einige weitere Spezies erwarten. Außer den Haloriten liegen noch Exemplare von *Pseudosirenites evae* (MOJSISOVICS, 1893), *Epsiculites* cf. *eunapii* (DIENER, 1923), *Distichites* sp., *Alloclionites gandolphi* (WELTER, 1914), ?*Pseudothelidites* sp., ?*Cyclocellites* sp. und *Helicites* sp. vor.

Ein nicht sehr häufiges Faunenelement in den Hallstätterkalken sind Brachiopoden, von denen einige Exemplare der Art *Austriellula nux* (Suess, 1855) (det. R. SIBLIK) geborgen werden konnten.

Bericht 1984 über Erhebungen von geologisch-geotechnischen Risikofaktoren in Österreich aus vorhandenen Unterlagen

Von BARBARA VECER

Der ständig wachsende Fluß an publizierten und nicht publizierten Informationen sowie die direkten Anregungen, auch von auswärtigen Fachkollegen, haben den Anstoß gegeben, geologisch und tektonisch bedingte Risiken, die negatives Naturraumpotential darstellen, auf Arbeitskarten (ÖK 50) darzustellen.

Mit dieser Tätigkeit wurde im Jahre 1984 in der Fachabteilung Ingenieurgeologie der Geologischen Bundesanstalt begonnen.

Die Dokumentation der einzelnen Risiken wird durch ein bereits eingeführte ADV-gerechtes Erhebungsblatt durchgeführt.

Die diesbezüglichen Daten bzw. Unterlagen sind in verschiedensten Bereichen vorhanden und weit gestreut. Sie finden sich als publizierte Unterlagen in geologischen Karten, Gebietskarten und Kartenskizzen in der Fachliteratur sowie in nicht veröffentlichten Unterlagen in Archiven (Pläne, Manuskriptkarten) von Einrichtungen des Bundes, der Länder, der Gemeinden sowie der Wirtschaft. Diese Unterlagen über negatives Naturraumpotential sind aufgrund der großen bereits dargestellten Streuung – obwohl vorhanden – sehr schwer zugänglich. Es ist daher notwendig, dieses bekannte negative Naturraumpotential übersichtlich darzustellen und jederzeit abrufbereit zur Verfügung zu haben.

Als Unterlage zur Darstellung dieser Risiken wird die Generallegende der Risikofaktoren zur Erstellung der Karten der geologisch-geotechnischen Risikofaktoren der Republik Österreich 1 : 50.000 verwendet (G. SCHÄFFER, in: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1983, S. 7, Abb. 7), wobei folgende Ausscheidungen getroffen wurden:

- Kleine Rutschung
- Bereiche mit kleinen Rutschungen
- Rutschung (Abriß, Gleitkörper, Stauwülste, Auslaufwülste)
- Hangkriechen, Buckelwiese
- Mure
- Wildbach
- Ufererosionsbereich
- Starke Sohlerosion
- Bereich mit hoher Erosion
- Schwemm-, Murenkegel
- Moor, Hochmoor
- Vernässungen
- Schluff, Stauseeton
- Toteisloch
- Dolinen
- Bereich mit Dolinen
- Epigenetische Talstrecke, alter Talverlauf zugehört
- Zerglittene, zerrüttete Zonen
- Bergsturz, grobes Blockwerk
- Blockgleiten
- Grat, Bergzerreißung
- Mylonite
- Hebung
- Senkung
- Störung mit beobachteter Aktivität oder mit Hinweisen darauf
- Große Aufschüttung
- Aufgelassener Bergbau
- Pingen
- Senkungsgebiet durch Bergbaue

Bei der Bearbeitung ist ein Ordnungsprinzip notwendig, da die vorhandenen Unterlagen einer heterogenen Bearbeitung unterlagen und für verschiedenen Zwecke erstellt wurden. Dadurch liegen diese Unterlagen auch in verschiedenen Maßstäben vor. Die Risiken sind – teils durch die historische Entwicklung, teils durch die verschiedenen Bearbeiter bedingt – mit einer nicht immer notwendigen Begriffsvielfalt behaftet.

Mit den Erhebungen wurde an der Geologischen Bundesanstalt selbst an Hand einer einschlägigen Literaturkartei begonnen, die durch neuerliche Bearbeitung und Ergänzung derzeit ca. 100 Zitate umfaßt. Diese bearbeitete Literatur ergab bereits die beträchtliche Anzahl von ca. 2500 Risikofaktoren, die durch ein Erhebungsblatt erfaßt wurden und auf ÖK 50-Kartenblättern graphisch dargestellt wurden.

Naturgegeben ergab sich durch die Bearbeitung der Literaturdaten ein Schwerpunkt beim Anfall der Risikofaktoren im alpinen Anteil des Bundesgebietes.

Obwohl die erste Phase der Erhebungen, nämlich die komplette Erfassung der Fachliteratur, noch nicht abgeschlossen ist, ergaben sich bereits z. B. auf den Blättern 141 Feldkirch, 142 Schruns und 154 Rauris bemerkenswerte Häufungen von negativem Naturraumpotential. Dies bedeutet, daß durch die Darstellung der

bei weitem noch nicht abgeschlossenen Erhebungen bei den oben beispielsweise angeführten Kartenblättern bereits etwa bis zu einem Drittel der tatsächlich vorhandenen Risikofaktoren aus der Literatur erhoben werden konnte.

Dieser Vergleich beruht auf den bei der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1983 in Gmunden der Öffentlichkeit vorgestellten Risikofaktorenkarten.

Aus dem Beginn dieser Tätigkeit, die auf Sammlungen, Bearbeitung und Evidenthaltung von bereits vorhandenen schwer zugänglichen Unterlagen beruht, die zur geotechnischen Sicherheit beitragen können, ist schon jetzt abzuschätzen, daß eine sehr hohe Zahl von bis jetzt mehr oder weniger brachliegenden Informationsmaterial bezüglich Georisiken für die Öffentlichkeit zugänglich wird.



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1985

BAND 128/3+4

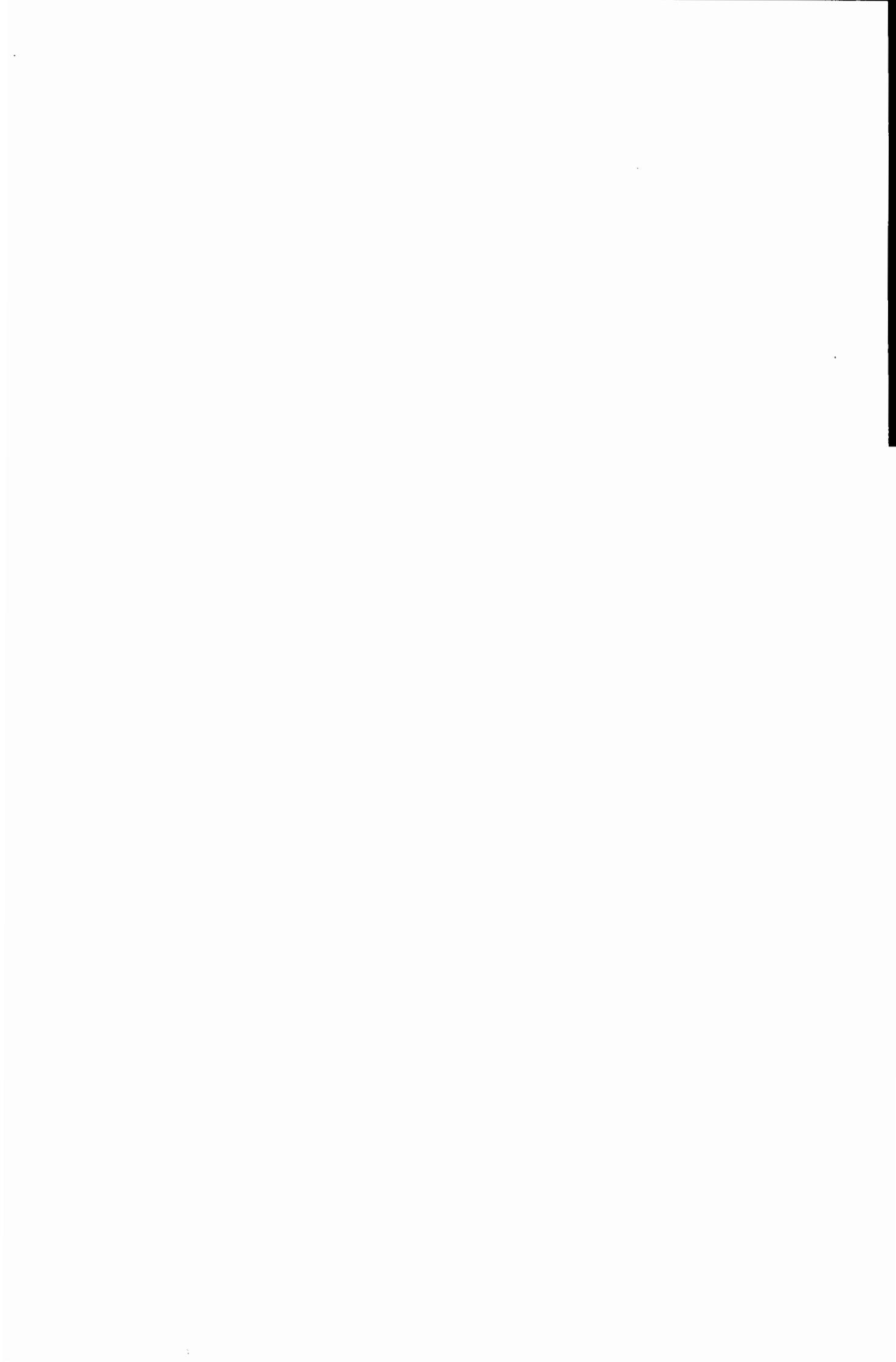
Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt“ ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse
durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn

Inhalt

BUCHROITHNER, M. F.: On the Geology of the Tirich Mir Area, Central Hindu Kush (Pakistan). With 9 Figures and 1 Geological Map 1 : 50.000 (Enclosure)	367
FINGER F.: Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). Mit 6 Abbildungen und 4 Tabellen	383
FUCHS, G.: The Geology of the Markha-Khurnak Region in Ladakh (India). With 28 Figures and 5 Plates (Enclosures)	403
SCHÖNLAUB H. P. & MEÇO, S.: Lower Palaeozoic Conodonts from Albania. With 1 Figure and 2 Plates . .	439
STATTEGGER, K.: Die Beziehungen zwischen Sediment und Hinterland: Mathematisch-statistische Modelle aus Schwermineraldaten rezenter fluviatiler und fossiler Sedimente. Mit 68 Abbildungen und 4 Tabellen . .	449
Buchbesprechungen	513
BENDER, F.: Angewandte Geowissenschaften. Band II: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften.	
FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U.: Pyroclastic Rocks.	
FLEISSNER, H. & RÖDIGER, A.: Das ewige Meer. Seit 500 Millionen Jahren Wiege des Lebens.	
GOODY, R. M. & WALKER, J. C. G.: Atmosphären.	
GUNTAU, M.: Abraham Gottlob Werner.	
GUNTAU, M.: Die Genesis der Geologie als Wissenschaft: Studie zu den kognitiven Prozessen und gesellschaftlichen Bedingungen bei der Herausbildung der Geologie als wissenschaftliche Disziplin an der Wende vom 18. und 19. Jahrhundert.	
HSÜ, K.: Das Mittelmeer war eine Wüste. Auf Forschungsreisen mit der Glomar Challenger.	
KRONBERG, P.: Fernerkundung der Erde. Grundlagen und Methoden des Remote Sensing in der Geologie.	
MASON, B. & MOORE, C. B.: Grundzüge der Geochemie.	
PROKOP, O. & WIMMER, W.: Wünschelrute, Erdstrahlen, Radiästhesie: Die okkulten Strahlenfähigkeitslehren im Lichte der Wissenschaft.	
TAYLOR, S. R. & McCLENNAN, S. M.: The Continental Crust: its Composition and Evolution.	
WOOD, J. A.: Das Sonnensystem.	
ZHARKOV, M. A.: Palaeozoic Salt Bearing Formations of the World.	

Schriftleitung: Albert Daurer.

Die Autoren sind für Form und Inhalt ihrer Beiträge selbst verantwortlich.



On the Geology of the Tirich Mir Area, Central Hindu Kush (Pakistan)*)

By MANFRED F. BUCHROITHNER & HERFRIED GAMERITH**)

With 9 Figures and 1 Geological Map 1 : 50.000 (Enclosure)

Pakistan
Hindu Kush
Tirich Mir
Geological Map
Satellite Imagery
Sedimentary Series
Intrusives
Tectonics
Upper Palaeozoic to Tertiary

Dedicated to the tribes of the Hindu Kush, who had a heroic past, who live in a very hard present, and who hopefully will enjoy a better future!

Content

Zusammenfassung, Summary, Resumé	367
Preface	367
1. Geographical Setting	368
2. History of Geological Research	369
3. Geological Setting	371
4. Rock Units	371
4.1. Geosynclinal and Meta-Volcanic Series	371
4.1.1. Account of the Series in Chitral	371
4.1.2. Wakhan Formation	373
4.1.3. Series of Owir	373
4.1.4. Atak Series	374
4.1.5. Chitral Formation	374
4.1.6. Reshun Formation	375
4.2. Basic and Ultrabasic Rocks	375
4.3. Momi Gneiss	375
4.4. Intrusive Rocks of Granitic and Quartzdioritic Composition	375
4.4.1. Pre- to syntectonic Quartzdiorites	376
4.4.2. Late- to posttectonic Granodiorites	376
4.4.2.1. Tirich Mir Granite	376
4.4.3. Late- to Posttectonic Pegmatite Granites	376
5. Structural Development	377
6. Metamorphism and Granitization	379
7. Mineral Deposits	379
Acknowledgements	380
References	380

Zusammenfassung

Mit Schwerpunkt auf dem Tirich Mir-Gebiet wird eine Übersichtsdarstellung der Geologie von Zentral-Chitral (Hindu-kusch, Pakistan) gegeben. Die Beschreibung der lithologischen Einheiten und der Tektonik sollen als Erläuterungen zu einer neuen geologischen Karte des Tirich Mir-Massivs im Maßstab 1 : 50.000 (Beilage) dienen.

Summary

An outline of the geology of Central Chitral (Hindu Kush, Pakistan) with emphasis on the Tirich Mir Area is given. Descriptions of rock units and structure shall serve as explanatory notes on a new geological map 1 : 50.000 of the Tirich Mir Massif (enclosure).

Resumé

Un exposé de la géologie de Chitral Central (Hindou Kouch, Pakistan) avec point capital sur la région du Tirich Mir est présenté. Les descriptions des unités lithologiques et de la tectonique doivent servir à une note explicative d'une nouvelle carte géologique du Massif du Tirich Mir à l'échelle 1 : 50.000 (supplément).

Preface

Between 1965 and 1975 the authors had several opportunities to visit the valleys of the northern and southern slopes of the Central Hindu Kush and also parts of the areas depicted on the geological map of the Tirich Mir Massif which is presented in this paper. It was mainly the knowledge of the surrounding terrain and the availability of a set of aerial stereo-photographs that led to the plan to produce a large-scale geological map of the highest part of the Hindu Kush range.

*) Published with the financial support of the Austrian Science Foundation, Project P 4669.

**) Authors' addresses: Univ.-Doz. Dr. MANFRED F. BUCHROITHNER, Graz Research Center, Institute for Image Processing and Computer Graphics, Wastiangasse 6, A-8010 Graz, Austria; Dr. HERFRIED GAMERITH, Rebhahnweg 16, A-4060 Leonding, Austria.

Accompanying studies of multispectral Landsat MSS data (cf. fig. 3) and high resolution Metric Camera and Large Format Camera photographs taken from the Space Shuttle supplied additional sources of geological information (cf. BUCHROITHNER, 1984). The richness in topographic detail also makes this map a useful tool for mountain hikers and climbers (KOSTKA & BUCHROITHNER, in prep.). Thus, it represents a comparatively new type of a geological high mountain map based on locally proved geological information compiled with the aid of air- and spaceborne data for wide-range coverage.

1. Geographical Setting

The 1200 km long Hindu Kush, which culminates in the over 7700 m high Tirich Mir, is the continuation of

the Karakorum and represents the western portion of the Himalayan System. In its higher central and eastern parts massive, snow-covered mountains with long, scree-covered glaciers and deeply eroded, dry valleys with meandering seasonal rivers determine the landscape (GRUBER, 1977).

The Hindu Kush lies almost beyond the influence of the Monsoon. Its Central Asian alpine climate is characterized by dry, hot summers and cold winters with little snow. In the region of the Tirich Mir melted snow and ice supply enough water for modest cultivation of cereals, willows, poplars, walnut and other fruit trees as well as various types of vegetables, mainly grown on terraces between or at the foot of talus fans. Forests only occur in Nurestan, an Afghan province, some 100 km southwest of the Tirich Mir.

The major settlement of the region is Chitral with

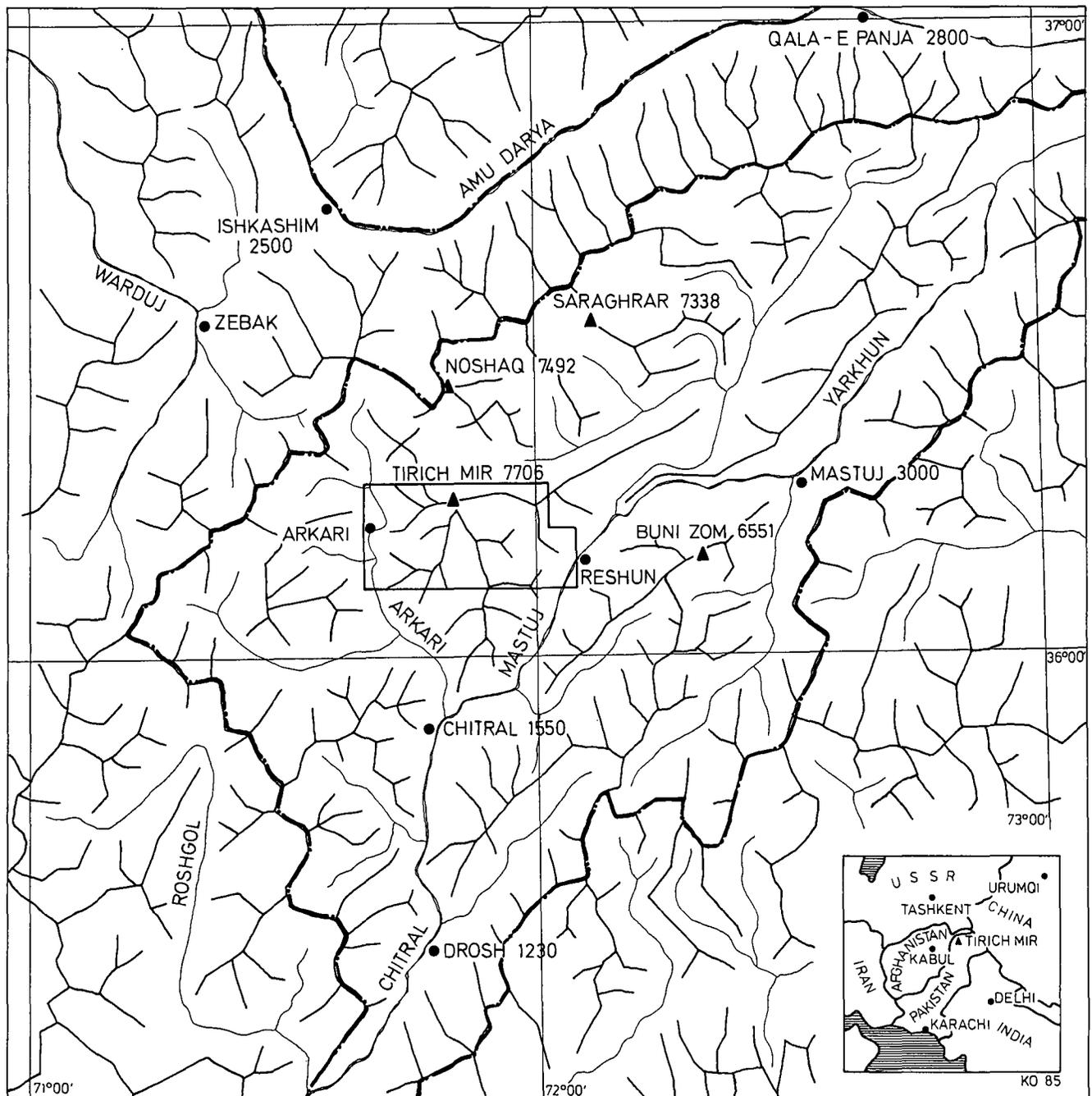


Fig. 1: Sketch map of Chitral and surroundings indicating the area of the 1 : 50.000 geological map of the Tirich Mir Massif. Compiled by R. KOSTKA, Graz (Austria), on the basis of USAF Pilotage Chart and various topographic sketch maps.

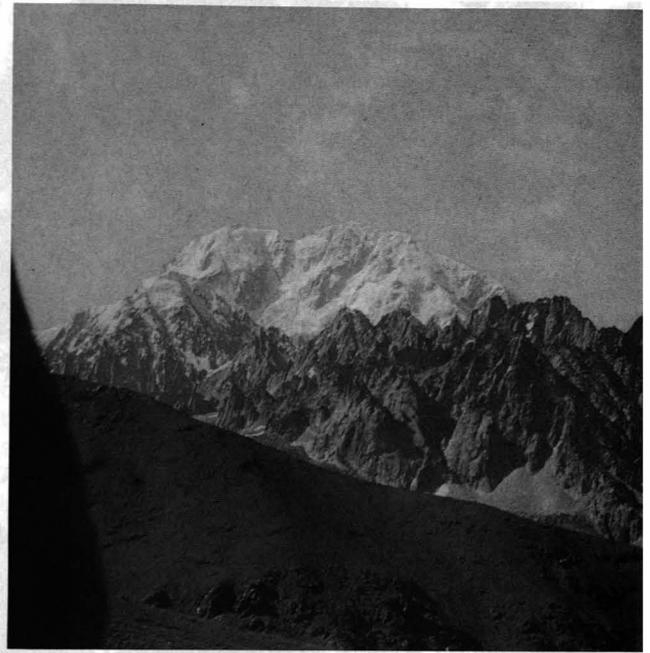


Fig. 2: Views of Tirich Mir main peak from southeast.

some ten thousand inhabitants, located at the river with the same name, about 45 km due south of the Tirich Mir. It is the capital of the District of Chitral, which was an independent principality until 1969. The District of Chitral covers approx. 14800 km² and houses some 115000 people (in 1965), mainly of Dardic origin (Khos). Apart from a flight connection from Chitral to Peshawar, traffic is restricted to track-like gravel-roads over the Lowari Pass (3118 m) and caravan trails. (Sound recent information on population and road conditions is difficult to obtain.) Figure 1 represents a sketch map of Chitral and surroundings.

The Tirich Mir Massif itself rises some 5000 m above the surrounding valleys (fig. 2). The main summit attains a height of 7708 m. There are other individual peaks of over 7000 m, including the 7692 m high East Summit. The main summit was first climbed on July 22 1950 by the Norwegian Per Kvernberg in a solo attempt.

2. History of Geological Research

It seems justified to give a brief account of the geological exploration of Chitral and the Tirich Mir region in particular. Detailed descriptions of fossil faunas or floras can be found in publications referred to in the literature mentioned.

Early information concerning the geology of the mountains in question comes from general geographic descriptions of travellers in diplomatic, military or surveying missions. The presumably first report dedicated to the geology of the area was by Ferdinand STOLICZKA

in a monography by W. T. BLANFORD (1878). MC MAHON & HUDLESTON (1902) described, among others, Devonian fossils collected by GURDON and GRANT from the limestones of the Series of Owir. In 1911 and 1922 F. R. COWPER-REED determined some additional Devonian fossils from various locations in Chitral. In 1916, the director of the Geological Survey of India, H. H. HAYDEN, provided a comprehensive description of his geological observations in the Pamir, Gilgit and Chitral. In two publications (FERMOR, 1924; PASCOE, 1924) TIPPER describes fossils from the Upper Palaeozoic of the Chitral Slates (see chapter 4.1.5.). In a 25 page paper by CIZANCOURT & VAUTRIN (1937) the structure of the western and Central Hindu Kush is outlined.

IVANAC, TRAVES & KING (1956) discussed the north-western part of the Gilgit Agency, adjacent to the Chitral District. SCHNEIDER (1957) described tectonics and magmatism of that area. In 1964 a first geological map of Pakistan at the scale of 1 : 2,000,000 by ABU BAKR & JACKSON gives a very crude presentation of the Eastern Hindu Kush. The results of the Kyoto University Scientific Expedition 1955 to Hindu Kush and Karakorum contain one volume dedicated to geology (MATSUSHITA & HUZITA, 1965). At the International Geological Congress in Copenhagen the geotectonics of the granites of the Karakorum and the Hindu Kush were made known to the worldwide geological community by Ardito DESIO and Antonio MARUSSI (1960). In 1963 DESIO provided a first review and attempt to correlate the various geological "formations" of these regions. One year later, first radiometric datings of intrusive rocks in Badakshan, the Eastern Hindu Kush and the Western Karakorum were published (DESIO, TONGIORGIO & FERRARA, 1964). The first detailed examination of a Palaeozoic sedimentary

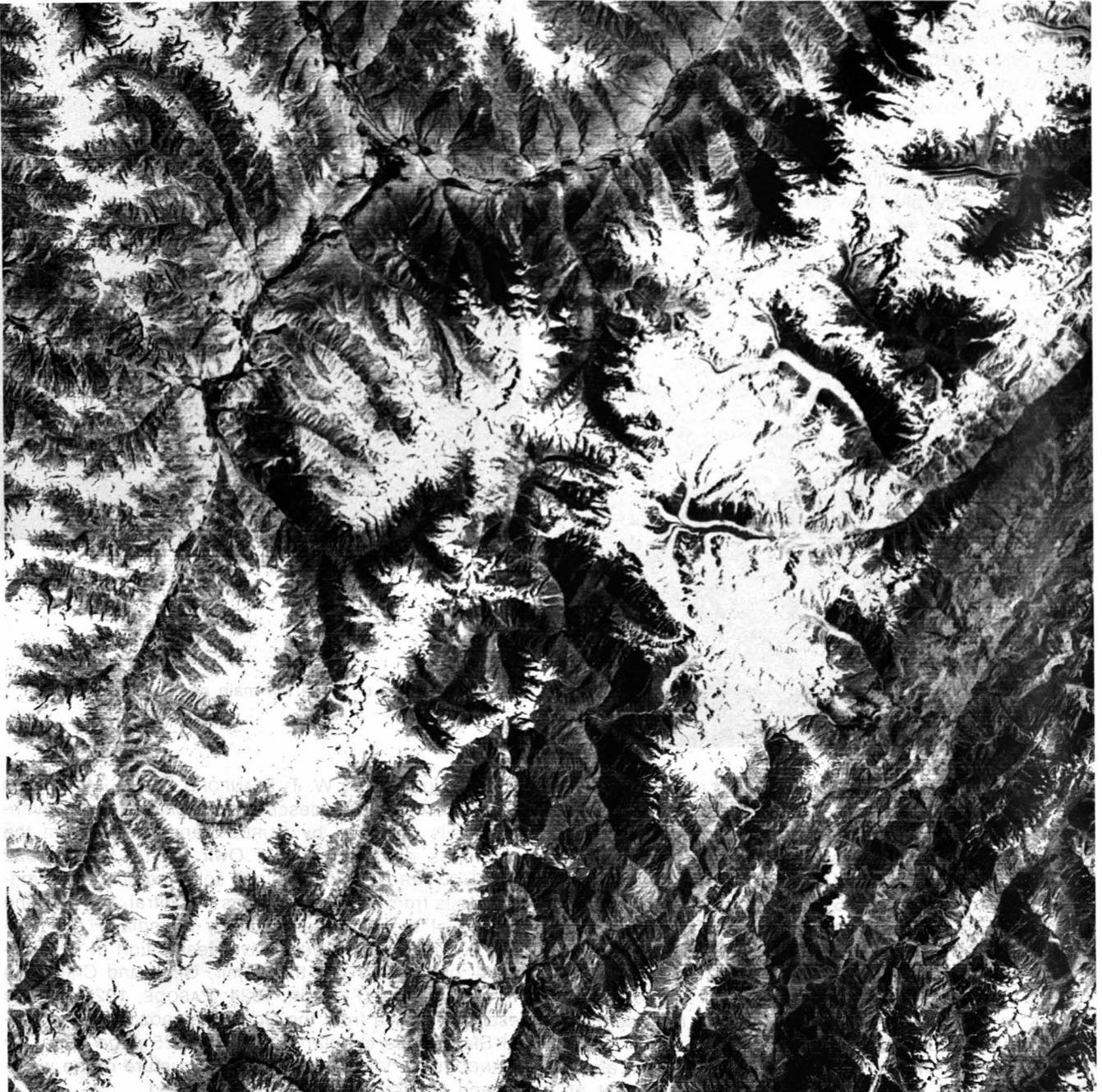


Fig. 3: Landsat-1 MSS satellite image, Scene E-1354-50233, from July 12, 1973, showing the Tirich Mir area and surroundings. Compare with figures 1, 4 and 8.

sequence (type locality of the Devonian Shogran Formation close to Mastuj in Chitral) is presented by DESIO (1966). The second find of *Receptaculites* in Asia from the limestones at the Owir Pass south of the Tirich Mir is described by VOGELTANZ (1968, 1969) and VOGELTANZ & SIRONI-DIEMBERGER (1970). In the same year (1968), Kurt DIEMBERGER published the first geological sketch map of the Tirich Mir Massif proper at the scale of approximately 1 : 300000. Also in 1968, DESIO, GUY & PASQUARÈ cited the first mica age from the Tirich Mir Granite with Lower Cretaceous in a paper on the geology of the Afghan Wakhan.

MÜLLER (1970) briefly touched the geology of the Noshaq Massif north of the Tirich Mir. With emphasis on the Koh-e Keshnikhan area north of the Noshaq, H. GAMERITH (1972) gave an outline of the geology of the

Eastern Hindu Kush. Together with H. KOLMER he investigated the intrusives of the Eastern Hindu Kush and trace element contents of carbonatic rocks from the Buni Zom Group east of the Tirich Mir (GAMERITH & KOLMER, 1973, 1975). In the same year (1975) DESIO published some integrative notes on the geology of the Chitral Valley.

In a review paper AUDEN (1974) depicted the structure of the eastern part of Afghanistan and West Pakistan, putting the main geological features of this area into context with the whole Indo-Himalayan region. STÖCKLIN (1977) gave a structural correlation of the alpine ranges between Iran and Central Asia. A geological map at a scale of 1 : 250000 compiled by BUCHROITHNER & GAMERITH (1978) covers the area of the Pamir-e Wakhan and the easternmost Hindu Kush and

reaches to some 50 km northeast of the Tirich Mir. An outline of the geological evolution of the Karakorum by DESIO (1979) also covers the Eastern Hindu Kush. The last comprehensive presentation of the regional and economic geology of the Eastern Hindu Kush, Hinduraj and northwestern Karakorum, which includes a 1 : 250.000 geological map, is not yet published (GAMERITH, 1979, 1980).

Further literature on the studied area can be found in bibliographic review articles by DESIO (1977) and BUCHROITHNER (1979).

3. Geological Setting

The geology of the whole Chitral District and the Tirich Mir Area in particular is characterized by the occurrence of thick sedimentary series of the Tethys Zone of the northern Karakorum and of the volcano-sedimentary sequences of the southern Karakorum (DESIO, 1979). Both sequences were intruded by Upper Jurassic/Cretaceous to Tertiary igneous rocks (DESIO, TONGIORGI & FERRARA, 1964; BUCHROITHNER & SCHARBERT, 1979).

The Palaeozoic to Mesozoic geosynclinal sequences were strongly compressed, tectonically folded and faulted during the Upper Cretaceous to Tertiary orogenic activities.

Following the strike direction of the young orogene, extensive igneous rock masses of quartzdioritic and granitic composition were intruded. The occurrences of some narrow and elongated bodies of basic to ultrabasic rocks are controlled by important tectonic lineaments and fault zones (AUDEN, 1974, cf. fig. 8, 9).

In the western and eastern portions of the Chitral District the geosynclinal sequences have undergone heavy metamorphism during the Cretaceous/Tertiary orogenesis, combined with the intrusions of igneous rocks. Locally, granitization can also be observed. In the central and northeastern portion, and hence in the Tirich Mir area, metamorphism was not so intense. Due to the syntaxial tectonics, the northwestern Karakorum and the Hindu Kush show a very characteristic bending of the mountain ridges from an E-W trend in the eastern portion to a NE-SW trend in the western portion (BILLINGTON et al., 1977; EBBLIN, 1978). In general, the rock series display intensive isoclinal folding (WADIA, 1931, 1957; DESIO, 1976).

A simplified presentation of the geology of the Tirich Mir area is given in figure 4.

4. Rock Units

In the following summarizing descriptions of the lithological/lithostratigraphic units occurring in the Tirich Mir Massif and in adjacent areas are given. For more details the reader is kindly referred to the literature cited.

4.1. Geosynclinal and Meta-Volcanic Series

In the Chitral District a number of sedimentary and volcano-sedimentary series can be observed, which have a general trend parallel to the strike of the orogen. They are divided by important tectonic lineaments of

distinct fault zones. Some are also bordered by intrusive bodies or series of high metamorphics.

At present an accurate determination of the age of these series is not possible because fossils were only found at and determined from a few places. Due to the high metamorphism no fossils can be expected. Concerning the sequence and the true thickness of the sedimentary series sufficient details are not yet known. Nevertheless, for the geosynclinal sequences of Chitral a total thickness of several thousand meters can be calculated (GAMERITH, 1980).

A comparison of different series of the Tirich Mir and other regions with respect to age, macro- and microfacies is very difficult and in part not relevant, because there are often significant changes in facies in the strike direction of one particular series of the same age. Additionally, the difficult tectonic structure of this mountain range complicates the classification of the geosynclinal series and their separation into individual geological units (cf. DESIO, 1963, 1979).

4.1.1. Account of the Series in Chitral

From North to South the following seven stratigraphic-tectonic units can be distinguished in Chitral (cf. also fig. 4):

- a) A Mesozoic sequence of dark-grey slates to siltstones and fine-grained quartzites with intercalations of limestones and calcareous schists (Arkari Series/Atak Series).
- b) An Upper Palaeozoic sequence of middle- to dark-grey slates to siltstones and fine-grained quartzites respectively, light greenish or brownish-greyish, argillaceous-arenaceous-calcareous schists with large lenses of varying thickness, consisting of light- to middle-greyish limestones or white to light yellowish-brownish dolomite; to a smaller extent intercalations of green meta-volcanics and volcano-sedimentary rocks, which in some places show considerable thickness (Awireth Series/Series of Owir).
- c) A thick Upper Palaeozoic to Lower Triassic sequence of dark-grey slates and some siltstones with marker beds of light quartzites; rare, thin lenses of ferrogenous limestones or calcareous schists; distribution from the Afghan Pamir (Wakhan) to west of the Tirich Mir (Wakhan Formation).
- d) A Cretaceous to Tertiary sequence with frequently changing facies in strike direction, consisting of white to light-grey, partly reddish limestones and, to a lesser extent, also dolomites. In the Southwest of Chitral transitions to sandstones, conglomerates and red calcareous schists occur (Shoghor Limestone/Reshun Formation/Reshun Conglomerate).
- e) A Cretaceous to Tertiary sequence of dark-grey slates to siltstones and fine-grained quartzites. To a lesser extent greywacke and conglomerates with light-grey to whitish calcareous schists or limestones and partly thick intercalations of green-schists and (meta-) volcanics (Chitral Slates) occur
- f) An Upper Palaeozoic sequence of middle- to dark-grey slates and light- to middle-grey argillaceous-arenaceous-calcareous schists, partly with lenses and beds of white to light-grey limestones and dolomites, probably also (meta-) volcanics and green-schists (Golen Gol Series).

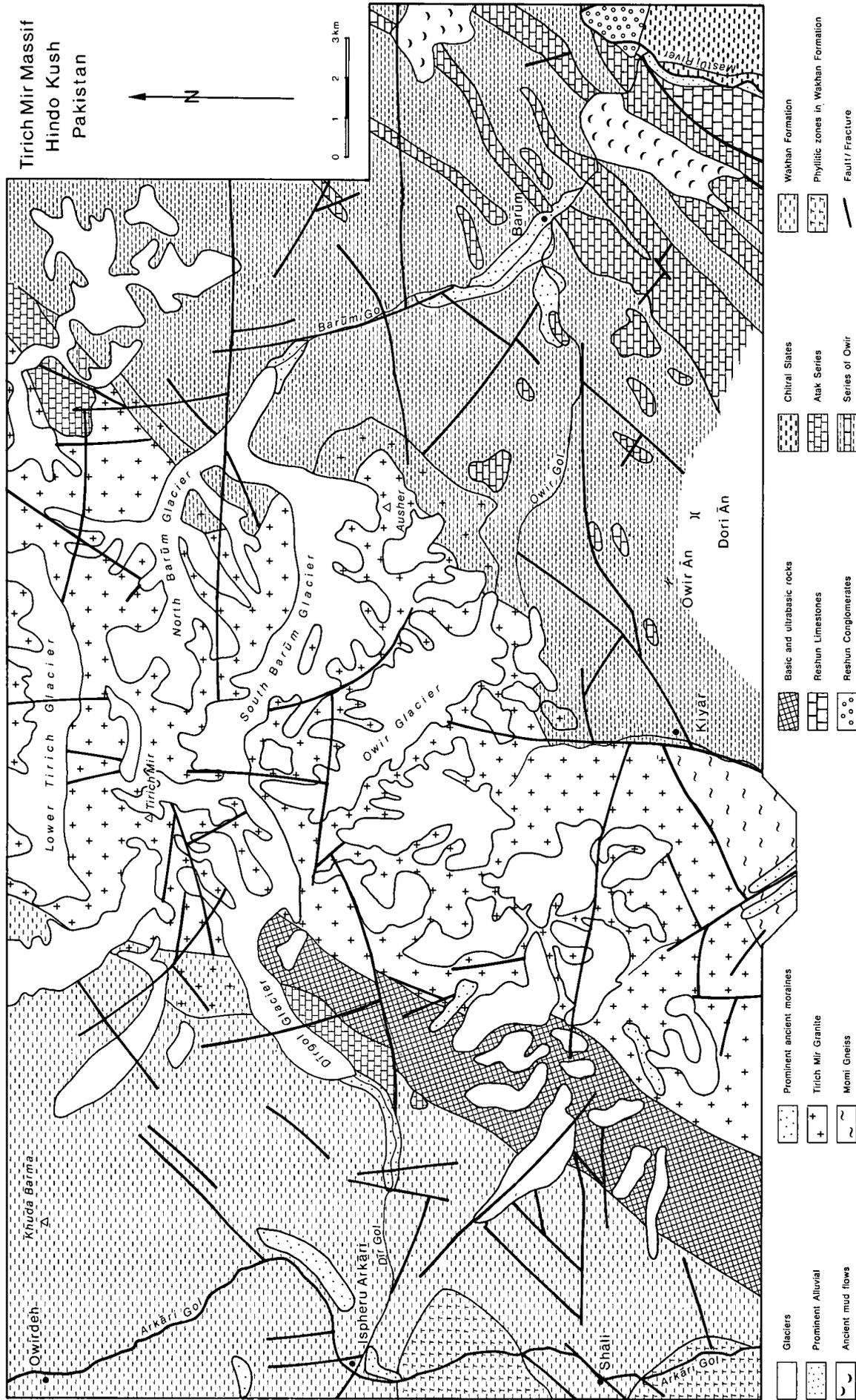


Fig. 4: Geological sketch map of the Tirich Mir area. Straight lines indicate the location of the cross sections given in figure 9.

- g) An Upper Palaeozoic (?) sequence of dark-grey slates, to siltstones and fine-grained quartzites as well as carbonatic intercalations of variable thickness (Series of Mastuj = ? Darkot Series).
- h) A Cretaceous to Tertiary sequence of middle-grey slates and reddish to violet calcareous slates to calc-schists with intercalations of mostly thin lenses or beds of light limestones, red sandstones to quartzites, partly thick greenish (meta-)volcanics, tuffs and tuffites in the southwestern portion (Shishi Series).

The upper Palaeozoic series c) and f) are similar in terms of their facies. Series g) is different from a) and f), due to the absence of light quartzites as well as carbonatic and volcanic rocks in this series.

Series a), d), e) and h) are most probably of Mesozoic age. While series a) probably also contains Jurassic (the limestone of the upper Arkari Valley) and even Triassic members (the limestones of the Atak Series are comparable with the "Pamir Limestones" in the USSR; DESIO, 1963), series d), e) and h) seem to be mostly of Cretaceous to Lower Tertiary age. Regarding their facies, there are some differences between the series which allow the assumption of three different sedimentation areas for series a), for series d) and e) and for series h).

A normal stratigraphic sequence from the Upper Palaeozoic members to the above mentioned series has not been observed; also no unconformities of erosion or other types are reported. At present, within the geosynclinal sequence of the Chitral District, there are no sediments older than Devonian known.

The basement of the geosynclinal structure is nowhere exposed. The crystalline schists of Chitral are probably integral parts of the higher-metamorphic geosynclinal series.

4.1.2. Wakhan Formation

A continuous zone of very dark, homogeneous slates, siltstones and quartzites with some minor intercalations of calcareous schists and limestones extends from the Baroghil Pass in the East to south of Qazi Deh at the western end of the Wakhan. The width of this zone varies considerably. This is due to the irregular shape of the intrusive body of the Koh-e Baba Tangi/Lunkho Granodiorite, which borders these sediments in the South. Moreover, this strip is intersected and dislocated by transcurrent faults which in most cases follow the short side valleys draining to the Northnorthwest into the Ab-e Panj. In the North the Wakhan Formation is bordered by gneisses which, in part, can be considered as metamorphic products of this very sequence.

HAYDEN (1916) first mentioned and named this sequence "Wakhan Slates". Short descriptions of the Wakhan Slates were given by MIRWALD & RÖMER (1967), DESIO et al. (1868; "Khandut Slates") and GAMERITH (1972). BUCHROITHNER (1978) studied this series in more detail. According to its lithostratigraphy, he introduced the name "Wakhan Formation", as this unit comprises different rock types and not only slates.

Between the Shakhawr Valley in the North (Afghanistan) and the Udren Valley in the South (Chitral) the axial batholith of the Hindu Kush plunges below dark slates (cf. also GAMERITH, 1972). Hence, the question rises, whether the "Atak Formation" south of the main ridge of the Hindu Kush as a whole or in part repre-

sents an equivalent of the Wakhan Formation. Moreover, the Wakhan Formation might have its continuation west of the extensive Tirich Mir, Istor-o Nal and Koh-e Keshnikhan Batholith, which, as described by GAMERITH (1972: 106), discordantly intruded into the sedimentary series. With respect to their low metamorphism the dark slates and siltstones with some thin intercalations of limestones in the middle and upper Arkari Valley show a very similar habitus.

Based on lithological comparisons, DESIO, GUY & PASQUARÈ (1968) tried to correlate the "Khandut Slates" with formations further to the East such as the "Misgar Slates", the "Kilik Formation" and the "Sarikol Shales" as well as with various Palaeozoic and Mesozoic black slates in Badakhshan and in the Soviet Pamir.

The range of age of the Wakhan Formation can be restricted to pre-Cretaceous, based on radiometric age determinations of a granodioritic rock sample of the Tirich Mir Massif sampled by K. Diemberger, which yielded an age of 115 ± 4 million years (DESIO, GUY & PASQUARÈ, 1968).

Beside detailed lithostratigraphic studies, BUCHROITHNER (1978, 1979) was able to describe some microfossils in limestone intercalations in a part of the Wakhan Formation northeast of the Ab-e Wakhan in the Afghan Pamir. A conodont fauna indicating two conodont zones of Scythian (Lower Triassic) age was reported. It originates from a lense-shaped limestone intercalation in the western slopes of the Ptukh Valley northwest of the village of Sarhard. This limestone did not yield any macrofossils due to the close contact about 1 km off the Issik Granodiorite, the intensive tectonics as well as the recrystallization of these limestones.

BUCHROITHNER & KOLMER (1979) give a comprehensive fauna list of the conodont population and also describe the depositional conditions and geochemical parameters of the Wakhan Formation as well as of some of its equivalent metamorphic rocks, including hornfelses and slates. Based on these studies, the authors come to the conclusion that at least part of the Wakhan Formation belongs to the Skythian and has been deposited under the conditions of a warm shallow sea.

4.1.3. Series of Owir

HAYDEN (1916) mentioned fossiliferous limestones from the vicinity of the Owir Pass, south of the Tirich Mir, which he assigned to the Devonian. A find of *Receptaculites neptuni* (DEFrance) from the Owir An (Owir Pass), described by VOGELTANZ (1968, 1969) and VOGELTANZ & SIRONI-DIEMBERGER (1970), corroborates the Devonian age. This finding of Receptaculites was only the second in Asia. The fossiliferous limestones are embedded into thick dark slates (fig. 5, 6). HAYDEN (1916) called this limestone-bearing sequence "Sedimentary Series of Owir". A description of the fine-clastic rocks is given in chapter 4.1.1.

The frequent limestone intercalations which are the characteristic features of the Series of Owir consist of medium to dark grey, locally greenish- to brownish-grey, anchimetamorphic, coarse-grained biosparite with oolitic portions. These light-weathered, frequently dolomitized limestones locally show encrinites and iron inclusions. The iron-bearing crinoid stems and hematite ooids (with a sorting coefficient of 1.52 after TRASK) lie

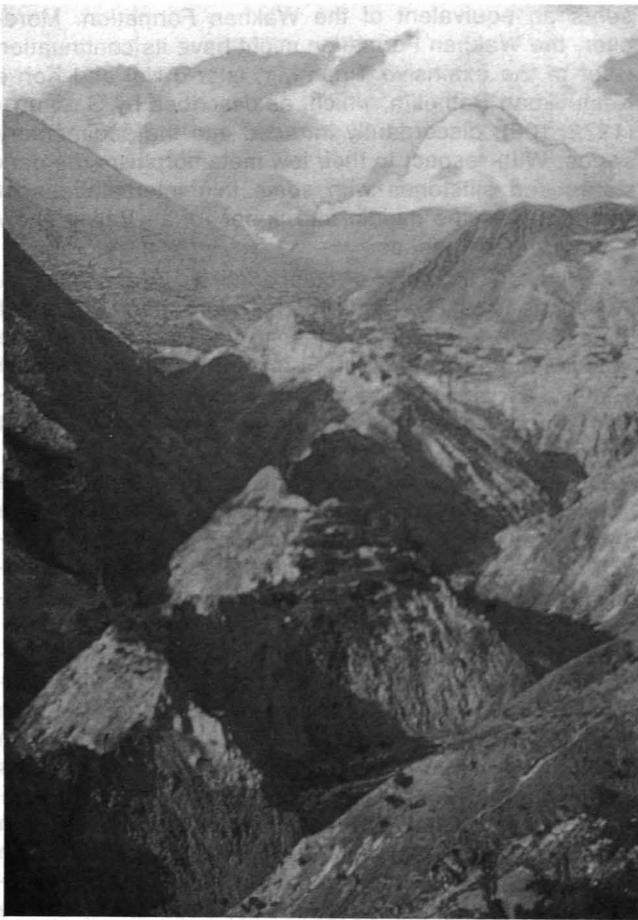


Fig. 5: Valley west of Owir An (in the background), deeply incised into the dark Slates of the series of Owir.



Fig. 6: Brachiopod specimen in encrinitic ferrogenous limestone intercalations in the Series of Owir. Owir An (4336 m). Length of matchbox 5 cm.

in a fine-grained debris of shells with quartz grains (clasticity index 0,24 mm) and authigenous chamosite. The found specimens of Receptaculites also display dolomitization, especially in the lumina region.

4.1.4. Atak Series

This mesozoic sequence has an extension from west of the Baroghil Pass at the northeastern boundary between Chitral and Afghanistan through to the Shah Ji-

nali area and the upper Rich Valley (Turkho) towards the Upper Tirich Valley, where the sequence is cut off by the intrusion of the Tirich Mir Granite. West of the Tirich Mir Massif the sequence becomes more metamorphic. In places granitization has been observed. Between the upper Yarkhun Valley and the Tirich Valley partly crystalline limestones of locally more than thousand meters are developed along the southern slopes of the range.

In the eastern part of the thick limestone belt of Gazikistan, in the upper portion of the Arkari Valley, outcrops of reddish and violet calcareous slates with fifty meters maximum thickness have been mapped, which are similar to the reddish calcareous slates of the Reshun Formation and in the Shishi Valley. The age determination of the Atak Series is doubtful since it has only yielded a few heavily re-crystallized crinoidea. From the limestones of Gazikistan one single find of a probably Jurassic belemnite is reported (BRIEGLEB, 1978). The maximum thickness of the whole sequence amounts to some 500–600 meters.

4.1.5. Chitral Formation

The "Slate Series of Chitral" was first mentioned by HAYDEN (1916: 282). Under this name the author includes a sequence of grey slates to phyllites and quartzites which occur between the town of Chitral and the village of Gahiret. TIPPER in FERMOR (1924: 55) took over this name and described badly preserved fossils from limestone intercalations, unfortunately without citing the exact locations. Based on a fauna of *Spirifer* sp., *Dielasma* sp. and unidentifiable corals, the author comes to an age assignment to the Upper Palaeozoic. In another paper, TIPPER in PASCOE (1924: 44) changes the name of this series to "Chitral Slates". DESIO (1963: 491) calls it "Chitral Formation" and mentions a thickness of some 5000 meters. He also points out a distinct anticlinal structure of this sequence.

The assumption of DESIO that the Chitral Slates form an "anticlinal fold" is incompatible with the conception of CHALKINS (1968), who describes the Chitral Slates as a Cretaceous syncline to the West and to the East bordered by limestones. As, on the other hand, it is not known from which limestones the Upper Palaeozoic fauna described by TIPPER in FERMOR (1924) originates, and as on the other hand, the limestones of Shogor yielded a Cretaceous fauna (DESIO, 1959), the solution of the stratigraphic as well as of the tectonic position of the Chitral Slates and the limestone series to the West and East of it is not yet possible.

The Chitral Formation represents a rather uniform sequence of grey, partially black and frequently shiny slates to phyllites. Locally, more sandy to quartzitic intercalations and sporadic intercalations of limestones and calcareous schists occur. In the southeastern and eastern portion of this distribution green schists and meta-volcanics respectively of considerable thickness are also intercalated. Well-exposed outcrops of these rock types can be observed at the entrance of the Birri Valley. Also in the striking continuation to the Northeast and East into the Mastuj Valley the fine-clastic sediments are more and more replaced by „greenstones" and meta-volcanics respectively.

As already indicated, the present state of information does not allow a clear age assignment.

4.1.6. Reshun Formation

According to CHALKINS (1968: 9), the "Reshun Formation", beside the "Reshun Conglomerate" (HAYDEN, 1916), occurs in the form of three spatially separated stripes in the southern part of the Chitral District.

CHALKINS considers the two thick marble/limestone occurrences which follow the general strike direction (Gahired-Roghili Valley and Shogor-Kafiristan) as well as the Shishi Series Cretaceous in age. Fossiliferous Cretaceous rocks, however, have only been proved in the surrounding of Shogor/Krinj (DESIO, 1959: 225), and Orbitolita-bearing, thin limestone intercalations occur only in the Shishi Valley. According to CHALKINS the two limestone stripes should be considered of same age and combined to one large syncline, in the center of which the Chitral Slates were deposited as a thick filling of the central trough. This conception, however, is incompatible to that of DESIO (1963: 491) who considers this structure to be an anticline.

The yellow-reddish, limestone-bearing "Reshun Conglomerate" is exposed between Chitral and the village of Mastuj, south of Reshun. It was first mapped and described by HAYDEN (1916). The first Palaeozoic age assignment by HAYDEN was soon changed to the Cretaceous based on Orbitolina findings (DESIO, 1959).

Further fossil finds have been determined by ROSSI-RONCHETTI & FARIOLI-MIRELLI (1959) as the microfossils Praeradiolarites. CITA & RUSCELLI (1956) describe a foraminifera fauna consisting of Textulariidae, Valvulinidae, Miliolinidae, *Orbitoliina* sp. and *Orbitolina discoidea* GRAS. The authors consider an age assignment to the Upper Barremian as well as to the Lower Aptian, whereby the latter age seems to be more probable.

The Reshun Conglomerate has to be taken as a product of the underlying compact Cretaceous limestones. These Aptian limestones were deposited during a short marine transgression phase ("ingression"), which was again followed by regression.

4.2. Basic and Ultrabasic Rocks

In Chitral two separate belts of basic to ultrabasic rocks occur which follow the extension of prominent geotectonic structures and fault zones.

The southern belt strikes within a fault zone of 2 to 3 km in width through the lower Shishi Valley. The continuation to the Northeast into the Laspur Valley is still not known. Within this region a number of lenses of basic intrusive rocks have been mapped. The maximum length of the individual bodies does not exceed 6000 m, the maximum thickness averages around 100 meters. The predominating rock types are serpentized peridotites and serpentinites and, to a lesser extent, fine- to medium-grained gabbros (GAMERITH, 1980).

The northern belt, which also extends into the map area, generally follows the tectonic border between Atak Formation and Series of Owir, which is known as "Tirich Mir Fault". Between the Shah-Jinali Gol and the Tirich Gol some single outcrops of basic to ultrabasic rocks occur. This belt consists of a few separate lenticular and elongated intrusive bodies.

The maximum extension of 15 to 20 km is shown by an intrusive body between the middle Shah Jinali Gol and the upper Rich Gol. The maximum thickness meas-

ures a few hundred meters but is usually much less. Its constituents are predominantly fine- to medium-grained gabbros, foliated or banded gabbro-amphibolites and, to a lesser extent, also serpentinites.

In the map area, along the southwestern slope of the Tirich Mir Massif, between the Sunitz Gol and Luthko Gol, a belt of some 20 km length and up to 2.000 meter thickness is exposed. It is inserted along the border between Wakhan Formation and Tirich Mir Granite and consists of medium- to coarse-grained gabbros, diorites, foliated to banded gabbro-amphibolites and some very coarse-grained hornblendites.

The basic to ultrabasic rocks have been intruded pre- to syntectonically and exist today in the form of gabbro-amphibolites and heavily tectonized serpentinites. Some of them show intrusions of late- to posttectonic granitic rocks (cf. GANSSER, 1979), e. g. the granitic dykes and sills within the gabbroid rocks in the map area.

4.3. Momi Gneiss

Not very much is known about the Momi Gneiss, which occurs between the Tirich Mir Granite and the Series of Owir in the area between the Arkari and the Mastuj Valley. It was mentioned for the first and only time in a paper by DIEMBERGER (1968) which contains a geological sketch map of approximately 1 : 300000. However, no description is given there.

As far as we know from field observations, the genesis of the pegmatite- and aplite-bearing Momi Gneiss should be similar to that one of the Qal'a-e Ust Gneiss (BUCHROITHNER, 1978, 1980), which can be derived from its partly sedimentary and partly intrusive transitional habitus. BUCHROITHNER & SCHARBERT (1979) give a history of formation for the Qal'a-e Ust Gneiss which might be seen in correspondence with the age of 115 million years of the Tirich Mir Granite (DESIO, GUY & PASQUARE, 1968) which intruded into the Series of Owir.

4.4. Intrusive Rocks of Granitic and Quartzdioritic Composition

Apart from mostly pre- to syntectonic quartzdiorites to granodiorites and late- to posttectonic granites, most of the intrusive bodies of batholithic size and of the smaller granitic bodies consist of late- to posttectonic granodiorites.

The granodioritic rocks show a distinct magma differentiation from older mafic to younger SiO₂-rich types within one individual intrusive body belonging to the same orogenic sequence. However, field observations are not always conclusive, since most probably some younger granitic rocks have intruded into older granitoid rocks, and assimilation of extensive portions of the older country rocks has thus taken place.

In the western and southern part of Chitral extensive processes of migmatization and granitization of adjoining country rocks have occurred, following the intrusion of the late- to posttectonic granitic rocks (see also section 6).

Apparently, all granitic rocks of the Chitral District belong to the Cretaceous to Tertiary orogenic cycle. The

existence of older granitic rocks is not known and unlikely, since there are no indications for older orogenies except the Alpidic one (GAMERITH, 1980).

4.4.1. Pre- to Syntectonic Quartzdiorites and Granodiorites

In the southern portion of Chitral an extensive body of quartzdioritic to granodioritic rocks, which is known as "Mirkhani Granite", has intruded into the rocks of the Shishi Series.

In the region of Dommel Nissar (southernmost Chitral District) locally large areas of porphyritic rocks have been mapped occurring within the Mirkhani Granite. At present, the geological relationship to the granites is not clear. Beside distinct inclusions of older greenish (meta-) volcanics of the Shishi Series, some of the porphyritic rocks seem to be younger than the Mirkhani Granite. Therefore, this granite is likely to be pre- to syntectonic and probably originates from the same magma as the porphyrites (co-magmatic).

4.4.2. Late- to Posttectonic Granodiorites

These large batholithic intrusions predominantly consist of leukocratic to mesocratic, medium- to coarse-grained hornblende-biotite granites. In some portions, e. g. in the Tirich Mir Massif, hornblende is predominant, in others biotite. Moreover, within one intrusive body, e. g. in the Hinduraj, the distribution can vary considerably. In some granites, e. g. at the Dorah Pass or in the Buni Zom Group, also older, coarse-grained remnants of mafic composition can be observed. They obviously belong to a previous magmatic phase.

Younger mica- or tourmaline-bearing pegmatites are rare (Hinduraj) or completely absent (Buni Zom Group). Dark porphyric dykes are found in some places.

Some granites, e. g. in the Buni Zom Massif, show porphyric feldspars. Other granites, as in the southern Tirich Mir Massif, are particularly characterized by a porphyric structure in marginal amounts. This indicates (? late-magmatic) assimilation processes along the border to the metamorphic country rock.

4.4.2.1. Tirich Mir Granite

South and southwest of the Keshnikhan-Mandaras Intrusives, and separated from these by a small strip of dark slates, the predominantly granitic rocks of the Tirich Mir and Istor-o Nal Batholite are exposed. This batholite reaches from the Lower Atak Glacier in the Northeast to the Lutkho Valley east of the village of Garam Chasma (Hot Springs), where the batholite plunges to the southwest under metamorphic slates (fig. 4). The intrusives of this batholithic body discordantly intruded into the calcareous and phyllitic rocks of the western Wakhan Formation and Atak Series (cf. DIEMBERGER, 1968).

In the central part of the batholite granites to aplite granitic rocks predominate, whereas towards the southwest the habitus shows a gradual transition to fluidally textured rock types and granitic gneisses respectively. Aplite granite from the summit of the Tirich Mir is described by GAMERITH & KOLMER (1973: 167). The samples in question are medium-grained, very light-grey aplite granites with muscovite agglomerations. The mineral composition consists of 36 % quartz, 28 % plagioclase (11 % An) and 25 % alkali feldspar, which in



Fig. 7: Alluvial plain below the tongue of the Owir Glacier. Rock faces consist of Tirich Mir Granite.

the thin-section shows features of slight dissolution, documented in the rock analysis in the form of a surplus of alumina. Furthermore, some 7 % muscovite, 2 % biotite with transitions to chlorite, as well as apatite, magnetite and tourmaline can be observed as accessories.

Although the Tirich Mir Batholite has a heterogeneous structure with probably several intrusive phases, its age position can rather precisely be defined by rubidium/strontium dating. According to DESIO, GUY & PASQUARÈ (1968), who analysed the above mentioned rock sampled by Kurt DIEMBERGER close to the summit of the Tirich Mir, this radiometric dating resulted in an age of 115 ± 4 million years. This points to an intrusion during the Lower Cretaceous.

A certain similarity exists between the Tirich Mir and the Kafiristan Batholites with regard to their mineral composition. Also from the aspect of their geological position, the Kafiristan Batholite can be considered as an indirect continuation of the Tirich Mir Batholite.

4.4.3. Late- to Posttectonic Pegmatite Granites

These pegmatite granites were intruded after the granodioritic intrusions which are of roughly the same age. They have particular wide distribution in the western part of Chitral. The main rock types are leukocratic fine- to medium-grained muscovite (biotite-tourmaline-garnet) granites, well-exposed in the Ushuti and Lutkho Valleys, followed by numerous pegmatites of similar composition. These pegmatites are found within the granites and also in the adjacent metamorphic country rocks.

5. Structural Development

Clarification of the tectonic structures of the map area strongly rely on the knowledge of the regional tectonic structures of the Chitral District, which are, at present, only known in general. More detailed statements depend on more knowledge concerning the chronostratigraphic structure of the different geosynclinal sequences.

As mentioned before, the geosynclinal sequences of Chitral can be subdivided into seven geological units which are to a great extent separated by tectonic lineaments or faults and bodies of intrusive rocks. The (Upper) Palaeozoic series on one and the Mesozoic (to Tertiary) series on the other side can be compared and at least partly correlated. On the basis of that compari-

son a few regional synclinal and anticlinal structures, which more or less correspond with the original sedimentation areas, can be roughly plotted and demarcated. Thus, the Mesozoic geosynclinal basins of the Arkari and Atak Series and of Reshun Formation, Chitral Slates and Shishi Series are thought to correspond with tectonic synclinoria, while the sedimentation areas of the Awireth Series and the Series of Owir as well as those of the Golen Gol and Darkot Series may correspond with orogenetic anticlinorial structures.

During the Cretaceous to Tertiary orogenetic activities the initial geosynclinal structures have been strongly compressed and isoclinally folded with a distinct southeast- to south-vergent trend. Important longitudinal fault zones have developed between the individual series, and in particular between the Arkari/Atak Series

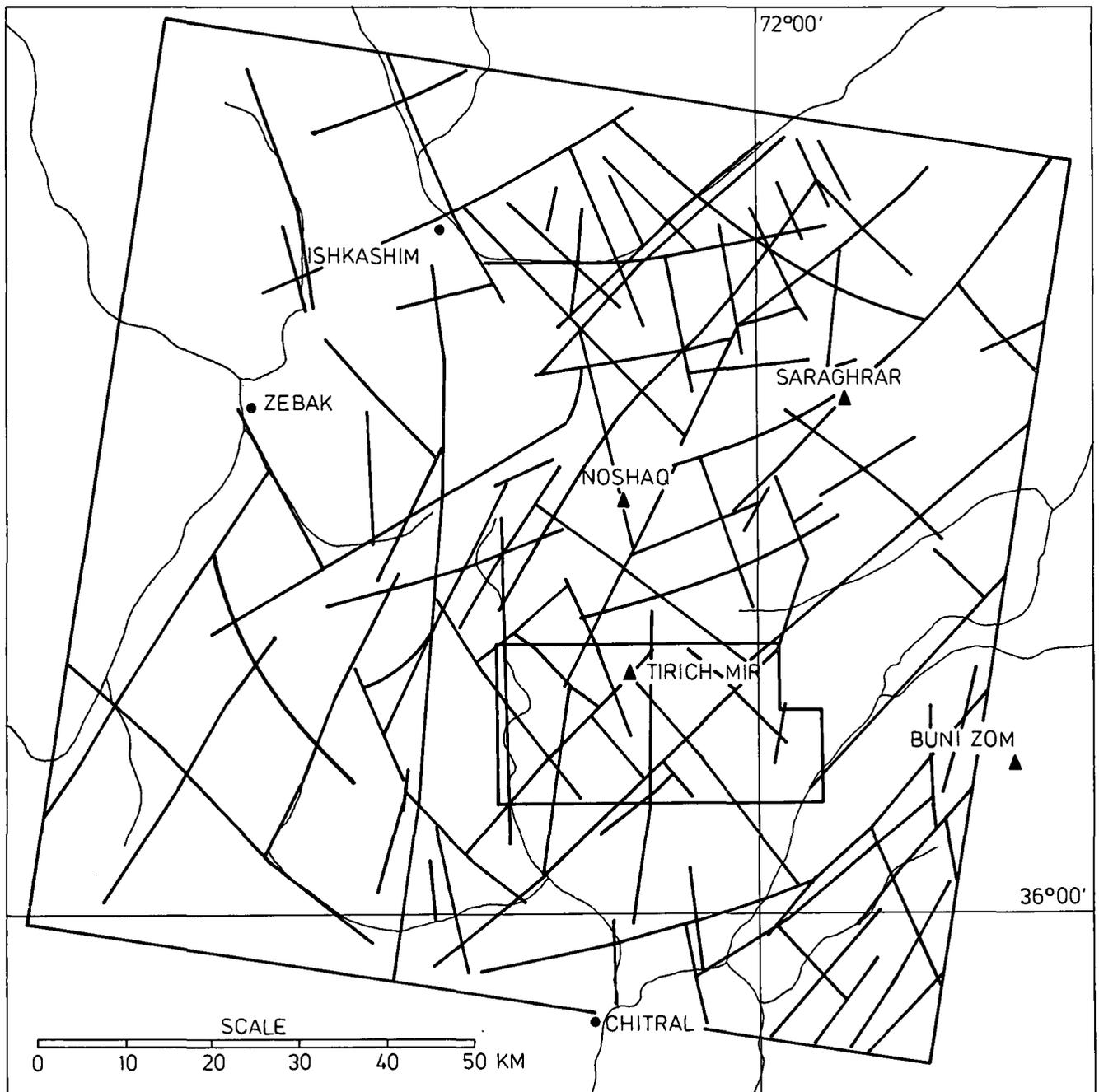


Fig. 8: Main faults of the Tirich Mir area and surroundings. Compilation based on field evidence and evaluation of Landsat MSS imagery. Explanation see text.

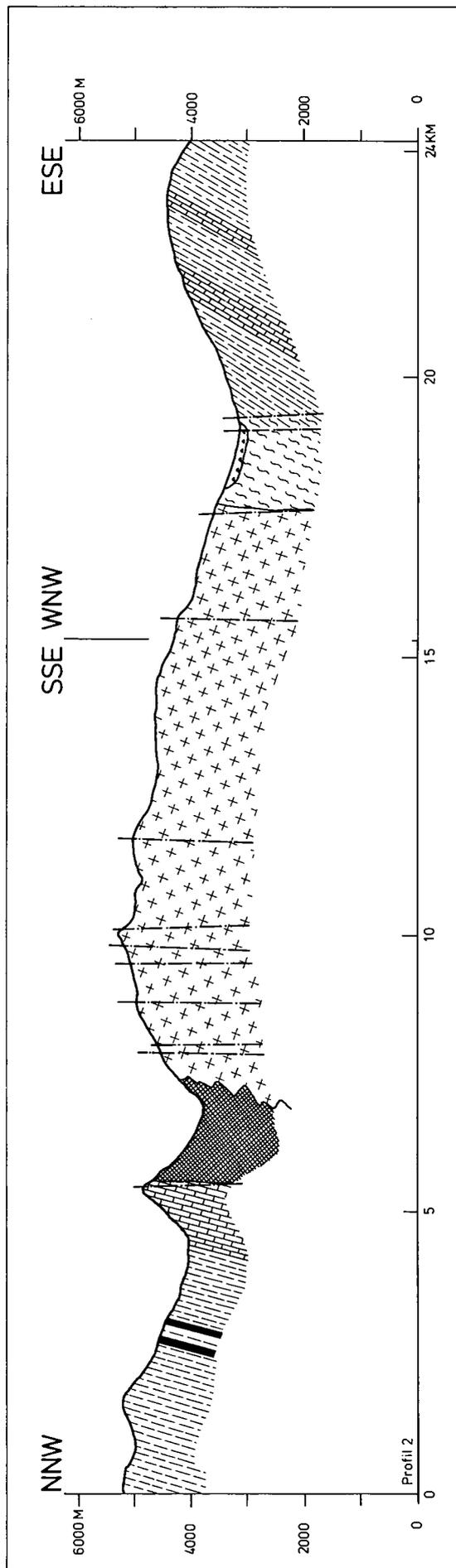
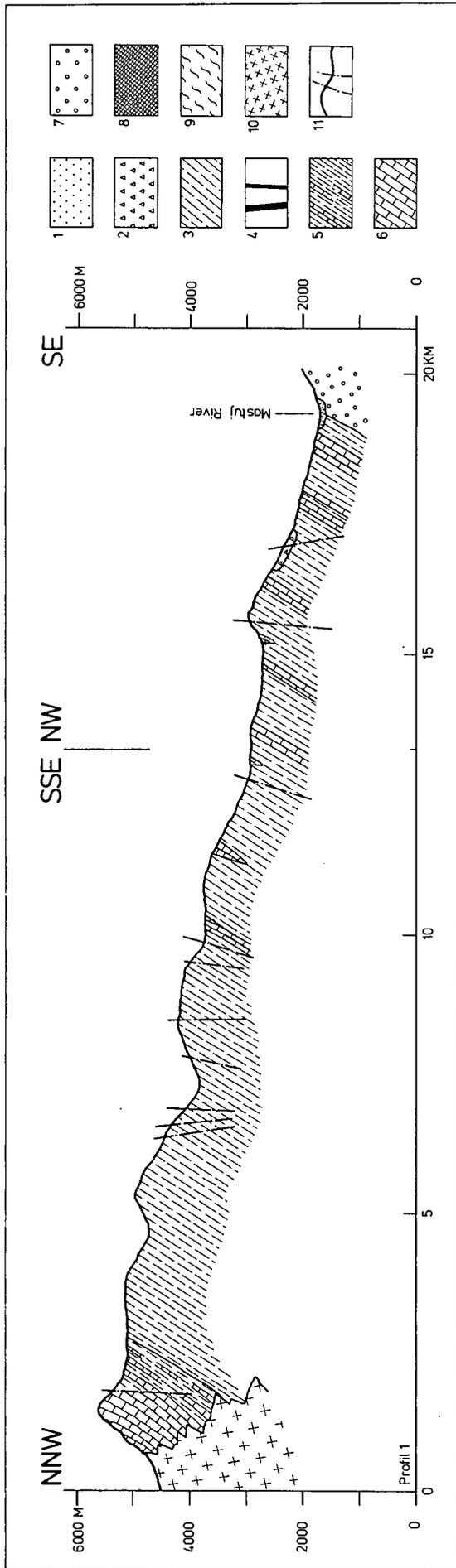


Fig. 9: Cross sections through the southern Tirich Mir Massif. For location see fig. 4.
 1 = Alluvial; 2 = Prominent talus, scree; 3 = Wakhan Fm.; 4 = Quartzitic layer; 5 = Series of Owir; 6 = Atak Series; 7 = Reshun Conglomerate; 8 = Basic and ultrabasic rocks; 9 = Momi Gneiss; 10 = Tirich Mir Granite; 11 = Faults.

and the Awireth Series/Series of Owir, between the latter one and the Chitral Slates and the Golen Gol Series, further along the northern and southern boundary of and also within the Shishi Series. Along these tectonic zones overthrusts towards the Southeast and South have taken place. In central Chitral between the Reshun Formation and the Chitral Slates an overthrust has developed from a longitudinal fault in the southwestern Chitral District (DESIO, 1979).

The steep-dipping faulting tectonics of the greater Tirich Mir area is characterized by some major and several minor faults which trend subparallel and perpendicular to the general strike direction of the Hindu Kush range. A second conjugate fault system with N-S striking elements is less pronounced (fig. 8).

Field evidence shows good correspondence with the evaluation of tectonic lineaments in the Karakorum, Pamir and Hindu Kush region from Landsat MSS imagery (EBBLIN, 1976; BARTOLE, 1978). Figure 8 represents a more detailed lineament study of the area investigated (prepared by M. F. B.).

Regionally important longitudinal faults, which in particular occur along contact zones of rock inhomogeneities, e. g. the contact between limestones and slates, are also common within the series. Such faults, in Central Chitral, feature the mineralizations of Awireth, Krinj, Pakhturi, etc. Major cross faults are less frequent. A prominent cross fault runs along the (south-)eastern side of the Tirich Mir Massif, another smaller one cuts through the limestone belt in the upper Arkari Valley.

The occurrence of the Tirich Mir batholithic body, which discordantly intruded into the Upper Palaeozoic to Lower Mesozoic sedimentary series (fig. 9), is partly controlled by the pre-existent anticlinal structure and (re-activated?) distinct longitudinal or cross faults (cf. DESIO, 1976; EBBLIN, 1976, 1978; BARTOLE, 1978, fig. 4,8).

6. Metamorphism and Granitization

The metamorphism of the geosynclinal sequences in the central and northern part of the Chitral District is rather low and does not proceed beyond the lower greenschist facies. Most of the sedimentary series in this area have undergone only weak epimetamorphism, and no albitization can be detected with the naked eye. At a few places, e. g. in the middle Turkho and in the middle Arkari Valley, metamorphism has resulted in the formation of phyllitic slates, quartzites and crystalline limestones. The alteration of (greenish) volcanics resulted in greenish rocks of the lower greenschist facies.

From the Buni Zom area the growth of andalusite and cordierite in slates at the contact next to intrusive rocks has been observed (GAMERITH & KOLMER, 1973).

In the western and southern parts of the Chitral District metamorphism is considerably stronger. This can be observed in particular in areas of injected gneisses where the grade of metamorphism is that of the lower amphibolite facies. There exists a close relationship between the injection in wide areas with granitic-pegmatitic rocks and the grade of metamorphism of the adjacent country rocks. At several places it resulted in total granitization of the sedimentary series (GAMERITH & KOLMER, 1973; DESIO, 1979; GAMERITH, 1980).

Some geosynclinal series show a transition from a lower to a higher grade of metamorphism in strike di-

rection. This applies, for instance, for the Arkari and Golen Gol Series. In other regions a gradual increase of metamorphism perpendicular to the strike direction can be observed, as for instance within the Series of Owir south of the Luthko Valley and for the Shishi Series where the increase of metamorphism is rather abrupt.

In the central Arkari Valley the slates show transitions to chloritoid-bearing phyllites and to muscovite-biotite-(garnet-tourmaline-)schists and eventually to gneisses. The limestones and calcareous slates gradually pass into coarse-grained crystalline limestones, marbles and calc-silicate rocks, the greenish volcanics into amphibolites. At some places also staurolite and chiasolite bearing mica-schists, indicating thermo-metamorphism, have been mapped.

In areas of widespread occurrence of granite and pegmatite the metamorphic series are often migmatitic (block migmatites) or even completely granitized. The transition from micaschists to flasergneiss and of augengneiss to porphyric and coarse-grained granite-gneiss can be observed occasionally (Momi Gneiss).

It is not presently known whether within the course of the granitization a partial or complete anatexis of the rocks also took place. Possibly, the late- to post-tectonic pegmatite-granites of the heavily injected rock types are at least of palingenetic origin.

The geosynclinal series of Chitral in general and of the Tirich Mir area in particular have therefore undergone a low syntectonic (Kinematic) regional metamorphism of the lower greenschist facies in the course of the alpidic orogeny and a meso- to katathermal metamorphism of the lower amphibolite facies in connection with the late- to posttectonic intrusive activity. This metamorphism is directly connected with the Cretaceous to Tertiary orogenesis, and there are no indications of an older metamorphism (GAMERITH, 1980; cf. BUCHROITHNER & SCHARBERT, 1979 and BUCHROITHNER, 1980).

7. Mineral Deposits

From the metallogenetic point of view, it appears that base-metal mineralizations, which locally occur in Chitral, are directly related to mostly epi-hydrothermal solutions derived from the late magmatic activity. As a guidepath, these solutions favoured faults developed along rock inhomogeneities. This is particularly featured by the situation in Awireth and Krinj in Central Chitral.

The numerous and scattered tungsten occurrences and a few molybdenite outcrops, e. g. at Shah Jinali Gol, are of contact-metamorphic and contact-metasomatic origin.

With the exception of the scheelite mineralization, the Chitral District has already been prospected to an extent that allows to exclude the possibility for finding larger new deposits in addition to the ones already known and explored. The scarcity of larger mineral deposits, considering the widespread occurrence of late-magmatic intrusive bodies, can probably be attributed to the rather "dry" nature of the acid residual magma, for which a palingenetic origin is likely (GAMERITH, 1980). This origin corresponds with the scarcity of aplites and extensive pegmatite dykes with related pneumatolitic mineralizations.

The iron ore occurrences in the Buni Zom area are probably of sedimentary origin ("iron stone"). Some of them appear to have been upgraded by contact-metamorphic phenomena.

Scheelite showings in the area west of the Tirich Mir indicate that some source of tungsten contained in the scheelite mineralization is to be found in sedimentary-volcanogenic environments. Such a genesis would be in line with conceptions of origin of initially strata-bound scheelite deposits in Austria and elsewhere (TUFAR, 1980, 1981).

Occurrences of valuable minerals such as beryl in pegmatites are of no economic relevance (cf. FUCHS, MATURA & SCHERMANN, 1974; FUCHS & MATURA, 1976). The same is valid for the siderite finds (cf. BUCHROITHNER, 1980).

Acknowledgements

The authors wish to thank all individuals who helped in one or another way to enable the preparation of the geological map. Special thanks go to Prof. Traugott GATTINGER, Director of the Geological Survey of Austria, Vienna, to Mrs. Monika LEDOLTER and to Mr. Otto BINDER, Cartographic Division of the Austrian Geological Survey. Prof. Fritz KELNHOFER, Institute of Cartography and Reproduction of the University of Technology in Vienna, kindly offered to print the map in his institute. Dr. Robert KOSTKA, Institute for Applied Geodesy and Photogrammetry of the University of Technology in Graz, was especially involved in the preparation of the topographic basis for the geological map.

Dr. Degenhart BRIEGLEB, Mittersill (Austria), kindly made much of his knowledge of the studied area available to the authors. Prof. Gerald GRUBER, Institute for Economic and Social Geography of the University of Frankfurt am Main, contributed photographs to this paper.

References

ABU BAKR, M. & JACKSON, R. O.: Geological Map of Pakistan 1 : 2,000,000. — Geol. Surv. Pakistan, Rawalpindi 1964.

AUDEN, M. B.: Afghanistan, West Pakistan. — In: A. M. SPENCER (Ed.): Mesozoic — Cenozoic Orogenetic Belts. Data for Orogenic Studies. — Geol. Soc. London, Spec. Publ., 4, 235–253, Edinburgh 1974.

BARTOLE, R.: Structural Lineaments from LANDSAT Imageries in the Central Asian Orogenic Syntaxis. Nota I. — Rend. Accad. Naz. Lincei, Ser. 8, Cl. fis. mat. nat., 64, 5–6, 485–489, Rome 1978.

BILLINGTON, S., ISACKS, B. L. & BARAZANGI, M.: Spatial Distribution and Focal Mechanisms of Mantle Earthquakes in the Hindu Kush — Pamir Region: a Contorted Benioff Zone. — Geology, 5, 699–704, Boulder, Colorado, 1977.

BLANFORD, W. T.: Scientific Results of the Second Yarkand Mission Based upon the Collections and Notes of the Late Ferdinand Stoliczka. Geology. — Government of India, Calcutta 1878.

BRIEGLEB, D.: Diverse unpublished manuscripts, 1975–1978.

BUCHROITHNER, M. F.: Zur Geologie des Afghanischen Pamir. — In: R. S. de GRANCY & R. KOSTKA (Eds.): Großer Pamir. — 85–118, Graz (Akad. Druck- und Verlagsanstalt) 1978.

BUCHROITHNER, M. F.: Progress in the Geology of Afghanistan 1972–1978. — Zentralbl. Geol. Paläont., Teil I, 1979, 5/6, 328–376, Stuttgart 1979.

BUCHROITHNER, M. F.: An Outline of the Geology of the Afghan Pamirs. — Tectonophysics, 62, 13–35, Amsterdam 1980.

BUCHROITHNER, M. F.: Geological Mapping of Remote Mountainous Regions Using Metric Camera Imagery. Initial Experiences with Photogrammetric Space Images. — Mitt. österr. geol. Ges., 77, 115–149, Vienna 1984.

BUCHROITHNER, M. F. & GAMERITH, H.: Geological Map of Pamir-e-Wakhan, 1 : 250,000. — In: R. S. de GRANCY & R. KOSTKA (Eds.): Großer Pamir: Enclosure. — Graz (Akad. Druck- und Verlagsanstalt) 1978.

BUCHROITHNER, M. F. & KOLMER, H.: Notes on the Wakhan Formation of the Great Afghan Pamir and the Eastern Hindu Kush. — Afghanistan J., 6, 2, 54–61, Graz 1979.

BUCHROITHNER, M. F. & SCHARBERT, S. M.: Geochronological Data from the Great Afghan Pamir and the Eastern Hindu Kush. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1979, 8, 449–456, Stuttgart 1979.

CIZANCOURT, H. de & VAUTRIN, H.: Remarques sur la Structure de l'Hindou-Kouch. — Bull. Soc. Geol. France, 7, 372–400, Paris 1937.

COWPER-REED, F. R.: Devonian Fossils from Chitral, Persia, Afghanistan and the Himalayas. — Rec. Geol. Surv. India, 41, 2, 86–114, Calcutta 1911.

COWPER-REED, F. R.: Devonian Fossils from Chitral and the Pamirs. — Palaeont. Indica, New Ser., 6, 2, 1–134, Calcutta 1922.

DESIO, A.: Cretaceous Beds between Karakorum and Hindu Kush Range (Central Asia). — Riv. Ital. Paleont. Stratigr., 65, 3, 221–229, Milano 1959.

DESIO, A.: Review of the Geologic "Formations" of the Western Karakorum (Central Asia). — Riv. Ital. Paleont., 69, 4, 475–501, Milano 1963.

DESIO, A.: The Devonian Sequence in Mastuj Valley (Chitral, NW Pakistan). — Riv. Ital. Paleont., 72, 293–320, Milano 1966.

DESIO, A.: Some Geological Notes and Problems on the Chitral Valley (North-West-Pakistan). — Rend. Accad. Naz. Lincei, Ser. 8, 53, 1–7, Rome 1975.

DESIO, A.: Some Geotectonic Problems of the Kashmir Himalaya — Karakorum — Hindu Kush and Pamir Area. — In: Intern. Colloqu. on the Geotectonic of Kashmir Himalaya etc. — Accad. Naz. Lincei, 115–129, Rome 1976.

DESIO, A.: Correlation entre les Structures des Chaînes du Nord-Est de l'Afghanistan et du Nord-Ouest du Pakistan. — Mem. h. ser. Soc. geol. France, 1977, 8, 179–188, Paris 1977.

DESIO, A.: Geologic Evolution of the Karakorum. — In: ABUL FARAH & K. A. DE JONG (Eds.): Geodynamics of Pakistan. — 111–124, Geol. Surv. Pakistan, Quetta 1979.

DESIO, A., GUY, P. & PASQUARE, G.: Notes on the Geology of Wakhan (North-East Afghanistan). — Rend. Accad. Naz. Lincei, Ser. 8, 9, 2, 37–52, Rome 1968.

DESIO, A. & MARUSSI, A.: On the Granites in the Karakorum and Hindu Kush (Central Asia). — Proc. 21st. Internat. Geol. Congr., Pt. 2, Sect. 2, 156–167, Copenhagen 1960.

DESIO, A., TONGIORGI, E. & FERRARA, G.: On the Geological Age of Some Granites of the Karakorum, Hindu Kush and Badakhshan (Central Asia). — Proc. 22nd. Internat. Geol. Congr., Pt. 11, Sect. 11, 479–496, Delhi 1964.

DIEMBERGER, K.: Ein Apfel auf dem Tirich Mir. Österr. Hindu-kush-Kundfahrt 1967. 3. Geologische Ergebnisse. — Jb. Österr. u. Deutscher Alpenverein, 93, 143–147, Innsbruck 1968.

EBBLIN, C.: Tectonic Lineaments in Karakorum, Pamir and Hindu Kush from ERTS Imageries. — Rend. Accad. Naz. Lincei, Ser. 8, 609, 3, 245–253, Rome 1976.

EBBLIN, C.: Deformations in the Area of the Pamirs — Himalayan Syntaxis and Strain Patterns of the Earth's Surface. — Boll. Geodesia e Sci. Aff., 37, 23, 577–595, Florence 1978.

FERMOR, L. L.: General Report of the Geological Survey of India for the Year 1921. — India Geol. Surv. Rec., 54, 1, 1–67, Calcutta 1922.

FUCHS, G. & MATURA, A.: The Geology of the Nilaw Area in Central Nurestan, Afghanistan. — Jb. Geol. B.-A., 119, 2, 97–128, Vienna 1976.

FUCHS, G., MATURA, A. & SCHERMANN, O.: Vorbericht über geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen in Nurestan, Afghanistan. — Verh. Geol. Bundesanst., 1974, 1, 9–23, Vienna 1974.

GAMERITH, H.: Zur Geologie des Östlichen Hindukush. — In: K. GRATZL (Ed.): Hindukusch. — 99–110, Graz (Akad. Druck- und Verlagsanstalt) 1972.

- GAMERITH, H.: Geologische Karte von Gilgit / Chitral / Wakhan (Nord-Pakistan und Ost-Afghanistan), 1 : 250000. – Private Edition, Graz 1979.
- GAMERITH, H.: Zur Regional- und Wirtschaftsgeologie von Nord-Pakistan und Ost-Afghanistan. – Unpubl. Typescript, Vienna 1980.
- GAMERITH, H. & KOLMER, H.: Untersuchungen an Intrusivgesteinen des östlichen Hindukusch. – Geol. Rdsch., **62**, 1, 161–171, Stuttgart 1973.
- GAMERITH, H. & KOLMER, H.: Zur Verteilung einiger Spurenelemente in kalkigen und dolomitischen Gesteinen des östlichen Hindukusch. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **35**, 65–74, Graz 1975.
- GANSSEER, A.: Reconnaissance Visit to the Ophiolites in Baluchistan and the Himalaya. – In: ABUL FARAH & K. A. DE JONG (Eds.): Geodynamics of Pakistan. – 193–213, Geol. Surv. Pakistan, Quetta 1979.
- GRUBER, G.: Gletscher und Schneegrenze in Chitral. – Frankfurter Wirtsch. u. Sozialgeogr. Schr., **26**, 97–139, Frankfurt 1977.
- HAYDEN, H. H.: Notes on the Geology of Chitral, Gilgit and the Pamirs. – Rec. Geol. Surv. India, **45**, 271–335, Calcutta 1916.
- IVANAC, J. F., TRAVES, D. M. & KING, D.: The Geology of the Northwest Portion of the Gilgit Agency. – Rec. Geol. Surv. Pakistan, **8**, 2, 1–27, Karachi 1956.
- KOSTKA, R. & BUCHROITHNER, M. F.: Zur Herstellung einer topographisch-tematischen Karte des Tirich Mir-Gebietes (Hindukusch). – In preparation.
- MATSUSHITA, S. & HUZITA, K.: Geology of the Karakoram and Hindu Kush. – Results Kyoto Univ. Scient. Expedition Karakoram Hindu Kush 1955, Vol. **7**, 1–151, Kyoto 1965.
- MC MAHON, C. A. & HUDLESTON, W. H.: Fossils from the Hindu Kush. – Geol. Mag., New Ser., Dec. IV, **9**, 3–8, 49–58, London 1902.
- MÜLLER, H.: Geologische Beobachtungen im Noshaq- und Qazi-Deh-Gebiet. – Jb. Österr. u. Deutscher Alpenverein, **95**, 186–187, Innsbruck 1970.
- PASCOE, E. H.: General Report for 1923. – India Geol. Surv., Rec. **56**, 1, 1–64, Calcutta 1924.
- ROSSI-RONCHETTI, C. & FARIOLI-MIRELLI, A.: Rudists and Nerineids of North-West Pakistan Cretaceous. – Riv. Ital. Paleont. Stratigr., **65**, 2, 91–96, Milano 1959.
- RUSCELLI, M. & CITA, M. B.: Microfauna Cretacée de Pakistan Occidentale et de l'Afghanistan. – Proc. 20th Internat. Geol. Congr., Mexico City 1956.
- SCHNEIDER, H. J.: Tektonik und Magmatismus im NW-Karakorum. – Geol. Rdsch., **46**, 426–476, Stuttgart 1957.
- STÖCKLIN, J.: Structural Correlation of the Alpine Ranges between Iran and Central Asia. – Mem. H. Ser. Soc. geol. France, **8**, 333–353, Paris 1977.
- TUFAR, W.: Ore Deposits of the Eastern Alps. – 8th Internat. Geochem. Explor. Symp., Excursion Guide, C6, 1–78, Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe, Hannover 1980.
- TUFAR, W.: Die Vererzung der Ostalpen und Vergleiche mit Typlokalitäten anderer Orogengebiete. – Mitt. österr. Geol. Ges., **74/75**, 265–306, Vienna 1981.
- VOGELTANZ, R.: Ein seltenes Fossil aus dem Hindukusch. – Jb. Österr. u. Deutscher Alpenverein, **93**, 159–160, Innsbruck 1968.
- VOGELTANZ, R.: *Receptaculites neptuni* DEFR. 1927 from Devonian of Owir An, Chitral, West Pakistan. – Rec. Geol. Surv. Pakistan, **19**, Quetta 1969.
- VOGELTANZ, R. & SIRONI-DIEMBERGER, M. A.: *Receptaculites neptuni* DEFRANCE aus dem Devon des Hindukusch. – Anz. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., **1968**, 5, Vienna 1968.
- WADIA, D. N.: The Syntaxis of the NW Himalaya, its Rocks, Tectonics, and Orogeny. – Rec. Geol. Surv. India, **65**, 2, 189–220, Calcutta 1931.
- WADIA, D. N.: Geology of India. – 531 p. (3rd Edition), London (Mac Millan & Co.) 1957.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 8. November 1985.

Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich)

Von FRIEDRICH FINGER*)

Mit 6 Abbildungen und 4 Tabellen

*Oberösterreich
Moldanubikum
Migmatite
Granitoide
Granite
Petrogenese*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 13, 14, 31, 32

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	383
1. Einleitung	384
2. Die regionalgeologische Situation entsprechend dem bisherigen Kenntnisstand	384
3. Die Ergebnisse der Neukartierung des Gebietes der Donauschlingen bei Obermühl und die neue Gliederung der Gesteine im Vergleich zu früheren Darstellungen	386
4. Zur Petrographie der Gesteine	388
4.1. Die Perlgneise	388
4.2. Die Perldiatexite	391
4.3. Die Weinsberger Granite	393
4.4. Die Schlierengranite	395
5. Zur Petrogenese der Gesteine	398
5.1. Perlgneise und Perldiatexite	398
5.2. Weinsberger Granite und Schlierengranite	399
Dank	400
Literatur	400

Zusammenfassung

Das moldanubische Kristallin (Böhmische Masse) im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich) wurde im Maßstab 1 : 25.000 geologisch neu kartiert und einer detaillierten petrographischen Bearbeitung unterzogen. Der kristalline Gesteinsbestand kann in drei Gruppen zusammengefaßt werden:

1. Die Perlgneise und Perldiatexite
2. Die Schlierengranite und Weinsberger Granite
3. Die jüngeren Magmatite (Haibacher Weißgranit und diverse Ganggesteine)

Die vorliegende Studie beschäftigt sich schwerpunktmäßig mit den Gruppen 1 und 2. Diese Gesteine sind synorogene Bildungen, die durch ein herzynisches Streichen bei generellem NE Einfallen charakterisiert sind, was ihre Grenzflächen und damit ihre Körperformen und zum Großteil auch ihre Interngefüge bestimmt.

Die Perlgneise und Perldiatexite gehören zu jenen hochmetamorphen bis anatektischen, mittelkörnigen und in der Hauptsache aus Plagioklas, Quarz und Biotit, sowie z. T. auch Kalifeldspat oder Cordierit bestehenden Gesteinen, die im westlichen österreichischen Moldanubikum und auch im angrenzenden bayerischen Raum weite Verbreitung besitzen und bisher insgesamt meist mit dem Sammelbegriff „Perlgneise“ belegt wurden.

Vor allem durch das Studium von Wachstumserscheinungen an verschiedenen Mineralen (z. B. Plagioklas, Zirkon) konnte nun eine genetisch begründete Gliederung dieser bisherigen Perlgneise (im weiteren Sinn) einerseits in die „Perlgneise im

engeren Sinn“ und andererseits in die „Perldiatexite“ erfolgen. Während nämlich die Perldiatexite S-Typ Granitoide sind, die unter weitergehender Aufschmelzung aus Paragneisen entstanden sind und nun ungefähr in ihrem Aufschmelzungsstockwerk aufgeschlossen vorliegen, sind die Perlgneise Paragneise, die vermutlich unter ganz ähnlichen Druck- und Temperaturbedingungen wie die Perldiatexite, jedoch im überwiegend festen Zustand kristallisierten.

Die Schlierengranite und Weinsberger Granite gehören demgegenüber zu jener im oberösterreichischen Mühlviertel und ebenso in NE-Bayern weit verbreiteten grobkörnigen Gesteinsgesellschaft, welche sich durch das Auftreten von porphyrischem Kalifeldspat auszeichnet.

Der Name „Schlierengranite“ wurde für jene Gesteine des Untersuchungsgebietes neu eingeführt, die bisher als „Grobkornigneise“ bezeichnet wurden. Diese Neubenennung wurde notwendig, da die Gesteine, wie vor allem aus dem Studium von Wachstumserscheinungen an den verschiedenen Mineralen hervorgeht, trotz einer verbreiteten schwachen herzynisch gerichteten Regelung (Schlierigkeit) keine Gneise sind, sondern wie auch die Weinsberger Granite ihre Entstehung im wesentlichen der Kristallisation aus einem granitischen Magma verdanken.

Der Weinsberger Granit ist gegenüber den Schlierengraniten vor allem kalifeldspatreicher, grobkörniger und er zeigt auch eine homogenere Mineralverteilung mit einer besseren Idiomorphie der Großkalifeldspate.

Schlierengranite und Weinsberger Granite sind im Gebiet der Donauschlingen wahrscheinlich als ein gemeinsamer, großer, jedoch heterogen zusammengesetzter magmatischer Körper anzusehen, der gegenüber dem Perlgneis/Perldiatexit Komplex vermutlich eine einigermaßen andere und eigenständige Entwicklung aufweist.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. FRIEDRICH FINGER, Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg, Akademiestraße 26, A-5020 Salzburg.

Insgesamt ergab sich jedenfalls, daß im kartierten Gebiet nicht wie bisher angenommen bloß ca. $\frac{1}{4}$, sondern über $\frac{3}{4}$ des Gesteinsbestandes magmatogener Herkunft sind.

Summary

The crystalline rocks of the Bohemian Massif in the area of Obermühl (Danube-Valley, Upper Austria) were newly mapped (1 : 25.000) and petrographically investigated. They may be summarized into three main groups:

1. The "Perlgneise" and the "Perldiatexite"
2. The "Schlierengranite" and the "Weinsberger Granite"
3. The younger Magmatites (The granite of Haibach and different dike rocks)

This paper deals mainly with the first two groups. These synorogenic rocks are characterized by a general Herzynian striking (NW-SE) with NE dipping, which determines their boundaries, shape and in the most cases also their internal textures.

The "Perlgneise" and the "Perldiatexite" belong to the high grade metamorphic to anatectic rocks consisting mainly of plagioclase, biotite and quartz (+/- K-feldspar and cordierite), which are widespread especially in the western part of the Upper Austrian Moldanubicum and in the adjoining Bavaria. These rocks have been often summarized in a very wide sense as "Perlgneise" (pearlgnesses).

Based especially on studies of growth-phenomena of plagioclases and zircons a petrogenetic division of these "Perlgneise sensu lato" into the "Perlgneise sensu stricto" and the "Perldiatexite" is introduced:

The "Perldiatexite" can be interpreted as autochthonous s-type granitoids, which developed by melting of preexisting paramaterial. The "Perlgneise sensu stricto" are paragneisses, which have been formed by annealing crystallisation under substantially metamorphic (solid) conditions.

On the other hand the "Schlierengranite" and the "Weinsberger Granite" belong to those coarse grained rocks, which are widespread in the Upper Austrian "Mühlviertel" and in NE-Bavaria and which are characterized by porphyritic K-feldspars. The new term "Schlierengranite" is used for rocks, which show a very characteristic schlieren-structure and which have been named until now "Grobkorngneise" or "Porphyrgneise".

Several growth-phenomena of many important minerals (e. g. plagioclase, K-feldspars, zircons) point at a mainly magmatic origin of the "Schlierengranite", of course rather similar to the wellknown "Weinsberger Granite". Compared with it the "Schlierengranite" are a bit less coarse-grained, showing also a less homogeneous distribution of the rock forming minerals.

"Schlierengranite" and "Weinsberger Granite" seem to form a combined magmatic body, which developed in a rather separate way compared to the adjoining "Perldiatexite" and "Perlgneise".

However, much more rocks of magmatic origin are present in the area of Obermühl as presumed until now.

1. Einleitung

Über den Westteil der Böhmisches Masse in Oberösterreich (westliches Mühlviertel, Sauwald) gibt es derzeit noch kaum eingehendere geologische oder petrologische Arbeiten.

Gerade in diesem Granitisationsgroßraum mit seinen recht unterschiedlichen Graniten, Anatexiten und Gneisen offeriert sich jedoch eine gute Möglichkeit zur Bearbeitung eines Problemkreises, der weit über eine lokale Bedeutung hinausgeht. Eine Aufklärung der vielen offenen Fragen nach dem Zusammenhang und der Petrogenese der verschiedenen Granitoide und Gneise in diesem heute aufgeschlossenen Grenzbereich von „metamorphen“ und „magmatischen“ Bildungsbedingungen könnte nämlich durchaus auch neue prinzipielle Fortschritte in der Kenntnis jener geologischen Prozesse

erbringen, die in der tieferen kontinentalen Kruste ablaufen.

In der vorliegenden Studie, die sich im wesentlichen auf eine geologische Kartierung des verhältnismäßig gut aufgeschlossenen Gebietes der Donauschlingen bei Obermühl sowie auf eine genauere petrographische Bearbeitung der dort auftretenden Gesteine stützt, soll diese Thematik angerissen, und es sollen einige erste Teilergebnisse vorgestellt werden.

2. Die regionalgeologische Situation entsprechend dem bisherigen Kenntnisstand

Der derzeitige Stand der geologischen Kenntnisse über das moldanubische Kristallin Oberösterreichs ist in den neueren Gebietskarten (FRASL et al., 1965; FUCHS & MATURA, 1976) sowie in den dazugehörigen Erläuterungsheften (FUCHS & THIELE, 1968; FUCHS & MATURA, 1976) zusammenfassend dargestellt.

Zur Einführung soll das Wichtigste kurz wiedergegeben werden, soweit es das nunmehr hier neu bearbeitete Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl näher betrifft:

Nach der tektonischen Großgliederung des Raumes liegt das Untersuchungsgebiet ganz am Südrand der sogenannten Mühlzone (vgl. Abb. 1). Diese umfaßt im wesentlichen das westliche Mühlviertel und ist auf österreichischem Boden durch drei wichtige Störungen begrenzt: Im Norden durch die herzynisch streichende Pfahlstörung, im Osten durch die NNE-SSW verlaufende Rodelstörung und im Süden durch die wiederum herzynisch gerichtete Donauströrung.

Die Mühlzone (FUCHS, 1962; FUCHS & THIELE, 1968) ist vor allem durch die mengenmäßig bei weitem dominierende, grobporphyrische Gesteinsgesellschaft der Weinsberger Granite und Grobkorngneise gekennzeichnet. Erstere sind weitgehend homogene, kalifeldspatreiche Granite mit besonders großem Korn (Hauptgemengteile: Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit), während die Grobkorngneise (Hauptgemengteile: Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Biotit, untergeordnet Amphibol), vor allem etwas kalifeldspatärmer sind und in der Verteilung der hellen und dunklen Gemengteile sowie in der Korngröße viel unruhigeren Charakter zeigen und meist eine schwache herzynisch gerichtete Regelung erkennen lassen.

Beide Gesteine sind zusammen mit sogenannten Perlgneisen (Hauptgemengteile: Plagioklas, Quarz, Biotit, teilweise Kalifeldspat und Cordierit), die ihren Namen den zahlreichen rundlichen Plagioklaskörnern verdanken, in den regionalen herzynischen Bauplan (NW-SE Streichen) einbezogen. Die Perlgneise sind etwas dunkler und relativ feinkörniger als die Grobkorngneise und Weinsberger Granite, nicht porphyrisch struiert und mit einem mehr oder weniger deutlichen Parallelgefüge ausgestattet.

Nach der Ansicht von FUCHS (1962) verdanken die Perlgneise ihre Entstehung in der Hauptsache der Umkristallisation und Homogenisierung älterer Paragneise während der variszischen Regionalmetamorphose. Die Grobkorngneise hält er hingegen für „Mischgesteine“ des am Höhepunkt der variszischen Regionalmetamorphose synorogen intrudierten Weinsberger Granites,

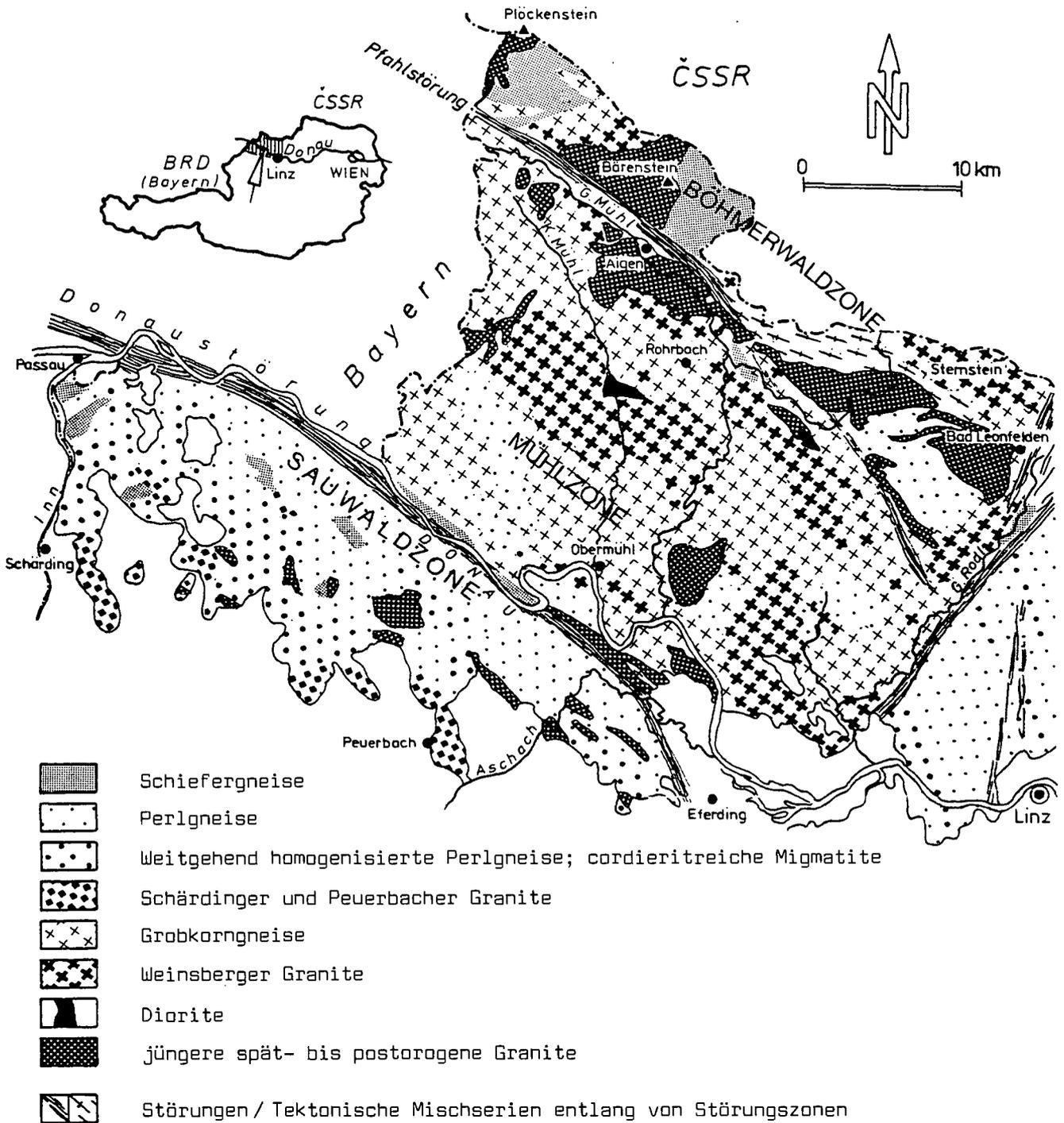


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Kristallins im westlichen oberösterreichischen Moldanubikum (nach der geologischen Karte von FRASL et al., 1965).

bei denen der Altbestand nicht bloß umkristallisiert und homogenisiert worden ist wie in den Perlgneisen, sondern bei denen zusätzlich eine Stoffzufuhr (vor allem Kaliumzufuhr) vom Granit aus erfolgt ist. Nach FUCHS hätten sowohl Perlgneise als auch Grobkorngneise ihren eigenartigen Charakter durch eine „weitreichende Feldspatmetablastese“ unter den Bedingungen der Amphibolitfazies erhalten.

Am Südrand der Mühlzone gegen die Donaustörung ist zwischen Jochenstein und Schlögen die bunt zusammengesetzte „Donauleitenserie“ eingefaltet, die aus verschiedensten hochmetamorphen Para- und Orthogesteinen besteht (DAURER, 1975; 1976).

Südlich der Donaustörung, und damit nur knapp außerhalb des Untersuchungsgebietes, schließen die Gesteine der Sauwaldzone an (THIELE, 1962, 1970; FUCHS & THIELE, 1968). Die prägenden Gesteine sind hier Perlgneise, die in verschiedenen Zwischenstufen (homogenisierte Perlgneise, cordieritreiche Migmatite) gegen Süden zu den Schärdinger- und Peuerbacher Graniten überleiten. THIELE (1962) vermutet, daß alle diese Gesteine im Zuge der variszischen Regionalmetamorphose durch anatektische Überprägung eines vorvariszischen kristallinen Altbestandes, wovon noch an einigen Stellen Relikte von Schiefergneisen vorhanden sind, und unter zunehmender Auf-

schmelzung mehr oder weniger in situ entstanden sind. Weinsberger Granite und Grobkorngneise fehlen in der Sauwaldzone auffälligerweise vollständig.

Sowohl in der Mühlzone als auch in der Sauwaldzone kam es Ende der variszischen Orogenese zur Intrusion verschiedener spät- bis postorogener Granite (FUCHS & THIELE, 1968). Mit diesen Intrusionen verbunden war auch eine intensive Gangdurchschwärmung des Grundgebirges, zunächst vor allem mit Apliten und Pegmatiten, dann jedoch auch mit einer Generation von granitischen bis quarzdioritischen Porphyriten und von Lamprophyren.

THIELE (1961) konnte zeigen, daß ein solcher Quarzdioritporphyritgang mylonitische Gesteine der Donaustörung durchschlagen hat, also jünger ist als diese. Der genannte Autor leitet daraus ab, daß die Mylonitisierungen an der Donaustörung im wesentlichen gleich im Anschluß an die variszische Orogenese erfolgten.

3. Die Ergebnisse der Neukartierung des Gebietes der Donauschlingen bei Obermühl und die neue Gliederung der Gesteine im Vergleich zu früheren Darstellungen

Das Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl wurde bereits von SCHADLER (1952) durchgehend kartiert (Geologische Spezialkarte Linz-Eferding; Maßstab 1 : 75.000). SCHADLER (1952) unterschied vor allem den Weinsberger Granit, eine Reihe von „Porphyrgneisen“ und „Perlgneisen“ (z. B. Porphyrgneis mit rötlichen Feldspäten, Hornblende-Porphyrgneis, Granit-Perlgneis, Cordierit-Permgneis) sowie den Weißgranit von Haibach.

Auf der neueren geologischen Übersichtskarte des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes im Maßstab 1 : 100.000 (FRASL et al., 1965) wurden dann die verschiedenen Porphyrgneistypen unter dem Begriff „Grobkorngneis“ zusammengefaßt und auch die Perlgneisvarietäten vereinheitlicht, wodurch sich eine größere Gliederung ergab: Perlgneis, weitgehend homogenisierter Perlgneis, Grobkorngneis, Weinsberger Granit, Haibacher Granit.

Bei der jetzigen Kartierung des Gebietes im Maßstab 1 : 25.000 wurden im wesentlichen fünf Gesteinssorten mit folgenden zum Teil neu eingeführten Bezeichnungen auf der Karte unterschieden: Perlgneise, Perldiatexite, Schlierengranite, Weinsberger Granit, Haibacher Weißgranit. Dazu kommen noch die Mischgesteine des Haibacher Weißgranits und verschiedene Ganggesteine.

Diese Einteilung und Benennung der Gesteine, die vor allem auf Grund petrogenetischer Überlegungen gewählt wurde, beruht zum Großteil auf den Ergebnissen der Laborarbeiten, und hier vor allem auf der intensiven mikroskopischen Untersuchung der zahlreichen gesammelten Proben, und deckt sich nur mehr zum Teil mit der früheren, vorwiegend auf Feldbeobachtungen basierenden Gliederung des Gebietes.

Die genannten Gesteine können in drei Gruppen zusammengestellt werden:

1. Die Perlgneise und Perldiatexite
2. Die Schlierengranite und Weinsberger Granite
3. Die jüngeren Magmatite (Haibacher Weißgranit, Ganggesteine)

3.1. Die Perlgneise und Perldiatexite

Die Perlgneise und Perldiatexite umfassen im Bereich Obermühl ungefähr jenen Anteil des Kristallins, der auf den bisherigen Karten (SCHADLER, 1952; FRASL et al., 1965) in irgendeiner Form als Perlgneis bzw. als verschiedene Perlgneisvarietäten ausgeschieden wurde. Obwohl Perlgneise und Perldiatexite im Gelände nicht ganz einfach auseinanderzuhalten sind, haben die im Zusammenhang mit der vorliegenden Arbeit unternommen petrographischen Studien, vor allem das Studium von Wachstumserscheinungen an den einzelnen Mineralen (siehe Kap. 4), die Zweckmäßigkeit dieser neuen Gliederung und Abtrennung innerhalb des bisher den Perlgneisen (im weiteren Sinn) zugewiesenen Gebietes ergeben.

Es kann nämlich gezeigt werden, daß diejenigen Teile, die als Perldiatexite bezeichnet werden, bei ihrer Genese einen hochgradigen Aufschmelzungsprozeß durchlaufen haben, während für die Bildung jener Teile, für welche jetzt die Bezeichnung Perlgneise in einem stark eingeeengten Sinn benutzt wird, vor allem die Umkristallisation im weitgehend festen Zustand ausschlaggebend war.

Die Perldiatexite sind also als magmatische (diatektische) Gesteine aufzufassen, die Perlgneise im nunmehr engeren Sinn im wesentlichen als Metamorphite (Metablastite).

Im kartierten Gebiet (Abb. 2) bedecken die beiden Gesteine vor allem die SW-Hälfte, jedoch treten speziell die Perldiatexite auch weiter im NE (Kirchberg ob der Donau) großflächig auf.

Ganz im SE bauen die Perlgneise einen etliche 100 m breiten Streifen auf, der von der Schlägener Donauschlinge in SE Richtung das Donautal verlassend, über den Aussichtspunkt Steinerfelsen und die Ortschaft Pamet verläuft, weiter im Osten, etwa bei Stromkilometer (Stkm) 2174 wieder ins Donautal zieht und die Donauschlinge bei Exlau an ihrer Südspitze schneidet.

Gegen ihr Hangendes gehen diese generell mittelsteil nach NE einfallenden Perlgneise in breiter Front und entlang der gesamten Längserstreckung des Kartierungsgebietes in die Perldiatexite über, in welchen wiederum nicht selten weitere konkordante lagige oder linsige Einschaltungen von Perlgneisen auftreten, die stets unscharf begrenzt sind. Größere derartige Einschaltungen konnten auf der Karte ausgeschieden werden und befinden sich zum Beispiel am orographisch linken Donauhang gegenüber von Innzell, im Bereich der Exlau oder auch ganz im NE des Untersuchungsgebietes bei Ebersdorf, wo die Perldiatexite wie erwähnt ebenfalls großflächig auftreten, allerdings hier im Vergleich zu den Vorkommen im SE flacher gegen NE einfallen.

In den im Arbeitsgebiet weit verbreiteten Schlierengraniten treten Einschaltungen von Perlgneisen oder Perldiatexiten nur ausnahmsweise auf, wie etwa am orographisch rechten Donauhang bei Stkm 2180,4. Auch im Haibacher Weißgranit sind einige schärfer begrenzte konkordante Lagen von Perlgneisen eingeschaltet und zum Beispiel an jenen Forstwegen abgeschlossen, die von der im äußersten SE-Eck des kartierten Gebietes gelegenen Kote 491 gegen N ins Donautal führen.

Kristalline geologische Karte des Gebietes der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich)

Aufnahmen in den Jahren 1981-1983 von Friedrich FINGER

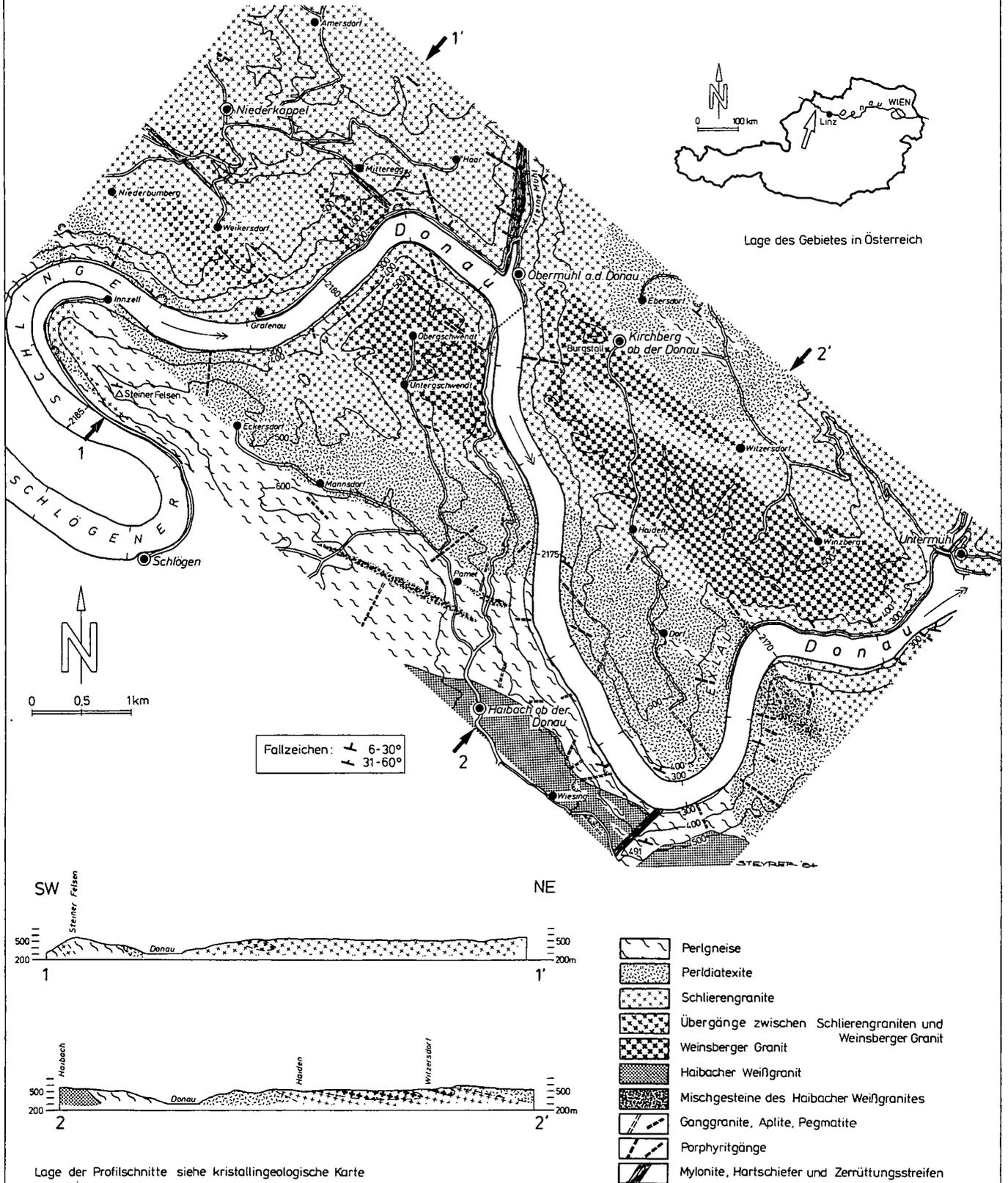


Abb. 2: Kristalline geologische Karte des Gebietes der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich).

3.2. Die Schlierengranite und Weinsberger Granite

Während der Begriff des Weinsberger Granits in der bisher üblichen Weise gebraucht wird, wird die nun neu eingeführte Bezeichnung „Schlierengranite“ in der vorliegenden Arbeit ungefähr für jene Gesteine des Untersuchungsgebietes verwendet, die bisher unter dem Begriff der Grobkorngneise sensu FUCHS (1962) bzw. der Porphyrgneise sensu SCHADLER (1952) einzureihen waren. Diese Neubenennung wurde notwendig, da die Schlierengranite, wie noch gezeigt wird, im wesentlichen als magmatogene Granitoide und nicht als Gneise aufzufassen sind. Andererseits beinhaltet der neue Name nunmehr auch einen Hinweis auf die weitverbreitete und sehr charakteristische schlierige bis streifige Regelung (vgl. Kap.4.4.).

Die Schlierengranite bauen zusammen mit dem Weinsberger Granit, an den sie auch im Gelände eine eindeutige räumliche Bindung zeigen, im wesentlichen die NE-Hälfte des Untersuchungsgebietes auf (Abb. 2). Beide Gesteine fallen ebenso wie die Perlgnese und Perldiatexite flach bis mittelsteil nach NE ein. Sowohl mit den Weinsberger Graniten, die interessanterweise als isolierte Körper in den Schlierengraniten vorliegen, als auch mit den Perldiatexiten und Perlgnese, die im wesentlichen den tektonisch tiefergelegenen SW-Teil des Gebietes aufbauen, sind die Schlierengranite ohne scharfe Grenzen im fließenden Übergang verbunden. Die Gesteine besitzen die größte Verbreitung im Raum von Niederkappel, sind jedoch, dem Weinsberger Granit folgend, bis Untermühl mächtig entwickelt. Lediglich in einem Fall, ca. 500 m W bzw. SW von Inzell, wurde ein kleines Schlierengranitvorkommen in Perlgnese und Perldiatexiten gefunden, welches nicht in sichtbarem Zusammenhang mit dem Weinsberger Granit steht.

Der Weinsberger Granit tritt besonders ausgedehnt im Gemeindegebiet von Kirchberg auf, wo zwei ziemlich flach gegen NE einfallende Vorkommen auskartiert werden konnten, die nur durch eine geringmächtige Lage von Schlierengraniten getrennt sind. An der orographisch rechten Donauseite bildet der Weinsberger Granit im Bereich von Obergschwendt einen im SE bis zur Donau hinunterreichenden Körper. Schließlich tritt er noch am orographisch linken Donauufer bei Stkm 2179,5 in Form eines nach NW auskeilenden Vorkommens auf.

Im Raum Grafenau/Weikersdorf/Niederkappel gibt es Übergangsformen von Schlierengraniten und Weinsberger Graniten, die als linsenförmige konkordante Großkörper unscharf begrenzt in den Schlierengraniten vorliegen, ohne daß sich ein Zusammenhang zum Weinsberger Granit selbst zeigen ließe. Mit der Verwendung einer eigenen Signatur für großflächig auftretende Übergangsformen zwischen Schlierengraniten und Weinsberger Graniten, wurde dem Vorgehen von FRASL et al. (1965) bzw. FUCHS & THIELE (1968) gefolgt, die bereits auf ähnliche Bildungen mit einer eigenen Signatur hinwiesen.

3.3. Die jüngeren Magmatite

Entsprechend den großräumigen Verhältnissen konnten auch im hiesigen Untersuchungsgebiet jüngere spät- bis postorogene Magmatite von den vorher genannten und synorogen entstandenen Gesteinen (Perl-

gnese/Perldiatexite, Grobkorngneise/Weinsberger Granite) unterschieden werden (vgl. FINGER, 1984). Diese jüngeren Magmatite drangen in ein schon abgekühltes Stockwerk ein und bildeten in der Regel einigermaßen scharfe Grenzen zu den Nebengesteinen aus. Die größte Verbreitung unter ihnen hat der Haibacher Weißgranit, ein relativ feinkörniger, heller und saurer Zweiglimmergranit. Stark aplitisch-pegmatitisch durchäderte Perlgnese und Perldiatexite sind unter der Bezeichnung „Mischgesteine des Haibacher Weißgranits“ ausgedehnt worden.

Bei den Ganggesteinen des Arbeitsgebietes, die ebenfalls der jüngeren Magmatitgruppe zuzurechnen sind, treten zwei zeitlich unterschiedliche Generationen auf. Eine erste umfaßt spät-orogene saure Ganggranite, Aplite und Pegmatite, während eine zweite postorogene Generation von Gängen (Granit- bis Quarzdioritporphyrite) noch später intrudierte.

Da sich die vorliegende Arbeit schwerpunktmäßig mit den älteren Gneisen und Granitoiden befaßt und zudem über den Haibacher Weißgranit eine eigene Publikation vorbereitet wird, soll eine nähere Beschreibung dieser nur der Vollständigkeit halber erwähnten jüngeren Magmatitgruppe zunächst unterbleiben.

4. Zur Petrographie der Gesteine

4.1. Die Perlgnese

Trotzdem ihre Hauptgemengteile immer dieselben sind, zeigen die Perlgnese im Gebiet der Donauschlingen eine doch beachtliche Variabilität in ihrem Erscheinungsbild. Entsprechend einer mengenmäßig unterschiedlichen Beteiligung von Biotit, Quarz und Feldspat am Gesteinsaufbau könne sie nämlich ein sehr verschiedenes, helleres oder dunkleres, graues bis graubraunes Aussehen haben, und je nach Cordieritführung zum Teil auch etwas mehr grünlich oder grünbläulich wirken.

Von acht verschiedenen Perlgnese-Proben wurden die Modalbestände ermittelt, welche die große diesbezügliche Variationsbreite der Gesteine zeigen (vgl. Tab. 1 und Abb. 5).

Tabelle 1: Modalzusammensetzungen von Perlgnese. Angaben in Vol.-%; + = akzessorisch vorhanden; Methodik: Auszählung von 2000 Dünnschliffpunkten.

Nr. Fi-	Plagio- klas	K-Feld- spat	Quarz	Biotit	Hell- glimmer	Cor- dierit*)	andere
46	34	+	48	13	4	1	+
53	33	+	26	21	3	16	1
63	29	+	25	26	8	10	1
90	44	+	35	14	+	7	+
101	34	+	31	33	2	+	+
107	23	2	38	20	7	9	1
108	41	+	27	25	2	4	1
139	35	+	29	26	3	6	1

*) Zum Cordierit wurden auch alle eindeutigen Formrelikte nach Cordierit (Pinite) gerechnet. Hellglimmer oder Biotit, wenn sie in solchen Pseudomorphosen auftreten, wurden dementsprechend als Cordierit gezählt und sind bei den Mengenangaben für Hellglimmer bzw. Biotit nicht berücksichtigt.

An Akzessorien wurden Zirkon, Apatit, Monazit, Sillimanit, Ilmenit, Titanit, Rutil, Epidot/Klinozoisit, Chlorit und opake Phasen nachgewiesen.

Die Perlgnese sind mittelkörnig, die Hauptgemengteile erscheinen im großen und ganzen ungefähr gleich

groß. Freilich können die durchschnittlichen Korngrößen bei den einzelnen Perlgneis-Varietäten auch etwas unterschiedlich sein (ca. 2–4 mm).

Der Plagioklas fällt am Handstück meist in Form rundlicher „Perlen“ auf. Die Biotite zeigen sich als mehr oder weniger geregelte, dunkel- bis schwarzbraune Blättchen, die in manchen Perlgneisen zu verschiedenen dicken Glimmerlagen zusammentreten, in anderen massigeren Perlgneis-Abarten wiederum nur zu kürzeren Zügen, Fasern oder kleinen Nestern. Der Cordierit liegt meist weitgehend pinitisiert vor und erscheint mit mehr oder weniger rundlichen Formen in schmutzgrünen bis bläulichgrünen Farbtönen. Der Quarz ist makroskopisch nur dann auffällig, wenn er in Lagen und Linsen stärker angereichert ist.

Ein Wechsel von mehr schiefriigen biotitreichen Lagen mit helleren quarz- oder feldspatbetonten Lagen und Linsen, meist im cm-Bereich, ist in den Perlgneisen überhaupt weit verbreitet (Gneisbänderung sensu SPRY, 1969). Es gibt jedoch auch massigere Varietäten von Perlgneisen mit einer gleichmäßigeren Mineralverteilung, bei denen auch der Plagioklas eine mehr ausgeprägte Idiomorphie erreicht, sodaß sein typisches perlenartiges Aussehen in solchen Gesteinen weitgehend verloren gehen kann.

Häufig findet man in den Perlgneisen cm bis m mächtige, konkordante, lagige oder linsige Einschaltungen von feinerkörnigen und dabei mittel- bis dunkelgrauen Paragneisen (FINGER, 1984). Für eine weitere Abwechslung können bisweilen auch noch helle, nahezu mafitfreie und meist pegmatoide, vergleichsweise gröberkörnige Lagen und Schlieren mit Mächtigkeiten im cm- bis dm-Maß sorgen. Sie werden nach MEHNERT (1962, 1968), welcher ähnliche Bildungen aus dem Schwarzwald beschrieben hat, als Anzeichen einer lokal beginnenden Aufschmelzung (Metatexis) der Perlgneise interpretiert, also als Metatekte gedeutet.

Unter dem Mikroskop

Die Kornsorten sind überwiegend xenomorph. Die dunklen Glimmer sind im allgemeinen mehr oder weniger geregelt, manchmal sind auch Quarze, Plagioklase und Cordierite nach der Schieferungsrichtung gelangt.

Sprünge, Verbiegungen und Pressungserscheinungen an den größeren Mineralen zeigen, daß es nach der Hauptkristallisation der Perlgneise noch verbreitet zu jüngeren Deformationen kam. Mit solchen Vorgängen verbunden war wohl auch die Entstehung kleiner Quarze, Biotite und Hellglimmer (um 0,01 bis 0,05 mm), wie sie sich an Korngrenzen und Rissen der älteren Minerale aber auch entlang mikroskopisch kleiner Scherbahnen befinden können. Zum Teil dürfte es sich dabei einfach um zerscherzte ältere Minerale handeln (z. B. Friktionsquarze), zum anderen Teil aber auch um Neukristallite, wie diejenigen Fälle zeigen, wo sich Hellglimmer oder auch Biotit an den Rissen von Plagioklasen entwickelt.

In der Regel werden jedoch die älteren, mehr oder weniger äquigranularen metablastischen Wachstumsgefüge durch die jüngeren Deformationsvorgänge kaum verändert. Nur an Zonen stärkerer jüngerer Durchbewegung, wie zum Beispiel in der Nähe der Donaustörung, konnte es zur Ausbildung heteroklastischer Gefüge kommen, wo größere Plagioklase, Pinite, z. T. auch Quarze und Biotite in einer bedeutend feinerkörnigen Grundmasse aus vorwiegend Quarz und Biotit eingebettet sind.

Plagioklas

Es handelt sich stets um Oligoklas mit einem Anorthitgehalt von etwa 18 bis 28. Sehr häufig erkennt man zwei verschieden auslöschende Bereiche mit unterschiedlichem Anorthitgehalt (vgl. Abb. 3), nämlich einen Kernbereich mit An ca. 22 bis 28, und einen jüngeren Randbereich (An meist um 18), der in der Regel nicht mehr als $\frac{1}{3}$ des Kornhalbmessers ausmacht. Die Grenzlinie zwischen den beiden Bereichen ist im allgemeinen stark buchtig und unregelmäßig, wodurch sich diese Art des Zonarbaues doch sehr deutlich von idiomorph zonargebauten Plagioklasen aus Magmatiten unterscheidet (vgl. z. B. die Perldiatexite). Innerhalb des basischeren Kernbereiches ist nicht selten ein schwacher, kontinuierlich inverser Zonarbau angedeutet (vgl. Abb. 3).

Auffällig ist, daß es sich speziell im Bereich des Umsprunges zwischen Kern- und Randzone manchmal einige Einschlüsse von Sillimanit in Form feinsten Nadeln (0,01–0,1 mm Länge) befinden, wobei sich die Nadeln interessanterweise oft mit ihren Längsachsen entlang der Zonengrenze anordnen. Außerdem können sich solche Sillimanitnadeln häufiger noch als Einschlüsse in den jüngeren, saureren Randbereichen der Plagioklase befinden, wo sie vorzugsweise als in sich geregelte Schwärme auftreten. In den Kernbereichen der Plagioklase wurde Sillimanit nie gefunden.

Abgesehen von den Sillimaniten finden sich mitunter noch einige unregelmäßig angeordnete Einschlüsse von Quarzen, Biotiten oder kleineren Plagioklasen, jedoch sind die Plagioklase der Perlgneise im allgemeinen eher einschlußarm.

Sekundäre polysynthetische Verzwilligung nach dem Albitgesetz wie auch nach dem Periklingesetz ist weit verbreitet,

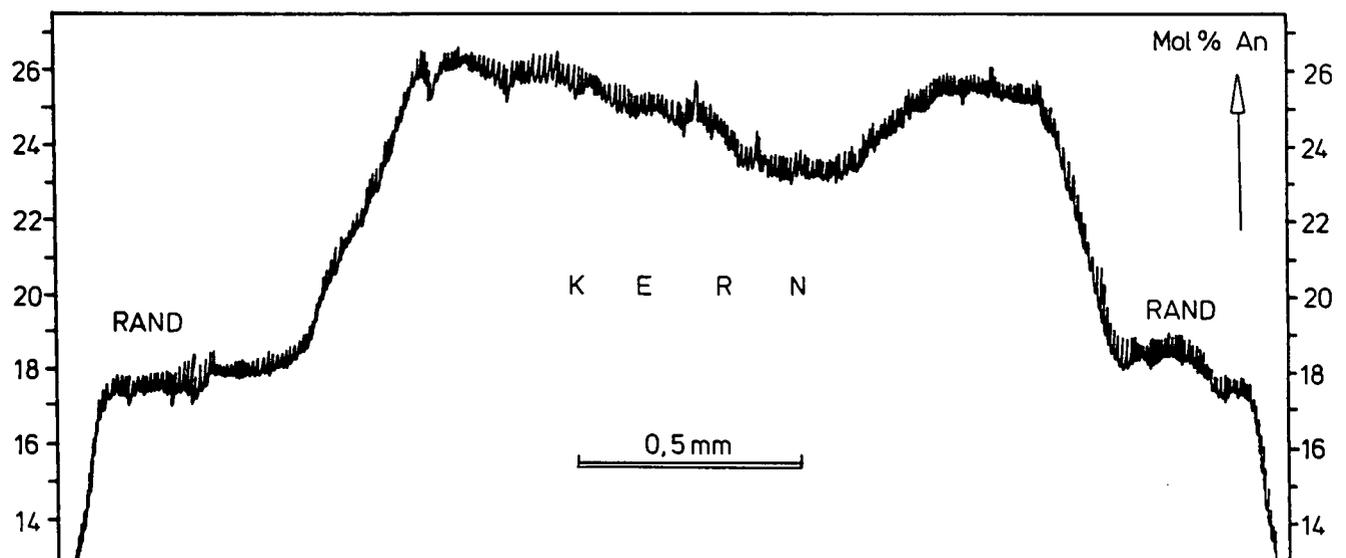


Abb. 3: Der Anorthitgehalt in einem typisch zonargebauten Perlgneis-Plagioklas mit kontinuierlich inversem Zonarbau im Kern und abgesetztem saurem Rand (Mikrosondenaufnahme der Kalziumverteilung, Linescan).

wobei das erstgenannte zahlenmäßig dominiert und letzteres meist nur in Komplexzwillingen mit dem Albitgesetz auftritt. Primäre Wachstumszwillingsgesetze, wie das Karlsbader Zwillingsgesetz, sind hingegen nur in den allerwenigsten Fällen anzutreffen.

Dieses Fehlen von primären Wachstumszwillingen weist ebenso wie die allgemein nur schlecht ausgeprägte Idiomorphie der Körner und das doch einigermaßen verbreitete Auftreten von Sillimaniteinschlüssen auf ein im wesentlichen metablastisches Plagioklaswachstum hin.

Biotit

Meist zeigen sich die Biotite als randlich ausgefranste und buchtige dicke Tafeln. Ihre Farbe ist hellgelbbraun (n_x) bis dunkelbraun ($n_{y,x}$). Einschlüsse von Apatit und Zirkon sind verbreitet, wobei um letzteren meist deutliche pleochroitische Höfe ausgebildet sind. Seltener finden sich auch Einschlüsse von Monaziten, die meist dunklere und größere Strahlungshöfe haben als die Zirkone.

Weitverbreitet sind sekundäre Umwandlungsercheinungen zu beobachten, wobei insbesondere die Muskovitisierung und Chloritisierung zu erwähnen ist, ebenso aber eine Abscheidung feinsten Erzpartikel, bevorzugt an den Spaltflächen und Korngrenzen der Biotite.

Quarz

Die Quarzkörner sind im allgemeinen buchtig und untereinander intensiv verzahnt. Meist lösen sie sich stark unzulässig und zeigen so die postkristalline Beanspruchung des Gesteins. Nicht selten sind sie sogar in mehrere ungefähr gleichgroße Subindividuen zerpreßt.

Kleinere Friktionsquarze (ca. 0,01–0,05 mm) säumen oft die Ränder der größeren Körner und sind mitunter sehr zahlreich.

Cordierit

Die Körner haben mehr oder weniger rundliche Formen und sind zumeist vollständig in ein Gemenge von Hellglimmer, Biotit oder Chlorit umgewandelt (Pinitisierung), wobei die so entstandenen Hellglimmer im allgemeinen ziemlich feinschuppig sind. Allerdings können mitunter auch größere Glimmertafeln ausgebildet sein, die durchgehend über ganze Cordierite gewachsen sind. Typisch ist eine bevorzugte Orientierung der Glimmer ungefähr nach den ehemaligen (110) Flächen der Cordierite, ebenso eine feinstlamellare Verwachsung der Hellglimmer mit zum Teil Chlorit, häufiger aber noch mit Biotit. Trotzdem ist der Biotit wie der Chlorit in den Pseudomorphosen nach Cordierit im Vergleich zu den Hellglimmeranteilen stark untergeordnet.

Garbenförmig angeordnete Einschlüsse von Sillimaniten, wie sie in cordieritführenden Gneisen sonst vielfach verbreitet sind, wurden auch in den Cordieriten der Perlgneise einige Male beobachtet, sind hier jedoch eher selten. Als weiterer Einschuß tritt mitunter der Monazit in Erscheinung. Er zeigt in den Piniten deutliche pleochroitische Höfe. Die Formentwicklung dieser Einschußmonazite ist idiomorph bis hypidiomorph gedungen, ihre Größe schwankt zwischen 0,05 und 0,2 mm. Manchmal finden sich auch eingeschlossene Zirkone oder Apatite.

Hellglimmer

Auf Grund ihres Auftretens kann man mehrere Varietäten unterscheiden: Die Hauptmasse der Hellglimmer liegt in den Cordieritpseudomorphosen vor (siehe dort). Zweitens treten ziemlich große Hellglimmer (0,5–1 mm) als Gemengteile der im folgenden noch erwähnten eigentümlichen „inselförmigen“ Feldspat-Quarz-Hellglimmer-Verwachsungen auf. Drittens tritt noch feinschuppiger Hellglimmer an Spaltflächen und Sprüngen des Biotits aber auch tapetenartig an Korngrenzen und Rissen von Plagioklasen auf. Diese Hellglimmer sind offenbar späte Neukristallite, die im Zusammenhang mit der jüngeren tektonischen Beanspruchung der Perlgneise stehen.

Kalifeldspat

Die Kalifeldspate sind in den Perlgneisen eher unauffällig und treten makroskopisch überhaupt nur lokal in pegmatoiden Quarz-Feldspat-Schlieren (Metatekte) in Erscheinung, wo sie als lappige zentimetergroße Aggregate oder auch als Körner mit zunehmend ausgeprägter Idiomorphie bis zu cm-Größe vorkommen können.

Abgesehen von diesen bereits freijugig sichtbaren gröberkörnig pegmatoiden Bereichen finden sie sich vereinzelt auch in Form xenomorpher, bis 3 mm großer Körner, die fast immer zusammen mit Gemengen aus Quarz, Plagioklas und Hellglimmer vorkommen und überaus stark von Myrmekitplagioklasen angegriffen und verdrängt werden. Auch in diesem Fall könnten sie ihre Entstehung einer beginnenden Metatexis verdanken (Kap. Feldspat-Quarz-Hellglimmer-Verwachsungen).

In beiden Fällen zeigt sich der Kalifeldspat jedenfalls mehr oder weniger stark perthitisiert und gegittert. Nicht selten ist er reich an kleinen Quarzeinschlüssen, die ganz verschiedene Orientierung zeigen (keine Myrmekitquarze!). Daß Kalifeldspate in Metatekten oft sehr einschlußreich sind, wurde schon von MEHNERT (1962) aus dem Schwarzwald beschrieben und gilt offenbar auch hier.

Zirkon

Die Korngrößen der Perlgneis-Zirkone liegen in der Regel zwischen 0,05 und 0,15 mm, schwanken jedoch in den verschiedenen Proben in stärkerem Maß. Im allgemeinen zeigen sie kurze Formen (Länge/Breite unter 2), meist rundlich bis oval und xenomorph. In einigen Fällen sind Kristallflächen zu erkennen. Dann besteht eine sehr charakteristische Tracht, nämlich eine Kombination aus (100) + (110) + (101) + (211) mit dominierender Entwicklung der steilen Pyramide (211) (Indices nach PUPIN, 1980).

Im Inneren sind die Körner teilweise klar, häufiger jedoch bräunlich und trüb. Manchmal ist über einem dunklen runden Kern eine eher klare Außenzone weitergewachsen. Letztere sowie vollständig klare Körner haben eher idiomorphe Umriss als trübe.

Zusätzlich sind in sehr vielen Fällen auch noch schmale Randsäume entwickelt, die eine vergleichsweise deutlich niedrigere Licht- und Doppelbrechung aufweisen. Diese jüngsten Bildungen neigen jedoch nicht zur Ausbildung von idiomorphen Kristallflächen.

Auf Grund des Vorherrschens kleiner und rundlicher Zirkonformen und auf Grund des weitgehenden Fehlens bzw. der nur mangelhaften Ausbildung von ebenen Kristallflächen ist anzunehmen, daß die Perlgneiszirkone im großen und ganzen übernommene Sedimentzirkone sind, die durch den sedimentären Transport zugerundet wurden (vgl. z. B. BADER, 1961; HOPPE, 1963; KÖPPEL & GRÜNENFELDER, 1971).

Apatit

Meist bilden die Apatite relativ große, rundliche bis ovale Individuen (Korngrößen 0,25–0,75 mm). Nur in einigen Fällen ist dabei eine Annäherung an eine idiomorphe Form angedeutet. Während diese großen Körner für die Perlgneise recht typisch sind, kommen vereinzelt auch noch kleinere Apatite vor (0,02–0,1 mm), die eine viel ausgeprägtere Idiomorphie haben und zum Teil kurzsäulige, zum Teil stengelige Formen zeigen.

Sowohl die Apatite als auch die Zirkone treten bevorzugt als Einschlußminerale auf. Vielfach sind sie im Biotit eingeschlossen oder an ihn angelagert, jedoch finden sie sich sehr häufig auch als Einschlüsse in Plagioklas, Quarz und zum Teil auch in Cordierit.

Die Art, wie sich die beiden Akzessorien in den Perlgneisen ziemlich regellos auf ihre Wirtminerale verteilen, scheint für Paragneise recht typisch zu sein (vgl. z. B. BADER, 1961). Hingegen sind in den magmatogenen Gesteinen des Untersuchungsgebietes beide Einschlußminerale regelmäßig stark bevorzugt im Biotit eingeschlossen (schätzungsweise zu 80–90 %).

Feldspat-Quarz-Hellglimmer-Verwachsungen

Manchmal beobachtet man in Dünnschliffen von Perlgneisen ziemlich scharf abgegrenzte, oft rundlich, oft etwas oval umrissene Bereiche (ca. 0,5–3 mm groß), die aus einem engverzahnten Gemenge von vorwiegend myrmekitischen Plagioklasen und Quarzen bestehen (Korngrößen 0,05–0,2 mm), über welches größere Hellglimmer (bis 2 mm) kreuz und quer gesproßt sind. Unmittelbar angrenzend befinden sich nicht selten Kalifeldspate, die von solchen Myrmekitplagioklasen vom Rand her verdrängt werden.

Bei diesen Feldspat-Quarz-Hellglimmer-Verwachsungen könnte es sich um Stellen einer Erstaufschmelzung (Schmelzinseln) gehandelt haben, die von Schmelz-Festkörperreaktionen (vgl. THOMPSON & ALGOR, 1977; THOMPSON & TRACY, 1979) mitgeprägt wurden.

4.2. Die Perldiatexite

Im Gelände unterscheiden sich die Perldiatexite von den Perlgneisen im Durchschnitt vor allem durch eine hellere Färbung, durch ein Zurücktreten der Schieferigkeit und eine besser ausgeprägte Idiomorphie der Gemengteile (besonders der Plagioklase) sowie oft durch etwas größeres Korn (mittlere Korngrößen je nach Varietät 2–5 mm).

Die Modalzusammensetzungen der Perldiatexite (Tab. 2, Abb. 5) heben sich von jenen der Perlgneise im allgemeinen durch bedeutend höhere Kalifeldspatanteile, aber auch durch noch etwas größere Plagioklasgehalte ab, während dafür der Cordierit (Pinit) und der Biotit, wie auch der Quarz meist mengenmäßig zurücktreten.

Tabelle 2: Modalzusammensetzungen von Perldiatexiten.
Angaben in Vol.-%; + = akzessorisch vorhanden;
Methodik: Auszählung von 2000 Dünnschliffpunkten.

Nr. Fi-	Plagioklas	K-Feldspat	Quarz	Biotit	Cordierit*)	andere
1	41	21	26	12	+	+
55	38	20	25	16	+	1
92	41	25	17	15	2	+
81	43	7	22	24	2	2
82	34	18	31	13	3	1
122	41	8	27	21	3	1

*) Zum Cordierit wurden auch alle eindeutigen Formrelikte nach Cordierit (Pinite) gerechnet. Hellglimmer oder Biotit, wenn sie in solchen Pseudomorphosen auftreten, wurden dementsprechend als Cordierit gezählt und sind bei den Mengenangaben für Hellglimmer bzw. Biotit nicht berücksichtigt.

Die Perldiatexite haben nach der Nomenklatur von STRECKEISEN (1973) zum Teil granitische, zum Teil granodioritische Zusammensetzung (Abb. 5).

An Akzessorien fanden sich Zirkon, Apatit, Monazit, Titanit, Rutil (Sagenit), Ilmenit, Hellglimmer, Chlorit, Epidot/Klinozoisit und opake Phasen.

In ihrem Aussehen und ihrer Beschaffenheit können die Perldiatexite einem mittelkörnigen Granit (wie etwa dem Mauthausener Granit) bereits sehr nahegekommen. Im Aufschlußbereich ist zwar praktisch in jedem Fall eine schwache herzynisch gerichtete Regelung zu konstatieren, allerdings oft nur als geringfügige Inhomogenität, als nebulitisches, zum Teil streifiges Abwechseln von helleren und etwas dunkleren Partien im dm-bis m-Bereich. Varietäten mit stärker ausgeprägter Paralleltexur sind selten.

Typisch für die Perldiatexite sind die verbreiteten und in ganz variablen Auflösungszuständen befindlichen Xenolitheneinschlüsse, nämlich meist etwa kopfgroße Schollen oder Fische von feinerkörnigen Paragneisen, die ungefähr gleichartig zu sein scheinen wie jene Paragneise, die als Zwischenlagen in den Perlgneisen vorkommen. Nicht selten finden sich auch Amphibolischollen. Die Xenolitheneinschlüsse sind dort, wo sie in Gruppen auftreten, mit ihren Längsachsen und ihrer internen Schieferungsrichtung manchmal gegeneinander verdreht und liefern somit ein Argument für die Annahme einer teilweisen Verflüssigung der Perldiatexite im Laufe ihrer Entstehung.

Unter dem Mikroskop

Während im Handstückbereich und Aufschlußbereich im allgemeinen eine schwache Regelung angedeutet ist, zeigt sich im Dünnschliffbereich meist ein richtungsloses, annähernd äquigranulares und durch die magmatische Ausscheidungsfol-

ge bestimmtes Wachstumsgefüge mit einigermaßen gut ausgeprägter Idiomorphie der Plagioklase, Biotite und zum Teil auch der Kalifeldspate. Freilich ist in manchen Fällen auch im Dünnschliff eine schwache Biotitregelung zu beobachten oder auch eine merkliche Parallelorientierung von länglichen, tafeligen Plagioklasen. Durch solche Mineralregelungen, sowie durch eine bisweilen beobachtbare Anhäufung des Biotits in Nestern oder kürzeren Zügen unterscheiden sich die Mikrogefüge der Perldiatexite von idealen plutonischen Erstarrungsgefügen.

Wie in den Perlgneisen sind auch in den Perldiatexiten bezüglich der Hauptkristallisation jüngere Deformations- und Neukristallisationserscheinungen nicht zu übersehen. So zeigen sich die Spuren einer postkristallinen Deformation an vielen größeren Feldspäten, die verbogen oder zerbrochen sind, aber auch an verbogenen Biotiten oder stark undulös auslöschenden Quarzen. Zu nennen sind in diesem Zusammenhang, wie schon bei den Perlgneisen, neugebildete kleine Quarze und Schüppchen von Biotit und Hellglimmer, die sich an Korngrenzen und Sprüngen der älteren Minerale oder auch entlang mikroskopisch kleiner Scherbahnen befinden.

In der Regel sind die angesprochenen jüngeren Überprägungen allerdings bei weitem nicht so bedeutsam, daß sie die magmatischen Wachstumsgefüge verschleiern könnten. Nur ganz lokal konnte es an besonders stark durchbewegten Zonen zu einer weitgehenden Veränderung des gewohnten, ungefähr gleichkörnigen Gefügebildes und zur Ausbildung starker heteroklastischer Gefüge kommen.

Plagioklas

Der Plagioklas ist fast immer idiomorph bis subidiomorph mit gedrunen isometrischem oder dicktafeligem Habitus. Üblicherweise haben die Körner Anorthitgehalte zwischen 25 und 35. Sehr verbreitet ist ein kontinuierlicher normaler Zonarbau, wobei der Anorthitgehalt vom Kern gegen den Rand um etwa 5–10 abnimmt.

Aber auch sprunghafte Änderungen des Anorthitgehaltes können in ein und demselben Korn auftreten. Mitunter ist zum Beispiel ein relativ schmaler, abgesetzter Außensaum mit einem Anorthitgehalt um 20 anzutreffen, der zwar ebenmäßig am Plagioklashauptkörper angewachsen ist, sich nach außen hin jedoch oft amöboid in die Umgebung fortsetzt.

Manchmal finden sich Fälle, wo durch die unterschiedlichen Auslöschungsschiefen bei gekreuzten Polarisatoren bis zu fünf optisch deutlich voneinander abgesetzte, idiomorphe, die Kristallumrisse nachzeichnende Wachstumszonen mit unterschiedlichen Anorthitgehalten zu erkennen sind (Abb. 4).

Zwillingsbildungen sind sehr häufig anzutreffen. So ist an etwa einem Viertel der Plagioklaskörner eine Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz zu beobachten, und zwar bevorzugt an größeren, mehr dicktafeligen Plagioklasen. Nach statistischen Untersuchungen von GORAI (1951) kann geschlossen werden, daß allein das Vorhandensein einer derartig großen Anzahl von Plagioklasen mit Karlsbader Verzwilligungen als Anzeiger für eine Kristallisation dieser Feldspate aus einer Silikatschmelze zu werten ist.

Außerdem spricht auch die meist ungeradlinig verlaufende Zwillingsnaht der Karlsbader Zwillinge für ein magmatisches Plagioklaswachstum (KÖHLER & RAAZ, 1945).

Polysynthetische Verzwilligung nach dem Albitgesetz ist an den meisten Plagioklasen zu sehen. Es treten daher auch dementsprechend viele Albit/Karlsbader Komplexzwillinge auf. Eher selten sind Periklinlamellen.

Einschlüsse fremder Minerale sind in den Plagioklasen der Perldiatexite allgemein nicht sehr häufig. Erwähnenswert sind lediglich hin und wieder auftretende Einschlüsse kleiner idiomorpher Biotite (um 0,2 mm), die vielfach nach den Kristallflächen des Wirtes geregelt sind und daher am ehesten als epitaktische Anlagerungen während der Kristallisation des Wirtsplagioklases in der Schmelze erklärbar sind (vgl. FRASL, 1954; KRAUS, 1962).

Von ähnlicher Erscheinung, jedoch wahrscheinlich ganz anderer Entstehung (nämlich einer sekundären) sind auch die mitunter zu beobachtenden antiperthitischen Kalifeldspateinwachsungen, die meist rechteckige, gut idiomorphe Körper (ca. 0,01–0,1 mm groß) bilden. Manchmal sind sie an bestimmten Wachstumsschalen des Plagioklaskornes deutlich angereichert.

Bevorzugt in den Kernpartien, aber auch entlang von Rupturen können die Plagioklase manchmal auch von einer sekundären Phyllosilikatbildung betroffen sein.

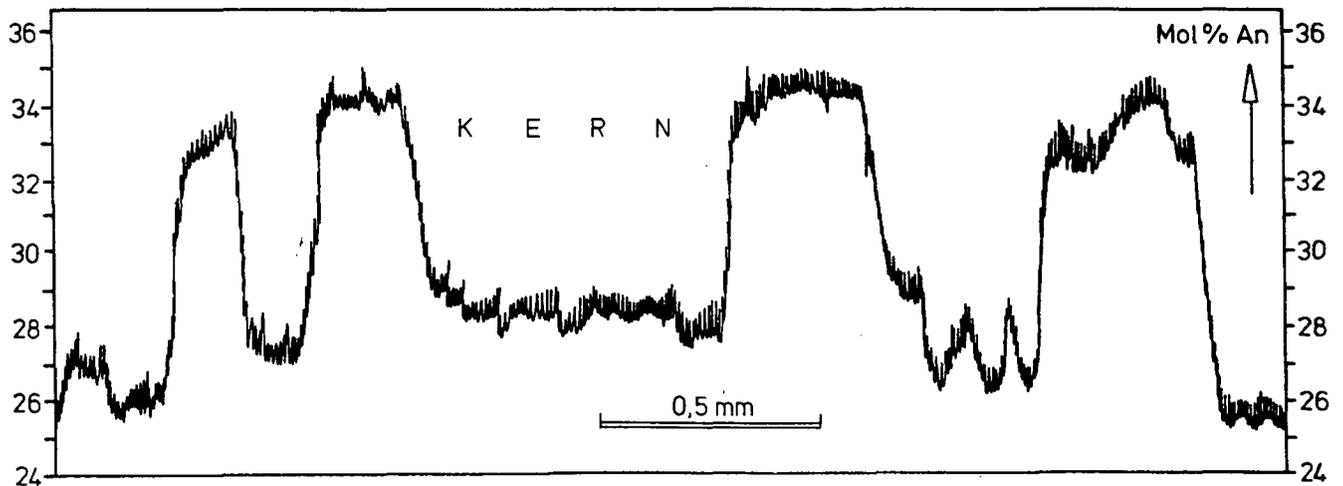


Abb. 4: Der Anorthitgehalt in einem oszillierend zonargebauten Perthitexit-Plagioklas (Mikrosondenaufnahme des Kalziumgehaltes, Linescan).

Aus den mikroskopischen Beobachtungen kann mit großer Wahrscheinlichkeit abgeleitet werden, daß die Plagioklase der Perthitexite in einer Schmelze gewachsen sind. Kurz zusammengefaßt kommen zur allgemein guten Idiomorphie der Körner als weitere Kriterien für magmatisches Kristallwachstum der bisweilen zu beobachtende idiomorphe Schalenbau (Abb. 4) (vgl. VANCE, 1962, 1965; SMITH & LOFGREN, 1983) und die beschriebene Art der Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz (KÖHLER & RAAZ, 1945; GORAI, 1951).

Der unterschiedliche Grad der Idiomorphie, sowie die Art des Zonarbaues und der auftretenden Zwillingsgesetze sind damit auch die wesentlichsten Unterschiede zu den Plagioklassen der Perlgneise, die alle diese Anzeichen für ein Wachstum in einer Schmelze nicht aufweisen.

Kalifeldspat

Der Kalifeldspat zeigt sich im allgemeinen weniger gut idiomorph als der Plagioklas. Zwar deutet er in etlichen Fällen eine gedrungene dicktafelige Eigengestalt an, doch ist er manchmal auch bloß zwickelfüllend. Nur ausnahmsweise tritt er porphyrisch auf und geht über 5 mm Größe hinaus.

Primäre Wachstumszwillinge sind beim Kalifeldspat seltener als beim Plagioklas. In geeigneten Schnittlagen ist sowohl eine scharfe Mikroklingitterung als auch eine fasrige bis adrige, jedoch meist nur schwache Perthitentmischung zu beobachten.

Mitunter beobachtet man eine sekundäre, vom Kornrand ausgehende Verdrängung des Kalifeldspates durch myrmekitische Oligoklas (An um 20)-Quarz-Verwachsungen.

Biotit

Die Biotite der Perthitexite sind in der Regel als Scheiterbiotite entwickelt. Ihr Pleochroismus geht von schwach gelbbraun (n_x) bis zu einem kräftigen braun, oft mit rötlichem Einschlag ($n_{y,z}$).

Einschlüsse von Apatit und Zirkon sind sehr zahlreich, zum Teil tritt auch der Monazit als Einflußmineral auf. Um beide letztgenannten Minerale sind stets sehr deutliche Strahlungshöfe ausgebildet.

An sekundären Einschlüssen finden sich oft der Rutil (Sagenit), der Ilmenit und mitunter auch der Titanit. Weiters kann der Biotit zum Teil streifig in Muskovit, häufiger aber noch in Chlorit umgewandelt sein.

Quarz

Im Vergleich zu den Perlgneisen, wo er vielfach lagenweise oder in Linsen angereichert ist, ist der Quarz in den Perthitexiten wesentlich homogener verteilt und füllt hier vor allem die Zwickelräume zwischen den Feldspatkörnern. Neben diesen magmatischen Zwickelquarzen treten noch, allerdings volummäßig weit untergeordnet, kleinere Myrmekitquarze und Friktionsquarze in Erscheinung.

Cordierit

In einigen Perthitexit-Varietäten kommen Pseudomorphosen nach Cordierit (Pinite) vor. Sie bestehen aus groben Hellglimmern und untergeordnet Biotiten (0.2–0.5 mm), die zu einige mm großen „Nestern“ verwachsen sind.

Die Pinitisierung der Cordierite ist in den Perthitexiten augenscheinlich weiter fortgeschritten als in den Perlgneisen, wie aus den größeren Glimmern und den stärker verwischten Korngrenzen der Pseudomorphosen zu erkennen ist.

Zirkon

Im Streupräparat zeigen die Zirkone der Perthitexite eine große Vielfalt an Kornformen. So sind einerseits xenomorphe, rundliche Körner vorhanden (Länge/Breite unter 2), andererseits jedoch auch eine ganze Palette von verschiedenen langen prismatischen idiomorphen Formen bis hin zu extrem langen und dünnen Kristallen (l : b bis 7). Sehr häufig treten an den Zirkonen charakteristische Wachstumsbehinderungen auf, wie rundliche Einbuchtungen oder auch klöppelförmige Verdickungen an einem oder an beiden Enden (Szepterwachstum).

Die Kornlängen der Zirkone liegen im allgemeinen zwischen 0.05 und 0.2 mm. Die Zirkone der Perthitexite sind damit durchschnittlich deutlich größer (speziell länger) als die Perlgneiszirkone und daneben vergleichsweise auch viel häufiger idiomorph ausgebildet. In der Regel treten vier Kristallflächen in Kombination auf, nämlich die beiden Prismen (100) und (110) und die zwei verschieden steilen Pyramiden (101) und (211). Die steile Pyramide (211) ist im allgemeinen größer ausgebildet als die flache.

In ihrem Inneren sind die Zirkone meist farblos und klar, bisweilen kommen dunkle Kerne einer älteren Zirkongeneration vor. Andererseits sind viele, vor allem größere Kristalle, sehr reich an Fremdeinschlüssen, wobei es sich oft um Flüssigkeits- oder Gaseinschlüsse zu handeln scheint, vielfach jedoch auch um Apatite, die besonders häufig sehr lange, nadelige Formen bilden und parallel zur Zirkonlängsachse eingewachsen sind.

Diese epitaktischen Anlagerungen von Apatitkristalliten (FRASL, 1963) sowie die oftmals langprismatisch-idiomorphe Zirkonausbildung sind deutliche Anzeigen dafür, daß die Zirkone der Perthitexite zumindest zum Teil in der diatektischen Schmelze gewachsen sind. (vgl. z. B. HOPPE, 1963; KÖPPEL & GRÜNENFELDER, 1971; KÖPPEL & SOMMERAUER, 1974; SCHULZ & PROPACH, 1981).

Umgekehrt scheint die Xenomorphie mancher kleinerer rundlicher Zirkonkörner darauf hinzuweisen, daß zusätzlich neben den idiomorphen, verschieden lang prismatischen „magmatischen“ Formen in den Perthitexiten auch noch ältere, aus Paragneisen stammende „sedimentogene“ Zirkone vorhanden sind.

Die besondere Häufigkeit von „wachstumsbehinderten“ Zirkonformen könnte ein Hinweis darauf sein, daß während des Zirkonwachstums noch etliche „wachstumsstörende“ Reliktminerale vorhanden waren, daß also die Perthitexite nie restlos aufgeschmolzen waren.

Apatit

Die Apatite der Perthitexite unterscheiden sich in ihrer Ausbildung von jenen der Perlgneise. Während letztere meist keine nennenswerte Eigengestalt aufweisen, zeigen sich die Apatite in den Perthitexiten fast immer gut idiomorph. In der Regel sind sie kurzprismatisch dicksäulig ausgebildet, manchmal

kommen jedoch auch langprismatische Formen vor. Die Korngrößen liegen im allgemeinen zwischen 0.05 und 0.2 mm. Die Kristalle sind damit interessanterweise kleiner als die meisten Apatite der Perlgneise.

Jedenfalls weist die Idiomorphie des Apatits in den Perldiatexiten auf seine magmatische Kristallisation aus der Diatexiterschmelze hin.

Die typischen Einschlüßminerale Apatit und Zirkon zeigen in den Perldiatexiten einen auffällig konstanten Verteilungsmodus auf ihre verschiedenen Wirtsminerale. So sind generell etwa 80–90 % dieser Akzessorien im Biotit eingeschlossen oder an dessen Kornrändern angelagert. Die wenigen anderen befinden sich zum größten Teil als Einschlüsse im Plagioklas. Die ausgesprochen starke zahlenmäßige Bindung beider Einschlüßminerale an den Biotit ist vermutlich in der magmatischen Kristallisationsfolge begründet (vgl. KRAUS, 1962). In den Perldiatexiten ist jedenfalls sowohl der Zirkon als auch der Apatit in weit stärkerem Maß an den Biotit gebunden als in den im überwiegend festen Aggregatzustand umkristallisierten Perlgneisen (siehe Kap. 4.2.).

4.3. Die Weinsberger Granite

Unter dem Begriff „Weinsberger Granit“ (KÖHLER & MARCHET, 1941) wird der großkörnige Granit mit porphyrischen Kalifeldspaten verstanden, der im östlichen Mühlviertel und westlichen Waldviertel weit verbreitet ist, aber auch im westlichen Mühlviertel auftritt. Im bayerischen Raum kommt ein mit dem Weinsberger Granit in vieler Hinsicht übereinstimmender Granittyp vor, der dort jedoch üblicherweise als Kristallgranit I bezeichnet wird. Bisher liegen genauere petrographische Studien von KRAUS (1962) aus dem bayerischen Gebiet und von KURAT (1962, 1965) aus dem österreichischen Hauptverbreitungsgebiet vor.

Der im Gebiet der Donauschlingen auftretende Weinsberger Granit ist ein betont quarzreicher Granit. Von zwei Proben wurde die Modalzusammensetzung ermittelt (vgl. Tab. 3).

Tabelle 3: Modalzusammensetzungen von Weinsberger Graniten. Angaben in Vol.-%; Methodik: 1. Ermittlung des Mengenverhältnisses Porphyrikalifeldspate/Grundmasse durch Auszählung von 1000 Rasterpunkten an Großhandstücken; 2. Ermittlung der Grundmassezusammensetzung in Dünnschliffen durch Auszählung von 2000 Punkten.

Nr. Fi-	Plagioklas	K-Feldspat	Quarz	Biotit	andere
2	34	35	17	13	1
145	32	41	19	7	1

Beide Proben haben nach STRECKEISEN (1973) zwar noch granitische Zusammensetzung, liegen jedoch schon hart an der Grenze zum Quarzmonzonit (Abb. 5).

Neben den Hauptgemengteilen konnten noch folgende Akzessorien festgestellt werden: Zirkon, Apatit, Orthit, nicht näher bestimmte Erze, sekundär Titanit, Rutil (Sagenit), Ilmenit, Epidot/Klinozoisit, Chlorit und Hellglimmer.

Die Modalzusammensetzung der beiden Proben stimmt relativ gut mit den von KURAT (1965) für einige Weinsberger Granite aus dem Hauptverbreitungsgebiet im östlichen Mühlviertel angegebenen Modalzusammensetzungen überein.

Im Großbereich vermittelt der Weinsberger Granit im Gebiet der Donauschlingen, hervorgerufen einerseits durch lokale Korngrößenschwankungen sowohl bei den Großkalifeldspaten als auch beim Korn der Grundmasse, andererseits durch eine stellenweise beobachtbare

postkristalline Verschieferung, nicht jenes typische, einheitliche und betont massige Erscheinungsbild, welches dem Granit in seinem Hauptverbreitungsgebiet im westlichen Waldviertel und östlichen Mühlviertel eigen ist.

Vielfach kann an den Weinsberger Graniten des Arbeitsgebietes eine Parallelregelung der Großkalifeldspate festgestellt werden, wie sie im westlichen Mühlviertel allgemein weit verbreitet ist (vgl. FUCHS & THIELE, 1968). Diese Erscheinung tritt jedoch keineswegs bevorzugt an den tektonisch stärker überprägten Weinsberger Granittypen auf, ganz im Gegenteil zeigen vielfach die massigsten, sauersten und der Tektonisierung am wenigsten ausgesetzten Varietäten diese Einregelung der Kalifeldspate am ausgeprägtesten. Das legt den Schluß nahe, daß diese Art der Kornregelung noch im schmelzflüssigen Zustand zustande gekommen ist.

In seiner durchschnittlichen Entwicklung führt der Weinsberger Granit 2–3 cm große, weißliche bis schwach graue Mikrokline. Diese sind häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt.

Bedeutend kleiner als der Kalifeldspat sind die Minerale der Grundmasse (3–6 mm). Der Plagioklas ist zu meist etwas weißlichtrüb und tritt idiomorph bis subidiomorph in dicktafeligen Formen in Erscheinung. Die Biotite sind sehr kräftig schwarzbraun gefärbt. Der Quarz ist am Handstück meist in Form einer grauen bis graubraunen, glasigen, zwickelfüllenden und körnig zerbrochenen Masse zu sehen. Gegenüber den meisten Vorkommen des Weinsberger Granits im östlichen Mühl- und im Waldviertel sind alle Kornsorten durchschnittlich etwas kleiner.

Im Gelände beobachtet man manchmal Einschlüsse von dunklen, rundlichen, bis halbmetergroßen Xenolithschollen von dioritischer, tonalitischer oder granodioritischer Zusammensetzung und magmatogener Herkunft. Diese Schollen dürften von der gleichen Qualität sein, wie sie auch in den Schlierengraniten auftreten und dort noch viel häufiger sind (Kap. 4.4.).

Unter dem Mikroskop

Die Minerale sind im Weinsberger Granit im allgemeinen weitgehend regellos und ziemlich gleichmäßig verteilt. Die porphyrisch entwickelten Kalifeldspate sowie die Matrixminerale Plagioklas und Biotit bilden entsprechend der magmatischen Ausscheidungsfolge in der Regel idiomorphe bis subidiomorphe Formen. Der Quarz hingegen füllt die Zwickel. Übrigens kann auch der Kalifeldspat manchmal zwickelfüllend auftreten.

Das magmatische Wachstumsgefüge ist in einigen Fällen von postkristalliner Deformation stärker überprägt. Vor allem an den Feldspaten, aber auch an Biotiten und Quarzen ist diese Deformation in Form von Verbiegungen, Sprüngen und wandernder bzw. undulöser Auslöschung unschwer ablesbar. Es kommt auch zur Entstehung von Friktionsquarzen und Glimmerschuppen (0,02–0,2 mm), die in stärker „vergneisten“ Partien zu einer feinkörnigen Grundmasse zusammentreten, in der dann vor allem Großfeldspate „schwimmen“.

Plagioklas

Die Plagioklase haben im allgemeinen Anorthitgehalte zwischen 25 und 40. Sehr verbreitet ist ein schwacher normaler Zonarbau, wobei der Anorthitgehalt in den Plagioklaskernen über 30 liegt und allmählich gegen die Kornränder bis auf etwa 25 zurückgeht, ohne daß es zu sprunghaften Änderungen oder Rekurrenzen kommt. Nur selten kann man mehrere voneinander abgegrenzte, idiomorphe Wachstumsschalen beobachten. Etwas öfter sind hingegen ganz schmale und optisch deutlich abgesetzte Randsäume mit Anorthitgehalten von etwa 18 bis 20 ausgebildet, die am Plagioklashauptkörper zwar einigermaßen idiomorph ansetzen, nach außen hin jedoch fast immer stark buchtig sind und sich mitunter in die Zwickelräume zwi-

schen anderen Mineralen fortsetzen können und diese ausfallen.

Erwähnenswert ist noch, daß die in den Großkalifeldspaten eingeschlossenen Plagioklase durchwegs höhere Anorthitgehalte (40 und mehr) aufweisen als die übrigen Plagioklase. Sie sind wohl bei relativ höheren Temperaturen kristallisiert als die spätere Hauptgeneration (vgl. KRAUS, 1962).

An etwa einem Viertel aller Plagioklase sind primäre magmatische Verzwillingungen nach dem Karlsbader Gesetz zu erkennen, wobei vielfach die in Magmatiten weit verbreitete ungeradlinige Zwillingsatur auffällt (vgl. KÖHLER & RAAZ, 1945). Da nahezu alle Plagioklase polysynthetisch nach dem Albitgesetz verzwillingt sind, können zudem immer wieder Albit-Karlsbader-Komplexzwillinge beobachtet werden. Auch Periklinlamellen können vorkommen, sind jedoch seltener.

In größerer Zahl treten in Plagioklasen manchmal Einschlüsse von Biotiten in Erscheinung. Diese sind zum Großteil nach den idiomorphen Wachstumsflächen des Wirtskristalles orientiert und meist auffällig stark chloritisiert. Wie die idiomorphen Einschlüßplagioklase in den Kalifeldspaten (FRASL, 1954) sind auch diese Biotite als epitaktische Anlagerungen während des Kristallwachstums des Plagioklases in der Granitschmelze zu deuten (FRASL, 1954; KRAUS, 1962).

Vielfach sind in den Plagioklasen der Weinsberger Granite auch sekundäre „antiperthitische“ Kalifeldspateinwachsungen (0,02–0,2 mm) zu erkennen, die meist schärfer abgegrenzte, nach dem Kristallgitter des Wirtes orientierte, annähernd rechteckige Körperchen bilden.

Eine gegenüber der magmatischen Plagioklaskristallisation jüngere Wachstumsphase liegt in Form von Myrmekitplagioklasen vor. Sie wuchern bevorzugt von den Korngrenzen ausgehend in den Kalifeldspat hinein und verdrängen ihn recht augenscheinlich. Die Anorthitgehalte solcher Myrmekitplagioklase liegen bei etwa 20.

Kalifeldspat

Der Kalifeldspat des Weinsberger Granits zeigt meist eine scharfe Mikroklingitterung sowie eine wechselnd starke Perthitierung (Aderperthite). Der Volumsanteil der dabei sichtbar entmischten Phase beträgt schätzungsweise bis zu 10 % des Gesamtkornes. An einigen Großkalifeldspaten wurden röntgenographisch die Triklinitätsindices (GOLDSMITH & LAVES, 1954 a,b) bestimmt. Sie erwiesen sich stets größer als 0,95 und zeigen so die nahezu vollständige Triklinisierung dieser Kalifeldspate an.

Der Habitus der Kristalle ist meist dicktafelig idiomorph bis subidiomorph. Häufig sind wie beim Plagioklas Karlsbader Zwillinge mit ungeradlinigen Zwillingsnähten zu erkennen.

Ein primärer Zonarbau kann mitunter durch eine wechselnde Stärke der Perthitierung sichtbar werden (Zonarperthit), wodurch ein vom Kern ausgehender Schalenbau abgebildet wird. Eine derartige Beobachtung ist nach FRASL (1954) ebenso als Argument für ein magmatisches Wachstum des Kalifeldspats zu werten wie die bereits makroskopisch oft sichtbare Einschlüßorientierung von wenigen mm großen Plagioklasen. Letztere sind als relativ frühe magmatische Plagioklasengeneration aufzufassen und haben sich während der Kristallisation des Kalifeldspats an den Wachstumsendflächen epitaktisch angelagert (FRASL, 1954).

Biotit

Der Biotit ist wie üblich tafelig nach der Basis und bildet randlich etwas ausgefranste Scheiter. Er zeigt dunkle, kräftig rötlichbraune ($n_{y,z}$) bis hellgelbbraune (n_x) Farben. Häufig sind Einschlüsse von Apatit und Zirkon, wobei um letztere intensive pleochroitische Höfe ausgebildet sind.

Wie schon KURAT (1962) feststellt, haben die Biotite des Weinsberger Granits nicht mehr ihre ursprüngliche Zusammensetzung: Sagenitgitterung, Titanit- und Erzausscheidungen sind an nahezu jedem Biotit in irgendeiner Form zu beobachten. Mitunter können einzelne Biotite auch in schichtigen Teilbereichen in Muskovit oder häufiger noch in Chlorit umgewandelt sein, was stets mit einer ausgesprochen intensiven Ausscheidung von Titanmineralien verbunden ist.

Quarz

Zumeist füllt der Quarz die Zwickel zwischen Feldspaten und Biotiten und bildet in diesen Fällen größere Individuen (0,5 bis 3 mm). Diese Quarze zeigen üblicherweise undulöse Auslöschung und können mitunter auch in ein Hautwerk von kleineren Körnern zerpreßt sein.

An Korngrenzen kommt es nicht selten zur Bildung kleiner Friktionsquarze (0,01 bis 0,1 mm), die jedoch nur in stark tektonisierten Weinsberger Graniten mengenmäßig bedeutsam werden können. Der Vollständigkeit halber sind noch jene sehr kleinen, tropfen- oder wurmförmigen Quarzbildungen zu nennen, die in myrmekitischen Verwachsungen mit Plagioklasen auftreten (Myrmekitquarze).

Zirkon

Die Kornlängen der Kristalle liegen in der Regel zwischen 0,1 und 0,2 mm und damit etwa ein Viertel bis ein Drittel unter den Werten, die KURAT (1962) bei einigen anderen Weinsberger Granitvorkommen aus dem östlichen Mühlviertel gemessen hat, was auch mit der durchschnittlich größeren Ausbildung der Biotite und Feldspate im dortigen Gebiet in Einklang steht. Abgesehen von ihrer Größe sind die Zirkone aus dem Weinsberger Granit des hiesigen Arbeitsgebietes jedoch ungefähr gleich ausgebildet wie jene von KURAT beschriebenen, und es konnten hier prinzipiell auch wieder die zwei verschiedenen Zirkonhaupttypen des Weinsberger Granits (Typ A und B sensu KURAT, 1962) gefunden werden. Da in den untersuchten Proben stets weitaus der Großteil der Zirkone dem Typ B nahesteht, wird dieser als erstes behandelt:

○ Die Zirkone des Typs B:

Diese Zirkone sind für den Weinsberger Granit im Gebiet der Donauschlingen ganz charakteristisch. Vielfach sind die Kristalle sehr scharfkantig und streng idiomorph. Daneben können jedoch auch in verschiedener Häufigkeit Formen mit weniger ausgeprägter Idiomorphie auftreten.

In seinem Inneren ist der Typus B zum Teil klar, zum Teil jedoch auch etwas bräunlich, in selteneren Fällen mitunter sogar dunkelbraun und nahezu undurchsichtig. Auffällig ist stets eine besonders hohe Lichtbrechung. Oft sind die Kristalle von etlichen Rissen und Sprüngen durchsetzt.

Typisch für die Zirkone des Typs B ist die Tracht (100) + (110) + (101) + (211) mit Dominanz von (100) und (101).

Ein zonarer Schalenbau ist in den Zirkonen des Typs B weit verbreitet, wobei über den ganzen Kristall verteilt vom Kern bis zum Rand meist etliche idiomorphe Zonen unterschieden werden können. Sie weisen durch diese streng idiomorphe Formentwicklung auf das unbehinderte Wachstum in der Weinsberger Granitschmelze hin. Mitunter treten in den Zirkonen kleine, stengelige Einschlüsse in Erscheinung (wahrscheinlich überwiegend Apatite), die im allgemeinen nach den Wachstumsendflächen der Zirkone orientiert sind und die daher als epitaktisch an den wachsenden Zirkonkristall angelagerte, frühestmagmatische Kristallite zu deuten sind (vgl. FRASL, 1963). Nicht selten finden sich Kerne einer älteren Zirkongeneration, die meist rundlich, gänzlich trüb und zugleich bräunlich sind.

○ Die Zirkone des Typs A:

1) Die Kristallformen der Zirkone des Typs A sind in der Regel besonders lang und dünn (Länge/Breite meist über 3), während die Kristalle des Typs B vergleichsweise dicker und gedrungener sind und eher mittlere Elongationen zeigen (l/b um 2,5). Von der Tracht her bestehen keine augenfälligen Unterschiede, nur die steile Pyramide (211) ist beim A-Zirkon vielleicht durchschnittlich etwas besser ausgebildet.

2) Die Idiomorphie scheint vergleichsweise beim Typ A durchschnittlich etwas weniger gut ausgeprägt zu sein. Vor allem Wachstumsbehinderungen sind hier häufiger zu beobachten.

3) Die Kristalle sind fast immer farblos und klar. Zonarbaue und dunkle Kerne fehlen zumeist, dafür sind oft reichlich Einschlüsse vorhanden (Apatite, Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse). Die kristallinen Einschlüsse sind dabei sehr häufig nach den Wachstumsendflächen der Zirkone orientiert und daher als epitaktische Anlagerungen während der magmatischen Zirkonkristallisation zu verstehen.

4) Die Licht- und Doppelbrechung der Typ A Zirkone dürfte im allgemeinen geringfügig niedriger sein als die der Typ B Zirkone.

Apatit

Der Apatit kann bis zu 0,5 mm groß werden, meist liegen seine Korngrößen jedoch zwischen 0,05 und 0,2 mm. Er zeigt fast immer gedrungenen und kurzprismatischen Habitus und dabei häufig sechsseitige Querschnitte, also idiomorphe Formen. Eine abweichende Ausbildung, nämlich eine viel mehr

langstengelige, haben dagegen die in den Zirkonen eingeschlossenen Apatite, die offenbar für die früheste magmatische Bildungsphase bezeichnend sind.

Die Apatite und die Zirkone des Weinsberger Granits sind im wesentlichen an den Biotit gebunden und entweder darin eingeschlossen oder an seinen Kornrändern angesammelt. Der Grund für diese extreme Anhäufung der beiden Akzessorien im und beim Biotit liegt in der magmatischen Ausscheidungsfolge der Minerale aus der Granitschmelze (vgl. KRAUS, 1962).

4.4. Die Schlierengranite

Die Schlierengranite präsentieren sich schon im Gelände ausgesprochen massig und zeigen in ihren geomorphologischen Erscheinungsformen große Ähnlichkeit zu den Weinsberger Graniten. Wie diese bauen sie eigentümliche Flachkuppen auf oder bilden die verschiedensten Blockgebilde aus (vgl. PIPPAN, 1955). Vor allem aber durch das grobkörnige und porphyrische Aussehen ist in den allermeisten Fällen eine mehr oder weniger ausgeprägte makroskopische Ähnlichkeit zu den Weinsberger Graniten zu konstatieren.

Der meist um 1 bis 2 Zentimeter große, porphyrische, entweder weißlich bis weißlichgrau oder zum Teil auch etwas rötlich gefärbte Kalifeldspat der Schlierengranite ist allerdings, ebenso wie die Minerale der Grundmasse (2–5 mm), in der Regel kleiner als im Weinsberger Granit und, obzwar er schon meist eine dicktafelige Eigengestalt andeutet, im allgemeinen auch nicht ganz so ausgeprägt idiomorph. Zudem ist er oft nicht so gleichmäßig im Gestein verteilt, sondern häufig in cm bis einige dm dicken Lagen und Schlieren stärker angereichert.

Vor allem diese unregelmäßige Verteilung der Kalifeldspate erzeugt in den Schlierengraniten einen charakteristischen schlierigen Wechsel von helleren und dunkleren Gesteinsanteilen, der zu einer meist zwar schwachen, aber typischen, im großen und ganzen herzynisch gerichteten Regelung, einem unruhigen schlierig-streifigen Erscheinungsbild im Aufschluß führt. Vielfach sind auch die Großkalifeldspate selbst geregelt. Eine eigentliche Schieferung (Vergneisung) ist in den Schlierengraniten wie im Weinsberger Granit hingegen nur lokal vorhanden.

Im allgemeinen sind die großen Kalifeldspate in den Schlierengraniten nicht so häufig wie im Weinsberger Granit, sodaß die vor allem aus Plagioklas, Quarz und Biotit bestehende mittelkörnige Grundmasse mehr den farblichen Eindruck bestimmt und die Gesteine dunkler wirken. Die Biotite neigen vielfach etwas zur Aggregation.

Außerdem sind in den Schlierengraniten bis zu 1 cm große, dunkelgrüne Amphibole oder seltener auch ebensogroße und idiomorphe dunkelrotbraune Titanite zu beobachten. Beide genannten Minerale sind übrigens in den kalifeldspatreicheren hellen Schlieren der Granite am größten ausgebildet, wobei die Amphibole kurzprismatisch sind und die Titanite vielfach ihre typischen Briefkuvertformen zeigen.

In den Schlierengraniten sind Einschlüsse von meist halbmeter- bis metergroßen magmatogenen Schollen verbreitet, vorwiegend dioritisch oder granodioritisch bis tonalitisch zusammengesetzte Gesteine, die relativ dunkler und feinkörniger sind als ihre Umgebung und rundliche, mehr oder weniger ovale Formen zeigen. Zum Teil sind die Schollen scharf begrenzt, zum ande-

ren scheinen sie sich oft randlich in den Schlierengraniten aufzulösen. Die recht allgemeine Verbreitung dieser dunklen magmatogenen Schollen wie auch das Auftreten von Amphibolen und großen Titaniten unterscheidet die Schlierengranite ganz deutlich von den Perldiatexiten, wo solche Erscheinungen nicht gefunden werden konnten.

Andererseits fällt auf, daß Paragneisschollen, wie sie zum Beispiel in den Perldiatexiten häufig eingeschlossen sind, in den Schlierengraniten und Weinsberger Graniten nur viel seltener anzutreffen sind.

Die Schlierengranite können örtlich ziemlich unterschiedlich und variabel ausgebildet sein (manchmal sogar im Aufschlußbereich). So gibt es beispielsweise verschieden grobkörnige Varietäten, Typen mit vorwiegend rötlichen Kalifeldspaten, unterschiedlich stark amphibolführende Abarten und Schlierengranite mit mehr und mit weniger dunklen Xenolithschollen. Auch ist die Schlierentextur lokal ganz unterschiedlich ausgeprägt und manchmal überaus deutlich wahrnehmbar, während sie in anderen Fällen wieder nahezu verschwinden kann. Sehr oft ist mit einer stärkeren Amphibolführung eine Abnahme der Idiomorphie und Größe der prophyrischen Kalifeldspate und ein Hervortreten des schlierigen Gefügebildes verbunden.

Neun Proben von Schlierengraniten wurden auf ihren Modalbestand untersucht (Tab. 4).

Tabelle 4: Modalzusammensetzungen von Schlierengraniten.
Angaben in Vol.-%; + = akzessorisch vorhanden;
Methodik: Erläuterung siehe Tab. 3.

Nr. Fi-	Plagioklas	K-Feldspat	Quarz	Biotit	Amphibolit	Titanit	andere
17	32	37	22	8	+	+	1
19	33	30	29	8	+	+	+
31	35	33	20	12	+	+	+
34	36	24	21	18	-	+	1
73	34	28	26	11	-	+	1
74	38	25	30	7	+	+	+
78	50	14	18	17	-	+	1
79	44	16	34	6	-	+	1
86	42	16	19	18	3	2	+

Im Dreiecksdiagramm nach STRECKEISEN (1973) liegen die Schlierengranite zum Großteil im Granitfeld, zum Teil im Granodioritfeld und ungefähr zwischen den Weinsberger Graniten und den Perldiatexiten (vgl. Abb. 5). Gegenüber den Weinsberger Graniten sind sie durchschnittlich kalifeldspatärmer aber etwas quarz-, biotit- und plagioklasreicher, gegenüber den Perldiatexiten vor allem kalifeldspatreicher und biotitärmer.

Akzessorisch wurden noch folgende Minerale nachgewiesen: Zirkon, Apatit, Orthit, Pyroxen, Pyrit, Magnetit sowie Hämatit, Epidot, Rutil (Sagenit), Ilmenit, Muskovit und Chlorit.

Unter dem Mikroskop

Im großen und ganzen ist das Korngefüge der Schlierengranite im Dünnschliffbereich ähnlich wie beim Weinsberger Granit und entspricht der magmatischen Kristallisationsfolge und der anschließenden endomagmatischen Restkristallisation. Kaum einmal ist eine Regelung von Kornsorten sichtbar.

Wie die Perlgnese, Perldiatexite und Weinsberger Granite wurden aber auch die Schlierengranite von unterschiedlich starker späterer Deformation betroffen. Neben Verbiegungen, Sprüngen etc. an den Hauptkornsorten beobachtet man damit im Zusammenhang auch wieder die Bildung von kleinen Frikationsquarzen und Biotitschüppchen an den Kornrändern der älteren Minerale oder entlang mikroskopisch kleiner Scherzo-

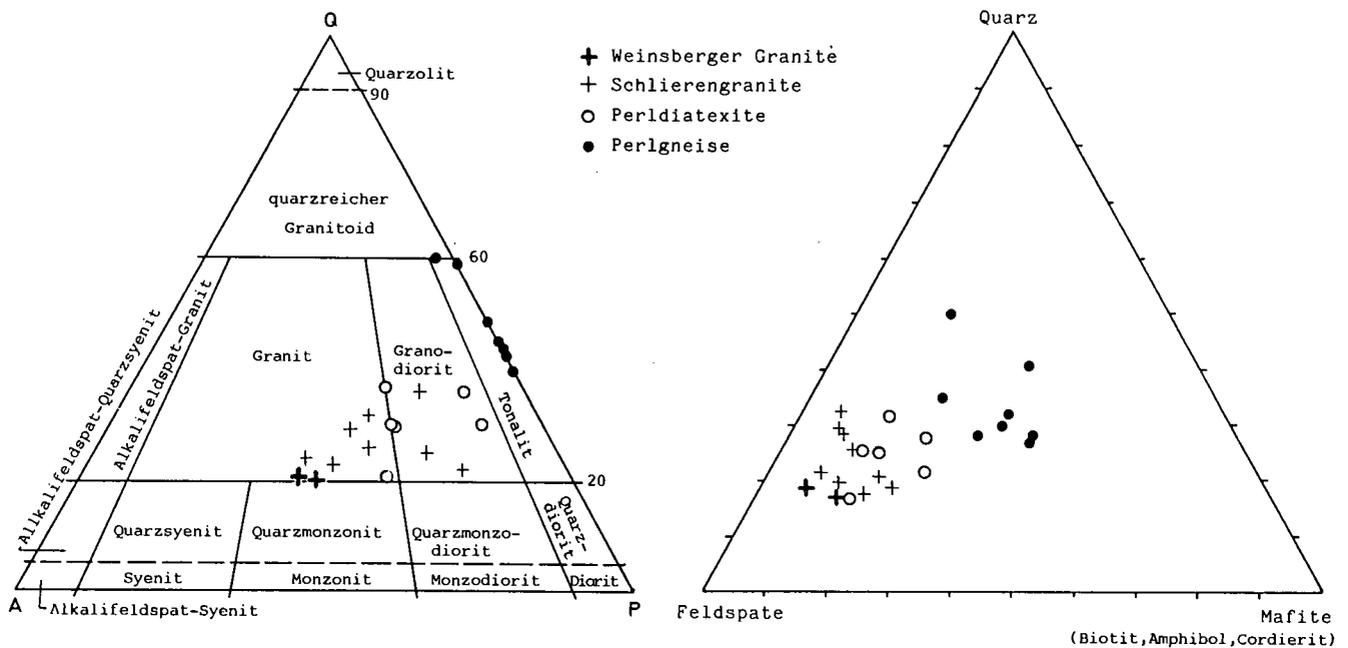


Abb. 5: Darstellung von Perlgneisen, Perldiatexiten, Schlierengraniten und Weinsberger Graniten aus dem Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl im Dreieck nach STRECKEISEN (1973) und im Dreieck Feldspate – Quarz – Mafite.

nen. Aber nur ganz lokal wurde das magmatische Wachstumsgefüge durch besonders starke Kataklyse in größerem Ausmaß überprägt.

Plagioklas

Die in der Regel hypidiomorphen bis idiomorphen Plagioklasen der Schlierengranite zeigen meist einen gedrungenen dicktafeligen Habitus. Wie im Weinsberger Granit liegen ihre Anorthitgehalte im allgemeinen zwischen 25 und 40, wobei in den meisten Fällen auch der für den Weinsberger Granit typische, normale kontinuierliche Zonarbau entwickelt ist, und die Anorthitgehalte, die in den Zentralbereichen regelmäßig über 30 liegen, gegen die Ränder um 5–10 abnehmen. An einigen Körnern ist auch wieder eine schmale, abgesetzte Randzone ausgebildet (An 18 bis 20), die sich amöboid in die Zwickelräume fortsetzen kann.

Daß die Plagioklasen der Schlierengranite ebenso wie jene der Weinsberger Granite im wesentlichen magmatischer Natur sind, zeigt das häufige Auftreten von Karlsbader-Zwillingen mit ungeradliniger Zwillingsstür (KÖHLER & RAAZ, 1945; GORAI, 1951).

Ebenso verbreitet und augenscheinlich von der gleichen Art wie in den Weinsberger Graniten finden sich auch in den Schlierengraniten Antiperthit- und Myrmekitbildungen.

Die im ganzen Arbeitsgebiet nachweisbaren postkristallinen Scherbewegungen haben sich auf die Plagioklasen der Schlierengranite besonders deutlich ausgewirkt. Verbogene Zwillingslamellen, Risse, Rupturen oder wandernde Auslöschung sind an den meisten Kristallen zu erkennen. Mitunter sind einige Plagioklasen partienweise, und zwar besonders in den Kernbereichen und entlang von Rupturen, in feinschuppige Phyllosilikate umgewandelt.

Kalifeldspat

Der Kalifeldspat der Schlierengranite ist in der Regel hypidiomorph bis idiomorph mit dicktafeligem Habitus. In manchen Fällen zeigt er jedoch auch eine mehr flachtafelige Ausbildung. Meist ist eine scharfe Mikroklingitterung und eine adperthitische Entmischung zu beobachten. Der sichtbare Anteil der entmischten Phase am Gesamtkorn beträgt dabei jedoch schätzungsweise kaum einmal über 5 Vol.-%.

Die an einigen Großkalifeldspaten röntgenographisch bestimmten Triklinitätsindices (GOLDSMITH & LAVES, 1954 a,b) liegen zwischen 0,90 und 0,96. Es ist bemerkenswert, daß damit sowohl die Triklinität als auch der Grad der Perthitentmischung in den Schlierengraniten durchschnittlich etwas geringer zu sein scheint als in den Weinsberger Graniten (vgl. Kap. 4.3.).

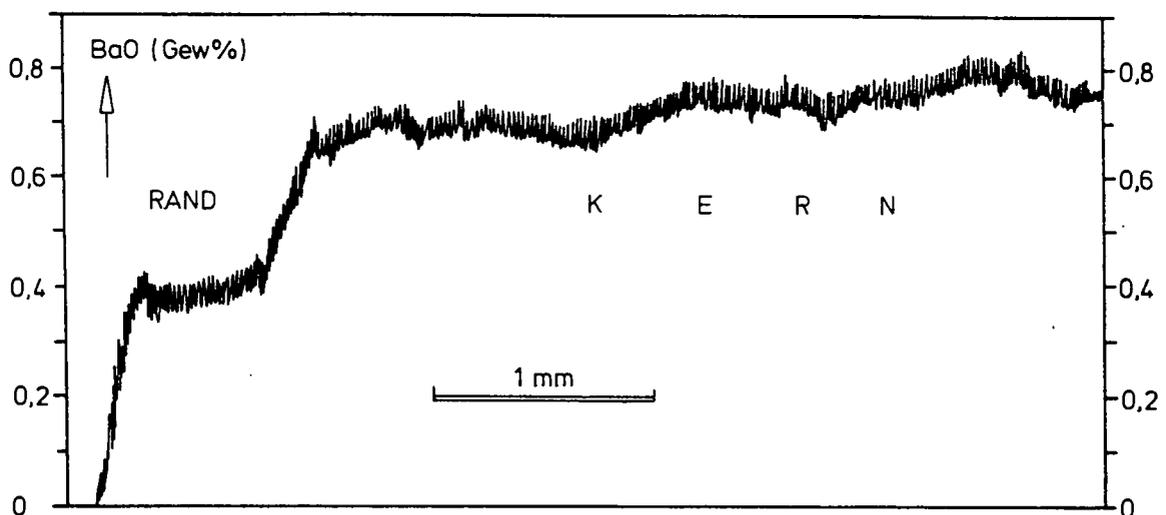


Abb. 6: Die Bariumverteilung in einem Schlierengranit-Großkalifeldspat (Mikrosonden-Linescan).

Viele der großen Mikroklone zeigen eine Karlsbader Wachstumsverzwilligung mit ungeradliniger Zwillingnaht, wie sie bei einem Wachstum in einer Granitschmelze üblich ist (KÖHLER & RAAZ, 1945).

Wie mit Hilfe der Elektronenmikrosonde an etlichen Körnern gezeigt werden konnte, weisen die Kalifeldspatgroßkristalle der Schlierengranite vielfach eine ganz charakteristische Bariumzonierung auf (Abb. 6). Auf eine Ba-reichere Kernzone, die auch geringfügige Oszillationen im Ba-Gehalt erkennen läßt, folgt eine relativ schmale Ba-ärmere Randzone.

Auch diese Art der Bariumverteilung läßt auf ein überwiegend magmatisches Wachstum der Kalifeldspate in den Schlierengraniten schließen (vgl. MEHNERT & BÜSCH, 1981, 1985).

Biotit

Der Biotit bildet im allgemeinen kurze, gedrungene Scheiter mit etwas zerfransten Enden. Schon durch seine Farbe unterscheidet er sich meist recht deutlich von den Biotiten der Perlgneise, Perldiatexite und Weinsberger Granite. Er ist nämlich fast immer mit einem charakteristischen Grünton ausgestattet (n_x schwach gelb, $n_{y,z}$ dunkelbraun mit grünlichem Einschlag), der wahrscheinlich auf einen für Granite ziemlich geringen Titangehalt (um 2 % TiO_2) bei relativ hohen Mg/Fe + Mg-Verhältnissen (um 0,95) zurückzuführen ist (Analysen FINGER, 1984).

Allgemein ist eine starke sekundäre Umwandlung der Biotite zu konstatieren. Vor allem sind an Kornrändern und Rissen meist in großer Zahl Titanminerale, wie Titanit, opake Phasen (Ilmenit?) sowie Rutil (Sagenit) zu beobachten. Neben einer streifigen Chloritisierung des Biotits vor allem entlang seiner Spaltbarkeit kann manchmal auch eine sekundäre Umwandlung in feinschuppigen Hellglimmer auftreten.

Apatit und Zirkon sind als primäre Einschlüsse verbreitet, anscheinend jedoch, wie übrigens im ganzen Gestein, nicht ganz so häufig wie vergleichsweise in den Weinsberger Graniten und auch den Perldiatexiten. Der Zirkon verursacht pleochroitische Strahlungshöfe.

Quarz

In der Hauptsache ist der Quarz als Zwickelquarz ausgebildet und sehr homogen im Gestein verteilt. Daneben gibt es jedoch wie auch beim Weinsberger Granit noch die kleineren Myrmekitquarze und ebenso wieder Friktionsquarze.

Amphibol

Die Amphibole treten als idiomorphe bis hypidiomorphe, kurze gedrungene Säulen auf und sind in der Regel zwischen 3 und 10 mm groß. Meist kann man an den Körnern zwei verschieden zusammengesetzte Teilbereiche unterscheiden.

- 1) Vor allem die Kernbereiche der Amphibole zeigen meist einen Pleochroismus von hellgelben oder hellgrünen Farben (n_x, n_y) nach dunkelbraungrün (n_z). Mikrosondenanalysen (FINGER, 1984) ergaben Zusammensetzungen von ednitischen Hornblenden (LEAKE, 1978).
- 2) Im wesentlichen an den Kornrändern sind häufig etwas blasser gefärbte Zonen zu beobachten, die einen Pleochroismus von schwach gelbgrün ($n_{x,y}$) nach grün (n_z) aufweisen und mikrochemisch teilweise als Magnesio-Hornblenden, teilweise als aktinolithische Hornblenden (LEAKE, 1978) klassifiziert werden konnten.

Die Amphibole der Schlierengranite sind zumeist sehr reich an Einschlüssen. Hier ist vor allem der Biotit zu nennen, aber auch Quarz und Kalifeldspat.

Bei den Einschlüßbiotiten lassen sich zwei Gruppen unterscheiden: Erstens treten Biotite als primäre Einschlüsse in Form von gut idiomorphen, meist um 0,1 bis 0,5 mm großen, kurzen und dicken Tafeln auf. Diese Gruppe muß schon deshalb älter sein als die Amphibole, weil die betreffenden Biotite selbst wieder wesentlich kleinere Apatiteinschlüsse führen als der umgebende Amphibol.

Die zweite Gruppe der Einschlüßbiotite ist hingegen sekundärer Entstehung. Sie zeigen niemals eine besondere Eigenform, sondern bilden meist xenomorphe, unscharf begrenzte längliche Formen, die bevorzugt entlang der Amphibolspaltbarkeit angeordnet sind. Rund um solche sekundäre Biotite sind nicht selten jene heller gefärbten Amphibolpartien als Saum entwickelt, die sonst vor allem an den Rändern der Amphibole auftreten (siehe oben).

Titanit

Der Titanit tritt in zwei Ausbildungen in den Schlierengraniten auf. Erstens bildet er idiomorphe Briefkuvertformen, die im allgemeinen zwischen 1 und 10 mm groß sind. Zweitens findet man ihn wie in den anderen Gesteinen des Arbeitsgebietes in Form von kleineren (0,01–0,1 mm), rundlichen, ovalen oder schlauchartigen, stets jedoch xenomorphen Individuen mit vergleichsweise weniger intensiven Farbtönen.

Zirkon

Die Zirkone sind im allgemeinen zwischen 0,1 und 0,2 mm lang, die durchschnittlichen Korngrößen schwanken jedoch von Probe zu Probe etwas.

Die Zirkone der Schlierengranite zeigen eine sehr große Ähnlichkeit zu den Zirkonen der Weinsberger Granite. So läßt sich in gleicher Weise wie beim Weinsberger Granit (vgl. Kapitel 4.3.) auch wieder der Typ A und der Typ B Zirkon finden, wobei der Typ B ebenso zahlenmäßig deutlich über den Typ A dominiert.

Da die Zirkone der Weinsberger Granite bereits im Kap. 4.3. beschrieben wurden, kann hier nun auf eine nähere Beschreibung der Formen weitgehend verzichtet werden. Zu erwähnen ist lediglich, daß mit Hilfe von statistischen Untersuchungen, die an etwa 1000 Zirkonen aus Weinsberger Graniten und Schlierengraniten (je 5 Proben) durchgeführt wurden, betreffend der Häufigkeit des Auftretens bestimmter Zirkonmerkmale doch noch einige Unterschiede zwischen den Zirkonpopulationen der beiden Gesteine herauszufinden waren.

Hier ist vorerst das unterschiedlich häufige Vorhandensein von älteren trüben Kernen zu nennen: Während bei den Weinsberger Graniten nur an etwa 10 % aller Zirkone solche Kerne festzustellen waren, hatten bei den Schlierengraniten ungefähr 25 % derartige dunkle Kerne. Ein weiterer statistischer Unterschied zwischen den Zirkonpopulationen aus Schlierengraniten und Weinsberger Graniten zeigte sich in der verschiedenen Anzahl von Zirkonen mit idiomorphen Zonarbauen. So wurden in den Weinsberger Graniten an durchschnittlich 13 % der Zirkone solche Zonarbaue festgestellt, während sich in den Schlierengraniten bedeutend mehr zonar gebaute Zirkone fanden (28 %).

Aus der Ausbildung der Zirkone kann abgeleitet werden, daß die Schlierengranite wie die Weinsberger Granite ein magmatisches Bildungsstadium durchlaufen haben müssen, zeigen die Zirkone der Schlierengranite doch genau dieselben magmatischen Wachstumserscheinungen wie jene der Weinsberger Granite (häufig streng idiomorphe Formentwicklung, magmatische Schalenbaue und Einschlußregelungen). Aus der ausgesprochenen Ähnlichkeit der Zirkonpopulationen in den beiden genannten Gesteinen sollte man jedoch zusätzlich schließen können, daß beide Gesteine zum Zeitpunkt der Zirkonkristallisation im großen und ganzen ähnlichen Bildungsbedingungen unterworfen waren, allerdings könnte aus dem häufigeren Auftreten von magmatischen Zonarbauen in den Schlierengranit-Zirkonen abgeleitet werden, daß die Kristalle hier trotzdem unter etwas mehr wechselhaften Kristallisationsbedingungen gewachsen sind als in den Weinsberger Graniten. Die größere Anzahl an älteren Kernen in den Schlierengranit-Zirkonen ließe sich am ehesten durch eine vergleichsweise stärkere „Verunreinigung“ des Schlierengranitmagmas mit präexistierenden Mineralen erklären (vgl. POLDERVAART & ECKELMANN, 1955).

Apatit

In der Regel bilden die meist 0,02 bis 0,2 mm großen Apatite wie im Weinsberger Granit kurze gedrungene Säulchen mit ebenmäßigen Flächen. Als Einschluß im Zirkon, wo sie wohl als ganz frühmagmatische Bildungen vorliegen, sind die Apatite meist stengelig bis nadelig entwickelt.

Apatit und Zirkone kommen wieder wie in den übrigen magmatogenen Granitoiden des Arbeitsgebietes in der Mehrzahl der Fälle als Einschlüsse im Biotit oder als Anlagerungen an dessen Korngrenzen vor. Daneben finden sie sich entsprechend den Regeln der magmatischen Ausscheidungsfolge (vgl. KRAUS, 1962) nur untergeordnet in Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz. Diese Verteilung der beiden Akzessorien auf ihre Wirtsminerale weist wiederum auf die magmatische Genese der Schlierengranite hin. In amphibolführenden Schlierengraniten tritt vor allem der Apatit auch als Einschluß in den Amphibolen in Erscheinung.

Orthit

Vielfach typisch für die Schlierengranite ist auch das Auftreten von Orthit, der sogar einige Male in bis zu 2 mm großen idiomorphen Körnern gefunden werden konnte. Er zeigt gedrungene Formen und ist im Kernbereich oft in eine farblose, niedrig licht- und doppelbrechende Substanz mit anormal blauen Interferenzfarben umgewandelt. Grenzt er an Biotit, bildet er in diesem stets sehr kräftige pleochroitische Höfe aus.

Auffälligerweise wurde Orthit in den Perlgneisen und Perldiatexiten nicht gefunden, während er im Weinsberger Granit mitunter vorkommt. Umgekehrt scheint dafür der in den Perlgneisen und Perldiatexiten verbreitete Monazit in den Schlierengraniten und Weinsberger Graniten seltener zu sein.

5. Zur Petrogenese der Gesteine

5.1. Perlgneise und Perldiatexite

Die Diskussion über die Entstehung jener im oberösterreichischen Sauwald und Mühlviertel aber auch im angrenzenden bayerischen Raum weit verbreiteten und für diesen Teil des moldanubischen Variszikums höchst typischen, mittelkörnigen, vor allem aus Biotit, Plagioklas und Quarz bestehenden Gesteinsvarietäten, die auf österreichischer Seite wegen ähnlichen Aussehens und ähnlicher Zusammensetzung im weiteren Sinn als Perlgneise subsummiert wurden* (z. B. Homogenisierte Perlgneise, Cordierit-Perlgneise etc.), zieht sich bereits seit einem guten Vierteljahrhundert durch die Fachliteratur.

Als Kernpunkt kristallisierte sich dabei vor allem die Frage heraus, ob und wo bei der Entstehung dieser „Perlgneise im weiteren Sinn“ eher an eine metamorphe Umkristallisation von Paragneisen im festen Aggregatzustand zu denken ist, oder ob zumindestens ein Teil der Gesteine durch eine in situ-Aufschmelzung eines präexistierenden Paramaterials, also durch Anatexis gebildet worden ist (vgl. z. B. SCHREYER, 1957; FISCHER, 1959; FUCHS, 1962; THIELE, 1962; LIST, 1969; FISCHER & TROLL, 1973; EL-GABY, 1973; DAURER, 1975, 1976; SCHULTZ & PROPACH, 1981; BLÜMEL, 1982).

In der vorliegenden Studie kann nun gezeigt werden, daß die „Perlgneisgruppe im weiteren Sinn“ schon auf diesem relativ engen Raum bereits in zwei Gruppen unterteilt werden kann, nämlich in die überwiegend „metamorph“ (metablastisch) kristallisierten Perlgneisvarietäten (Perlgneise im engeren Sinn) und die „anatektischen Perlgneise“ (Perldiatexite).

Auf Grund der Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen kann davon ausgegangen werden, daß die Perldiatexite bei ihrer Bildung einen sehr weitgehend schmelzflüssigen Zustand durchlaufen haben.

Vor allem ist es die Ausbildung der Minerale, welche die magmatische Herkunft der Perldiatexite in vielen Fällen durch charakteristische Wachstumserscheinungen gut erkennbar macht (vgl. Kap. 4.2.), und zwar sowohl bei den Plagioklasen (magmatische Zonarbaue, charakteristische Primärverwilligungen, magmatische Einschlußregelungen) als auch bei den Akzessorien Zirkon und Apatit (langprismatische Zirkone mit magmatischen Einschlußregelungen, idiomorphe Apatite etc.). Aber auch die mitunter beobachtbaren, mit ihren Längsachsen und ihrem Interngefüge gegeneinander verdreht

eingeschlossene Xenolithschollen sprechen schon sehr deutlich für eine magmatische Genese der Perldiatexite.

Bei den Perlgneisen (im engeren Sinn) sind jedoch Schmelzflußindizien, wie sie bei den Perldiatexiten gefunden werden konnten, kaum einmal zu beobachten. Vielmehr weist bei diesen die im großen und ganzen überwiegende Xenomorphie der verschiedenen Kornsorten auf ein Mineralwachstum im weitgehend festen Zustand hin bzw. spricht sie im Fall des Zirkons für eine Übernahme dieses Minerals ohne besondere Formveränderung aus präexistierenden Sedimenten.

Auch sind ja zumeist sehr deutliche Paragneistexturen zu beobachten wie zum Beispiel ein Lagen- oder Zeilenbau durch Wechsel von mehr biotitreichen, schiefriigen Lagen mit quarz- und feldspatreicheren Lagen (Gneisbänderung sensu SPRY, 1969) sowie konkordante Einschaltungen von geringmächtigen und feinerkörnigen Paragneislagen.

Die typischen Paragenesen des Perlgneishauptbildungsaktes sind sehr uniform (Oligoklas + Quarz + Biotit, Oligoklas + Quarz + Biotit + Cordierit) und lassen eine nähere Eingrenzung der Metamorphoseumstände kaum zu. Anzumerken ist lediglich, daß zur Cordieritbildung selbstverständlich Temperaturen der Amphibolitfazies notwendig waren (vgl. z. B. SEIFERT, 1970; WINKLER, 1979) und daß die Paragenese Biotit – Cordierit als Produkt einer Niedrigdruckmetamorphose angesehen wird (MIYASHIRO, 1973; WINKLER, 1979).

Bei anderen Mineralen (Kalifeldspat, Hellglimmer) kann man wiederum nicht ganz klar absehen, ob und wo sie mit dem üblichen Mineralbestand der Perlgneise im Gleichgewicht koexistieren.

Eine für die Abschätzung der Metamorphosebedingungen möglicherweise größere Bedeutung kommt den oft vorhandenen und im Kap. 4.1. bereits beschriebenen saureren Anwachssäumen der Perlgneis-Plagioklasse (An um 18) zu, weil sie zum Teil augenscheinlich mit Sillimanit assoziiert sind und daher ein genetischer Zusammenhang zwischen beiden Mineralen naheliegt. Die Paragenese Plagioklas + Sillimanit könnte dabei ziemlich zwanglos auf die vollständig nach rechts abgelaufene Reaktion „Paragonit_{ss} + Quarz = Sillimant + Plagioklas + Wasser“ zurückgeführt werden.

Unter Zugrundelegung von experimentell ermittelten Gleichgewichtsdaten dieser Reaktion im allerdings Ca-freien System (CHATTERJEE, 1972) und der Angaben von HOLDAWAY (1971) über die Stabilitätsbeziehungen der Alumosilikate könnte man für diese Reaktion Minimaltemperaturen von 550°C und Minimaldrucke von 3 kb fordern.

Bei der Bildung der Perlgneise dürften jedenfalls Temperaturen von 550°C noch deutlich überschritten worden sein. Wie schon die zum Teil bereits makroskopisch diagnostizierbaren Metatekte nahelegen, hat nämlich punktuell bereits eine partielle Gesteinsaufschmelzung, eine Metatexis, eingesetzt. Für das partielle Schmelzen sind aber (je nach p_{tot} und p_{H_2O}) mindestens schon Temperaturen von einiges über 600°C notwendig (vgl. WINKLER, 1979).

Im Gegensatz zu den Perlgneisen haben nun also die Perldiatexite einen weitgehend schmelzflüssigen Zustand durchlaufen und es lassen sich mehrere Argumente dafür finden, daß diese Diatexite hier nicht intrusiv waren, sondern heute etwa im Stockwerk ihrer Aufschmelzung aufgeschlossen sind. Während nämlich nir-

*) In Bayern ist für etwa dieselbe Palette von Gesteinen eine zum Teil etwas andere Nomenklatur eingeführt (z. B. außer „Perlgneise“ auch „Paragranodiorite“, „Migmatische und nebultische Diatexite“ etc.; vgl. z. B. TROLL, 1964; LIST, 1969).

gends typische Intrusionskontakte nachzuweisen waren (etwa Diskordanzen) und überhaupt schärfere Grenzen zwischen den Perlgneisen und Perldiatexiten fehlen, weisen die stellenweisen Perlgneiseinlagerungen in den Perldiatexiten (vgl. Abb. 2) auf einen sehr ursprünglichen Bildungszusammenhang zwischen beiden Gesteinen hin, der noch dadurch unterstrichen wird, daß auch gleichartige feinkörnige Paragneise als Zwischenlagen bzw. Einschlüsse in beiden Gesteinen zu finden sind.

Berücksichtigt man dazu noch, daß in den Perldiatexiten sehr viele Eigenschaften von S-Typ Granitoiden (S = sedimentogenes Ausgangsmaterial; vgl. z. B. CHAPPELL & WHITE, 1974) festzustellen sind, wie etwa häufige Einschlüsse von Paragneisschollen, eine typische Cordierit- und Monazitführung, aber auch die Albetonten Gesteinschemismen (FINGER & HÖCK, 1985), kann man mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, daß das Ausgangsmaterial der Perldiatexite ebenso wie jenes der Perlgneise im wesentlichen sedimentogener Herkunft war.

So kann man also nach den bisher getroffenen Beurteilungen den Schluß ziehen, daß der ganze Gesteinskomplex der Perlgneise und Perldiatexite im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl im Prinzip auf eine alte Sedimentfolge zurückgeht und heute eine Art Lagenbau von überwiegend festgebliebenen Paragneisen sowie von noch in ihrem Aufschmelzungsstockwerk befindlichen Diatexiten darstellt. Die aufsteigende variszische Regionalmetamorphose, die zur Bildung der Perlgneise führte, hat sich wohl bis zu einer Anatexis gesteigert, welcher die Perldiatexite ihre Entstehung verdanken.

Natürlich stellt sich hier gleich die Frage, warum gerade die Perldiatexite trotz ihres wahrscheinlich einigermaßen übereinstimmenden Bildungsraumes (ähnliche Druck- und Temperaturbedingungen) weitgehend aufgeschmolzen sind, während die Perlgneise überwiegend fest blieben. Zur Erklärung dieser Umstände bietet sich zum Beispiel die Annahme einer bereits sedimentär unterschiedlichen Zusammensetzung von Perlgneisen und Perldiatexiten und eine daraus resultierende und mit dem Chemismus zusammenhängende unterschiedliche Eignung der Ausgangsmaterialien für die Aufschmelzung an. So könnte etwa schon ein verschiedenartiger Wassergehalt zu den abweichenden Aufschmelzungsgraden geführt haben (TUTTLE & BOWEN, 1958; BROWN & FYFE, 1970; WINKLER, 1979).

Betrachtet man die Ergebnisse petrologischer Schmelzexperimente an Paragneisen (WINKLER, 1979), erscheint es von dieser Warte her gesehen immerhin denkbar, daß sich unter denselben Druck- und Temperaturbedingungen geeignet zusammengesetzte Paragneise bereits in einem weitgehend aufgeschmolzenen Zustand befinden, während andere noch überwiegend fest sein können. Temperaturen von rund 750°C, wie sie sich auch auf Grund der Zirkontrachten abschätzen lassen (vgl. PUPIN, 1980), fügen sich gut in derartige Überlegungen ein.

5.2. Weinsberger Granite und Schlierengranite

Neben den mittelkörnigen „Perlgneisen im weiteren Sinn“ spielt im westlichen oberösterreichischen und nordostbayerischen Moldanubikum eine zweite Gesteinsgruppe von vergleichsweise gröberkörnigen granitischen bis granitähnlichen Gesteinen eine große Rolle, die durch das Auftreten von porphyrischem Kalifeldspat

gekennzeichnet und auf österreichischer Seite unter dem Namen Weinsberger Granite und Grobkorngneise bekannt sind. Ungefähr äquivalente Bezeichnungen sind in Bayern „Kristallgranit I“ und „Körnelgneis“.

Die Grobkorngneise treten dabei unzweifelhaft bevorzugt in räumlichem Zusammenhang mit Vorkommen von Weinsberger Granit auf, und zwar meist in dessen Randbereich. Auf den ersten Blick scheinen sie sowohl von ihrem Auftreten im Gelände als auch von ihrer Ausbildung her (Korngröße, Textur etc.) zwischen den Gesteinen der Perlgneisgruppe (im weiteren Sinn) und den Weinsberger Graniten zu vermitteln.

Während in der letzten Zeit darüber Einigkeit herrscht, daß der Weinsberger Granit und der Kristallgranit I echte Schmelzflußgranite sind (FRASL, 1954; KRAUS, 1962; KURAT, 1962, 1965), gibt es zur Petrogenese der Grobkorngneise (Körnelgneise) nach wie vor ganz unterschiedliche Auffassungen. Am weitesten verbreitet ist die Ansicht, daß die Gesteine eine Art von „Mischgesteinen“ des Weinsberger Granits sind und unter Stoffzufuhr (vor allem Kaliumzufuhr) durch vorwiegend metablastische Umkristallisation aus älteren kristallinen Gesteinen entstanden sind (z. B. FUCHS, 1962; FUCHS in FUCHS & THIELE, 1968; PROPACH, 1977; BLÜMEL, 1982).

In Arbeiten von ANDRITZKY (1963) und EL-GABY (1973) werden Körnelgneise des bayerischen Raumes hingegen als Paragneisanatexite interpretiert, und zwar als anatektische Vorstufen des Kristallgranites I. Eine ähnliche Vorstellung dürfte übrigens auch SCHADLER (1952) zur Genese der Porphyrgneise (= Grobkorngneise) gehabt haben. GRABER (z. B. 1930, 1933, 1936) und KÖHLER (1948) sahen in den oberösterreichischen Grobkorngneisen randlich hybride Anteile der Weinsberger Granitschmelze.

In der vorliegenden Arbeit kann nun gezeigt werden, daß die Grobkorngneise im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl mit großer Wahrscheinlichkeit ein weitgehend schmelzflüssiges Bildungsstadium durchlaufen haben. Da die Gesteine im allgemeinen auch keine besonders erwähnenswerte Schieferung (Vergneisung) zeigen, wurde statt der Bezeichnung „Grobkorngneise“ die neue Bezeichnung „Schlierengranite“ eingeführt, die nicht nur der magmatischen Entstehung, sondern auch dem Aussehen der Gesteine (vgl. Kap. 4.4.) am ehesten gerecht werden soll.

Selbstverständlich ist auch der Weinsberger Granit im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl als ein echter Schmelzflußgranit aufzufassen. Viele der von FRASL (1954), KRAUS (1962) sowie KURAT (1962, 1965) von anderen Vorkommen des Granits beschriebenen magmatischen Wachstumserscheinungen an Kalifeldspaten, Plagioklasen, Zirkonen etc. konnten auch hier in sehr eindrucksvoller Weise wiedergefunden werden (vgl. Kap. 4.3.).

Klar ist jedoch auch, daß der Weinsberger Granit im hiesigen Untersuchungsgebiet schon als Schmelze in den regionalen Gebirgsbau einbezogen wurde und auch nach seiner Erstarrung noch von penetrativer Tektonik betroffen wurde. Keinesfalls kann er also als postorogener diskordanter Granit aufgefaßt werden, sondern er muß bereits synorogen entstanden sein, wie auch FRASL (1959) anmerkt und ebenso FUCHS (1962) auf Grund seiner Kartierungseindrücke im westlichen Mühlviertel schreibt.

Diskutiert man die Petrogenese der Schlierengranite, dann muß auf Grund der Nachweisbarkeit der verschied-

densten magmatischen Kristallisationserscheinungen (vgl. Kap. 4.4.), die zum Teil gleich sind wie im Weinsberger Granit, erst einmal davon ausgegangen werden, daß der Großteil der Schlierengranitminerale ebenfalls in einer Schmelze gewachsen ist und daß die Bildung der Gesteine also unter Durchlaufen eines weitgehend schmelzflüssigen Zustandes vor sich ging.

Demgegenüber hat die Metablastese als gesteinsbildender Vorgang zumindest bei den Schlierengraniten in der Gegend von Obermühl – wahrscheinlich jedoch, wie erste Untersuchungen vermuten lassen, bei den Grobkorngneisen im ganzen westlichen Mühlviertel – nicht annähernd jene große Bedeutung, die ihr zum Beispiel FUCHS zumißt (FUCHS, 1962, FUCHS & THIELE, 1968).

Bedenkt man zusätzlich den engen räumlichen Zusammenhang und zugleich auch die sehr beträchtlichen petrographischen Übereinstimmungen zwischen Schlierengraniten und Weinsberger Granit, wie zum Beispiel die weitgehend übereinstimmende Ausbildung der petrogenetisch signifikanten Zirkone, muß sich zwangsläufig die Vermutung aufdrängen, daß beide Gesteine bloß Varietäten innerhalb eines gemeinsamen großen und komplexen synorogenen Magmenkörpers sind. Freilich müßte man sich einen derartigen Großmagmenkörper entsprechend heterogen vorstellen. Es zeigen sich ja auch in den geochemischen Daten von Schlierengraniten und Weinsberger Graniten (FINGER, 1984) und ebenso in der Petrographie der beiden Gesteine einige regelmäßig zu beobachtende Unterschiede (vgl. Kap. 4.3. und 4.4.).

Prinzipiell könnten recht verschiedenartige Ursachen oder Ursachenkombinationen für die Heterogenität eines solchen Großmagmenkörpers verantwortlich sein. Denkbar wären etwa primäre Unterschiede in den Ausgangsmaterialien oder verschiedene Aufschmelzungsgrade, Differentiationsmechanismen im Magmenkörper, unterschiedliche Aufnahme von Fremdmaterial (Hybridität), Verschiebungen von Teilmagmen (z. B. Magmenachschübe oder Abquetschungen von Magmentteilen auf Grund der herzynischen Einspannung), eine frühzeitige Abkühlungsgeschichte in verschiedenen Bereichen des Magmenkörpers und ähnliches mehr.

Die Beziehungen zwischen der Gesteinsgruppe von Weinsberger Graniten und Schlierengraniten einerseits gegenüber der Gruppe der Perlgneise und Perldiatexite andererseits sind derzeit noch schwierig zu deuten. Sicher ist, daß alle vier Gesteine synorogene Bildungen sind, da sowohl die Körperformen und die Gesteinsgrenzen als auch die jeweils vorhandenen Interngefüge insgesamt der herzynischen Richtung angepaßt sind, und auch sämtliche Gesteine in ungefähr gleichem Ausmaß noch von postkristallinen Deformationen betroffen wurden. Aber obwohl die Schlierengranite im Gelände zwischen Weinsberger Graniten und Perldiatexiten/Perlgneisen zu vermitteln schienen und zwischen allen Gesteinen zumindest nach dem optischen Eindruck Angleichungszonen von Zehnermetern entwickelt sind, so ist doch festzuhalten, daß sich die Schlierengranite von den Perldiatexiten (und Perlgneisen) durch mehrere mineralogisch-petrographische Kriterien (z. B. Zirkone, Biotite, Amphibole, eingeschlossene Gesteinsschollen) gut abgrenzen lassen, und zwar im allgemeinen viel deutlicher als vom Weinsberger Granit.

Interessant ist in diesem Zusammenhang jedenfalls auch, daß viele der typischen Merkmale von S-Typ Graniten, wie sie in den Perldiatexiten vorhanden sind (Mo-

nazit-, Cordieritführung, verbreitete Paragneiseinschlüsse) in den Weinsberger Graniten und Schlierengraniten fehlen oder stark zurücktreten, während hingegen umgekehrt vor allem bei letzteren einige Anzeiger auftreten, die Anklänge an I-Typ Granite verraten (I = „igneous source“; vgl. CHAPPELL & WHITE, 1974, PITCHER, 1982). Zu nennen sind hier zum Beispiel die oftmals eingeschlossenen dunklen magmatogenen Schollen von granodioritischer, tonalitischer oder dioritischer Zusammensetzung, oder auch die verbreitete Amphibolführung.

Etlliche Punkte weisen also auf eine mehr oder weniger ausgeprägte Eigenständigkeit der Schlierengranite und Weinsberger Granite gegenüber den Perlgneisen und Perldiatexiten hin, und das spricht gegen die Vorstellung einer simplen anatektischen in situ Fortentwicklung der Perlgneis/Perldiatexit-Gruppe zu Schlierengraniten und Weinsberger Graniten im heute aufgeschlossenen Niveau. Jedenfalls ist im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl eher an eine mehr unabhängige Nebeneinanderentwicklung der beiden Gesteinsgruppen zu denken.

Dank

Die Publikation ist im wesentlichen eine Zusammenfassung von Ergebnissen meiner Dissertation, die ich auf Vorschlag von Prof. Dr. G. FRASL im Winter 1981 am Institut für Geowissenschaften in Salzburg begonnen und im Frühjahr 1984 fertiggestellt habe. Meinen beiden Dissertationsbetreuern, Herrn Prof. Dr. G. FRASL und Herrn Prof. Dr. V. HÖCK möchte ich an dieser Stelle nochmals für ihre vielen förderlichen Ratschläge danken sowie auch für die kritische Durchsicht des Manuskriptes zur vorliegenden Arbeit.

Danken möchte ich ferner Herrn Dr. H. P. STEYRER für seine Hilfe bei den graphischen Darstellungen, sowie den Herren B. HOLUB, H. KRAIGER, R. MARSCHALLINGER, H. MATL und nicht zuletzt Frau Mag. Dr. J. MÜHLHAUSER für die Unterstützung bei den methodischen Arbeiten.

Dank schulde ich weiters dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung für die finanzielle Unterstützung des Projektes „Beiträge zur Entwicklung der kontinentalen Kruste in Teilen der Böhmisches Masse ...“ (P 5600).

Literatur

- ANDRITZKY, G.: Die Anatexis im Regensburger Wald. – N. Jb. Min. Abh., **99**, 79–112, Stuttgart 1963.
- BADER, H.: Apatite und Zirkone als sedimentäre Relikte in Metablastitgneisen der Oberpfalz. – N. Jb. Min. Mh., **1961**, 169–216, Stuttgart 1961.
- BLÜMEL, P.: Aufbau, Metamorphose und geodynamische Deutung des Variszischen Grundgebirges im Bereich der Bundesrepublik. – Jb. Ruhr-Univ. Bochum, **1982**, 169–201, Bochum 1982.
- BROWN, E. H. & FYFE, W. S.: The Production of Granitic Melts during Ultrametamorphism. – Contrib. Min. Petr., **28**, 310–318, Heidelberg 1970.
- CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R.: Two Contrasting Granite Types. – Pacific Geol., **8**, 173–174, Tokyo 1974.
- CHATTERJEE, N. D.: The Upper Stability Limit of the Assemblage Paragonit + Quartz and Its Natural Occurrences. – Contrib. Min. Petr., **34**, 288–303, Heidelberg 1972.
- DAURER, A.: Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlögen (Oberösterreich). – Diss. Univ. Wien, 299 S., Wien 1975.
- DAURER, A.: Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlögen (Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **23**, 1–54, Wien 1976.
- EL-GABY, E. S.: Die Entwicklung der Anatexite von Roding, Regensburger Wald. – Geol. Bavarica, **68**, 64–86, München 1973.

- FINGER, F.: Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). – Diss. Univ. Salzburg, 217 S., Salzburg 1984.
- FINGER, F. & HÖCK, V. (1985): Zur Geochemie von S-Typ Granitoiden aus dem westlichen oberösterreichischen Moldanubikum. – Fortschr. Min. **63/1**, 280, Stuttgart 1985.
- FISCHER, G.: Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., **41**, 1–22, Stuttgart 1959.
- FISCHER, G. & TROLL, G.: Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. – Geol. Bavarica, **68**, 7–44, München 1973.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspäten einiger Porphyrg Granite, Porphyrg Granite und Augengneise Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **97**, Wien 1954.
- FRASL, G.: Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). – Verh. Geol. B.-A., **1959**, H. 3, Wien 1959.
- FRASL, G.: Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 405–428, Wien 1963.
- FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VOHRZYKA, K. u. E. & ZIRKEL, E.: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. Maßstab 1 : 100.000. – Geol. B.-A., Wien 1965.
- FUCHS, G.: Zur Altersgliederung des Moldanubikums in Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 96–117, Wien 1962.
- FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – Geol. B.-A., Wien 1968.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., **119**, Wien 1976.
- GOLDSMITH, J. R. & LAVES, F.: The microcline-sanidine stability relations. – Geochim. et Cosmochim. Acta, **5**, 1–19, New York 1954 a.
- GOLDSMITH, J. R. & LAVES, F.: Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. – Geochim. et Cosmochim. Acta, **6**, 100–118, New York 1954 b.
- GORAI, M.: Petrological studies on plagioclase twins. – Am. Min., **36**, 884–901, Washington 1951.
- GRABER, H. V.: Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im oberösterreichisch-südböhmischen Grundgebirge, Nr. 4. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **67**, Wien 1930.
- GRABER, H. V.: Die Intrusionsfolge im südlichen Moldanubischen Grundgebirge. – Zentralbl. Min. Pal., Abt. B, Wien 1933.
- GRABER, H. V.: Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrande der Böhmisches Masse. – Verh. Geol. B.-A., **1936**, Wien 1936.
- HOLDAWAY, M. J.: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. – Am. J. Sci., **271/3**, 97–132, New Haven 1971.
- HOPPE, G.: Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. – Abh. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Klasse für Bergbau usw., **1963/1**, Berlin 1963.
- KÖHLER, A.: Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. – T. M. P. M., **1**, 175–184, Wien 1948.
- KÖHLER, A. & MARCHET, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete. – Fortschr. Min., **25**, 253–366, Stuttgart 1941.
- KÖHLER, A. & RAAZ, F.: Gedanken über die Bildung von Feldspatzwillingen in Gesteinen. – Verh. Geol. B.-A., **1945**, 163–171, Wien 1945.
- KÖPPEL, V. & GRÜNENFELDER, M.: A Study of Inherited and Newly Formed Zircons from Paragneisses and Granitized Sediments of the Strona-Ceneri-Zone (Southern Alps). – S. M. P. M., **51**, 385–532, Zürich 1971.
- KÖPPEL, V. & SOMMERAUER, J.: Trace Elements and the Behaviour of the U-Pb System in Inherited and Newly Formed Zircons. – Contr. Min. Petr., **43**, 71–82, Heidelberg 1974.
- KRAUS, G.: Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranits I im Vorderen Bayerischen Wald. – N. Jb. Min. Abh., **97**, 357–434, Stuttgart 1962.
- KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. – Diss. Univ. Wien, Wien 1962.
- KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. – T. M. P. M., **3 F 9**, Wien 1965.
- LEAKE, B. E.: Nomenclature of amphiboles. – Am. Min., **653**, 1023–1052, Washington D.C. 1978.
- LIST, F. K.: Ausbildung und Entstehung des Paragranodiorits nördlich von Deggendorf (südlicher Bayerischer Wald). – Geol. Bavarica, **60**, München 95–132.
- MEHNERT, K. R.: Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald III. – N. Jb. Min. Abh., **98**, 208–249, Stuttgart 1962.
- MEHNERT, K. R.: Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. – 393 S., New York (Elsevier) 1968.
- MEHNERT, K. R. & BÜSCH, W.: The Ba-content of K-feldspar megacrysts in granites: a criterion for their formation. – N. Jb. Min. Abh., **140**, 221–252, Stuttgart 1981.
- MEHNERT, K. R. & BÜSCH, W.: The formation of K-feldspar megacrysts in granites, migmatites and augengneisses. – N. Jb. Min. Abh., **151**, 229–259, Stuttgart 1985.
- MIYASHIRO, A.: Metamorphism and Metamorphic Belts. – London (G. Allen & Unwin Ltd.) 1973.
- PIPPAN, Th.: Geologisch-morphologische Untersuchungen im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge. – Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **164**, 335–366, Wien 1955.
- PITCHER, W. S.: Granite Type and Tectonic Environment. – In: Mountain building processes (ed. K. HSÜ). – 263 S., London (Akad. press) 1982.
- POLDERVAART, A. & ECKELMANN, F. D.: Growth phenomena in zircon of autochthonous granites. – Bull. Geol. Soc. Am., **66**, 947–948, New York 1955.
- PROPACH, G.: Variscan granitization in the Regensburger Wald, West Germany. – N. Jb. Min. Mh., **1977/3**, 97–111, Stuttgart 1977.
- PUPIN, J. P.: Zircon and Granite Petrology. – Contr. Min. Petr., **73**, 207–220, Heidelberg 1980.
- SCHADLER, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Linz – Eferding. – Wien (Geol. B.-A.) 1952.
- SCHREYER, W.: Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen bayerischen Waldes. – Geol. Rundschau, **46/2**, 306–317, Stuttgart 1957.
- SCHULZ, M. & PROPACH, G.: Die Zirkonstatistik als Mittel für die petrogenetische Deutung eines granitoiden Gesteins. – Fortschr. Min., **59/1**, 179–180, Stuttgart 1981.
- SEIFERT, F.: Low-temperature Compatibility Relation of cordierite in Haplopelites of the System $K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. – J. Petrol., **11**, 73–99, Oxford 1970.
- SMITH, R. K. & LOFGREN, G. E.: An analytical and experimental study of zoning in plagioclase. – Lithos, **16**, 153–168, Oslo 1983.
- SPRY, A.: Metamorphic Textures. – 350 S., Oxford (Pergamon) 1969.
- STRECKEISEN, A. L.: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – N. Jb. Min. Mh., **1973**, 149–164, Stuttgart 1973.
- THIELE, O.: Zum Alter der Donaustörung. – Verh. Geol. B.-A., **1961**, 131–133, Wien 1961.
- THIELE, O.: Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 117–129, Wien 1962.
- THIELE, O.: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. – Geologie, **19**, 17–24, Ostberlin 1970.
- THOMPSON, A. B. & ALGOR, J. R.: Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $KAlO_2 - NaAlO_2 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. – Contr. Min. Petr., **63**, 247–269, Heidelberg 1977.

- THOMPSON, A. B. & TRACY, R. J.: Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reaction in the system $\text{CaO} - \text{KAlO}_2 - \text{NaAlO}_2 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. – *Contr. Min. Petr.*, **70**, 429–438, Heidelberg 1979.
- TROLL, G.: Geologische Übersichtskarte des Bayerischen Waldes 1 : 100.000. – *Geol. Bavarica*, **58**, Beilage, München 1964.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L.: Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. – *Geol. Soc. Am. Mem.*, **74**, 1–153, 1958.
- VANCE, J. A.: Zoning in Igneous Plagioclase: Normal and Oscillatory Zoning. – *Am. J. Sci.*, **260**, 746–760, New Haven 1962.
- VANCE, J. A.: Zoning in Igneous Plagioclase: Patchy Zoning. – *J. Geol.*, **73**, 636–651, Chicago 1965
- WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (Fifth Edition). – New York – Heidelberg – Berlin (Springer) 1979.
- Manuskript eingelangt am 30. Juni 1985.

The Geology of the Markha-Khurnak Region in Ladakh (India)

By GERHARD FUCHS*)

With 28 figures and 5 plates

*Himalaya
India
Ladakh
Indus Suture Zone
Tibetan Zone
Tectonics
Palaeogeography*

Content

Zusammenfassung, Summary	403
1. Introduction	404
2. The Indus Molasse observations along the Leh – Ganda La route	404
3. The Dras Unit and overlying Ultrabasic Klippes	406
4. The Ophiolitic Melange Zones	410
5. The Lamayuru Unit	416
6. The Metasedimentary Sequence of the Nimaling (Tso Morari) Dome	419
6.1. The Basal Flysch	419
6.2. The Micaschist-Dolomite Series	420
6.3. The Carbonate Series	420
6.4. The Siltite-Quartzite-Limestone Series	421
6.5. The Lamayuru Formation	421
6.6. The Age of the Metasedimentary Succession of the Nimaling Dome	422
7. The Tibetan (Tethys) Zone of Zaskar	422
7.1. The Zaskar Carbonates	422
7.2. The Upper Dogger	423
7.3. The Giumal Sandstone and Khurnak Formation	423
7.4. The Upper Cretaceous	424
7.5. The Upper Paleocene Limestones	424
8. The Markha-Nimaling Area and the Geology of Ladakh	425
8.1. Stratigraphy and Palaeogeography	425
8.2. Tectonics	431
8.3. Is the Tibetan Zone Allochthonous? – a Discussion	433
Acknowledgements	435
References	435

Zusammenfassung

Meine Expedition 1983 konzentrierte sich auf die Erforschung des Gebietes Markha – Nimaling – Khurnak in Ladakh. Die Arbeit beschreibt die lithologischen und strukturellen Einheiten sowie deren wechselseitige Beziehungen. Das wichtigste Ergebnis ist die Tatsache, daß das Zaskar-Synklinorium (Tibet-Zone), die Lamayuru-Einheit und das Nimaling-Tso Morari-Kristallin miteinander verbunden sind. Letzteres bildet ein randliches Antiklinorium, in dem die basalen Formationen der Tethys-Schichtfolge aufgeschlossen sind. Deren jüngste Schichten – Kreide und Ober-Paleozän – bilden den Kern der im SW benachbarten Khurnak-Synklinale. Die Lamayuru-Formation nimmt an der Tethys-Schichtfolge teil und ist mit den Schelf-Karbonaten im S faziell verzahnt. Somit ist die ursprüngliche Faziesverteilung Schelf – Kontinentalabhang – Becken in Ost-Ladakh mehr oder weniger erhalten geblieben. Auch innerhalb der Lamayuru-Beckenfazies ist gegen N eine weitere Abnahme des Karbonatgehalts festzustellen, und schließlich ist die Lamayuru-Einheit durch Primärkontakte mit der Ophiolitischen Melange der Indus-Suturzone verbunden. Die Melange grenzt die Lamayuru-Einheit gegen die Indus-Molasse bzw. die Dras-Einheit ab. Die Grenze gegen

letztenannte Einheit ist jedoch meist als einfache Überschiebung ausgebildet.

Die Dras-Einheit endet im Markha-Gebiet zwischen sich gabelnden Ophiolitischen Melange-Zonen. Die Dras-Flysch-Vulkanitserie wurde von Ultrabasis-Massen überfahren, die durch ein olistostromes Konglomerat verbunden sind. Dieser Horizont signalisiert den Beginn der Deckenbewegungen. Die Sedimentation setzte auch nach diesem Ereignis fort, allerdings als Molasse. Gerölle von Foraminiferenkalken belegen ein post-ober-paleozänes Alter dieser Chilling-Molasse. Sie bildet die jüngsten Schichten der Dras-Einheit. Post-ober-paleozäne Konglomerate finden sich auch als verquetschte Bänder in der Melange Zone.

Die Indus-Molasse (s. l.) grenzt mit tektonischem Kontakt im N an. Die eozänen marinen klastischen Basisschichten und Jurutze-Flysch wurden als gefalteter Komplex von den kontinentalen bunten Molasse-Formationen transgrediert.

Schließlich wird die Hypothese von BAUD et al. diskutiert, ob die Tibet-Zone als Deckenpaket dem Zentral-Kristallin tektonisch auflagert. Alle Ergebnisse meiner Expedition 1983 und andere Beweise sprechen gegen das Allochthonie-Konzept.

Summary

My 1983 expedition concentrated on the Markha-Nimaling-Khurnak area in Ladakh. The paper describes the lithologic

*) Author's address: Univ.-Doz. Dr. GERHARD FUCHS, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

and structural units and their interrelationship. Most important result is the coherence of the Zaskar Synclinorium, (Tibetan Zone), Lamayuru Unit, and Nimaling-Tso Morari Crystalline. The latter forms a marginal anticlinorium exposing the basal formations of the Tethys sequence. The youngest beds of Cretaceous – Upper Paleocene age form the core of the Khurnak Syncline adjoining in the SW. The Lamayuru Formation is a part of the Tethys succession and interfingers with the shelf carbonates in the S. Thus the original facies pattern shelf – continental slope – basin is more or less preserved in eastern Zaskar. Also within the Lamayuru basin facies there is further decrease in carbonate content towards the N, and finally it is linked by primary contacts with the ophiolitic melange of the Indus Suture Zone. The melange terminates the Lamayuru Unit against the Indus Molasse respectively the Dras Unit. The boundary against the latter unit, however, is mainly developed as a simple thrust.

The Dras Unit pinches out in the Markha area between bifurcating ophiolitic melanges. The Dras Flysch-Volcanics are overridden by ultrabasic masses, which are connected by a olistostromic conglomerate. This horizon signals the beginning of the nappe movements. After this event sedimentation continued, but of molasse type. Foraminiferal limestone pebbles prove a post-Upper Paleocene age of this Chilling Molasse, which represents the youngest beds of the Dras Unit. Post-Upper Paleocene conglomerates also occur as squeezed bands in the melange zone.

The Indus Molasse (s. l.) adjoins with tectonic contact. The Eocene marine Basal Clastics and Jurutze Flysch form a folded complex transgressed by continental multicoloured molasse formations.

Finally the hypothesis of BAUD et al. is discussed whether the Tibetan Zone represents a pile of nappes lying with tectonic contacts on the Central Crystalline. All the results of the 1983 expedition and other evidence are against the allochthony concept.

1. Introduction

In Ladakh W of the Zaskar River my work revealed a composite allochthonous mass in the Spong tang region; the surrounding series of the Zaskar Synclinorium, however, are autochthonous or parautochthonous (FUCHS, 1977b, 1979, 1982). On the contrary BASSOULET et al. (1978, 1980, 1983) take the northern carbonate belt of Zaskar as allochthonous, their Zaskar-Shillakong Nappe. BAUD et al. (1982 a,b, 1983, 1984) accept this unit as allochthonous, also in the region E of the Zaskar River, and extend the allochthony to the whole of the Tibetan (Tethys) Zone. According to these authors the Tibetan Zone consists of a pile of nappes resting tectonically on the Central Crystalline of the Great Himalayan Range. As this hypothesis is opposed to all my experience of the Tibetan Zone, I extended my studies to the area from where the allochthony of the Tibetan Zone is reported.

From Leh I went to the Markha Valley via Ganda La and investigated the various zones along the Indus Suture. Then I tried to establish the succession of the metasedimentaries of the Nimaling Dome and studied the relations of the Lamayuru Unit to the adjoining rock belts. With this aim in mind I followed the south-western flank of the Nimaling Uplift SE until Yar La. In this Khurnak area the metasedimentaries of the Nimaling Dome and the series of the Zaskar Synclinorium form one stratigraphic succession from Early Palaeozoic up to Upper Paleocene.

The essential results of this expedition, carried out in summer 1983, are given in two preliminary notes (Fuchs, 1984a,b). The present paper describes the geology of the investigated area in more detail.

2. The Indus Molasse-observations along the Leh – Ganda La route

On the march to the Markha Valley cursory observations were made in the Indus Molasse traversed. In more detail the area was studied by BAUD et al (1982b) and BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) to whom I refer.

From Spituk to the Rum Valley the trail crosses wide talus fans covering old, light-coloured lake deposits. The mountains to the S consist of thick-bedded molasse series intensely folded with NNE vergency. Where the Indus turns to the S and the valley becomes narrow the trail crosses this thick-bedded sequence: Green-grey, mainly fine- to medium-grained sandstones, arkoses and conglomerates predominate over the interbedded green slates. BAUD et al. (1982b) termed this series the "flyschoid unit of Nimu-Alchi", whereas BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) designate the series as "Nimu Grits" (STERNE, 1979). Near the junction of the Rum and Indus Valleys the steeply folded molasse becomes richer in argillites. This is the passage from the Nimu Grits into the "Zinchon Molasse" (BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984). The sandstones still rather thick are interbedded with several meters thick, dark grey to green, splintery slates and silty shales. Conglomerates are rare. Around the village Zinchon a series of large NE directed folds are observed (Pl. 3[3]).

The gorge N of Rumbok crosses a thick-bedded series of green sandstones, conglomeratic arkosic sandstones, and red, green or dark shales. This Rumbok Molasse (BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984) is steeply dipping towards the SW in the N and towards NE in the S, the main mass being vertical (Pl. 3[3]).

The molasse formations crossed between the Indus and Rumbok are younging towards the N, regarding their age it may be only said that they are post-Eocene (probably Oligo-Miocene). The several thousands of meters thick succession was deposited in a continental basin with wide floodplains and braided rivers (BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984).

At Rumbok the scenery changes: The rugged range built by the Rumbok Molasse (Multicoloured Molasse, BAUD et al., 1982b) is followed by morphologically soft terrain. First comes a band of soft, reddish rocks about 500–600 m thick, and then soft series weathering in light colour, these are the Eocene formations of the Jurutze area (Fig. 1).

The Eocene succession starts with red and yellow, very well-sorted, calcareous, feldspathic and lithic greywackes and sandstones interbedded with sandy shales (BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984). According to these authors mudcracks and the fossils found by DAINELLI (1933–1934, bivalves including oysters, and gastropods) point to a marginal marine environment.

The Basic Clastics are succeeded by the Jurutze Marls about 400 m of brownish calcareous sandstones, calcareous shales and thin limestones yielding Middle Eocene foraminifers (DAINELLI, 1933–1934). This author also records marine bivalves, gastropods and echinoids from that series. BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) point to the fact that this Middle Eocene series passes up into the Jurutze Flysch, which further S is proved by fossils to be Lower Eocene. Their explanation is a lateral facies change towards the S from Basal Clastics and Jurutze Marls into flysch.

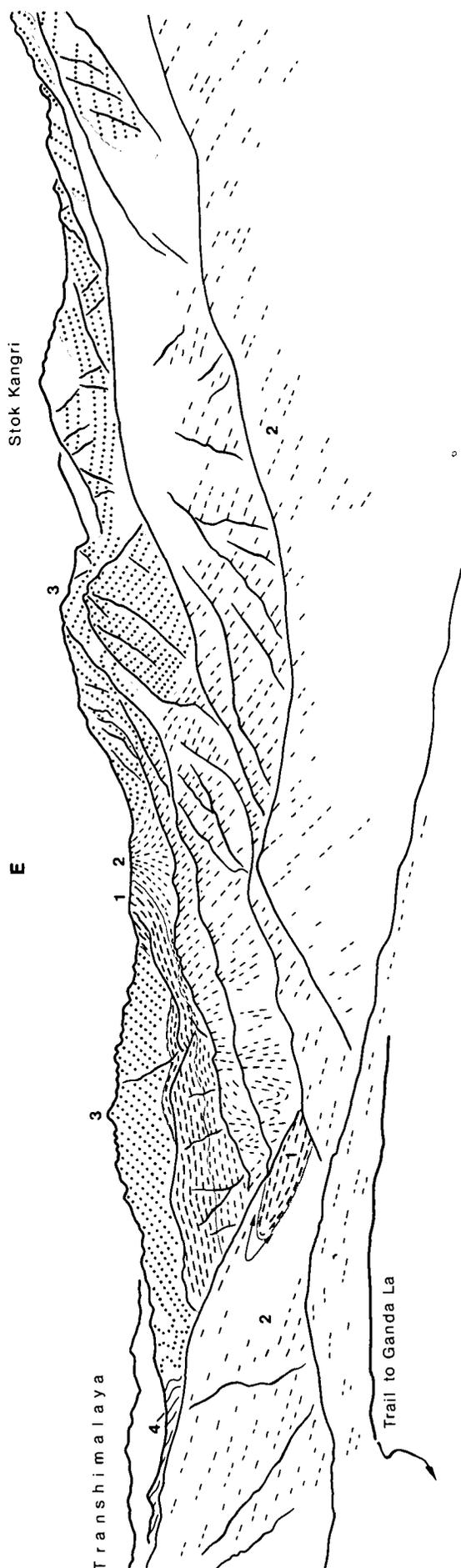


Fig. 1: The anticline of Jurutze seen from the ascent to Ganda La.
 1 = Basal Clastics (Eocene); 2 = Jurutze Flysch (Eocene); 3 = Multicoloured molasses (Rumbok, Stok Kangri); 4 = Younger molasse.

The Jurutze Flysch is a thin-bedded alternation of grey, fine grained, calcareous greywackes, calcareous shales and rare blue foraminiferal limestones (BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984). These authors report about Upper Paleocene – Lower Eocene foraminifera found in the southern portions of the Jurutze Flysch. One of my samples from NE of Shingo yielded fossils of the same age (kindly determined by Prof. Dr. L. HOTTINGER, Geol. Palaeont. Inst. Univ. Basle, Switzerland):

- Alveolinas ill-preserved
- Assilinas of the *exponens* group
- Nummulites
- "Operculinoides" probably nummulites of the *spirectypus* group
- *Operculina* ex gr. *alpina*
- Discocyclinas
- *Lockhartia* sp.
- *Orbitolites* sp.
- red algae

Besides these fossils I observed high-spired gastropods, bivalves, and nummulites W of Jurutze and SW of Ganda La. DAINELLI (1933–34) described the fossils of the Eocene series, which were observed first by LYDEKKER (1883).

The Jurutze Flysch was deposited in marine environment. The fine-grained and finely laminated sandstones along with sole marks suggest a distal turbidite environment (BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984).

The Eocene sequence is exposed in a huge anticline, which, however, is not symmetrical (Fig. 1). The multicoloured basal series crop out along the boundary against the Rumbok Molasse and therefore BAUD et al (1982b) assume a structural plane there. BROOKFIELD (1983) and BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) think that the Rumbok Molasse was deposited unconformably on the folded Eocene sequence. This explanation appears most probable also to me: the Eocene succession was folded with SSW-vergency. The basal series occur in 3 anticlinal cores, in part imbricated. One in the area of the uppermost houses on the way to Ganda La (Kunda La), a second between Rumbok and Jurutze before the ascent to the latter place and a third one along the northern boundary of the Eocene succession. This latter one has been truncated by erosion before the sedimentation of the Rumbok Molasse, which overlaps the Eocene series in the mountains W of the Rumbok Valley. The Rumbok Molasse crops out on the ridge WNW of Ganda La and N of Shingo, as can be seen from the talus. STERNE (1979) similarly found three anticlines in the Eocene sequence of the Zanskar Valley to the W. There the direction of the folds, however, is NE.

The asymmetry of the Jurutze Anticline may be accentuated by the fact that the facies of Basal Clastics and Jurutze Marls occurs only in the N and is replaced by flysch in the S.

BAUD et al. (1982b) and BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, (1984) note a passage from the Nummulite Beds respectively Jurutze Flysch into the overlying Stok Kangri Conglomerates. This formation consists of thick-bedded conglomerates and sandstones of yellow, green, or red colours. BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) suggest depositional environment of meandering streams, proximal braided streams of alluvial fan deposits. BAUD et al. (1982b, Fig. 5, B) correlate the Stok Kangri Conglomerates with their Multicoloured Molasse-

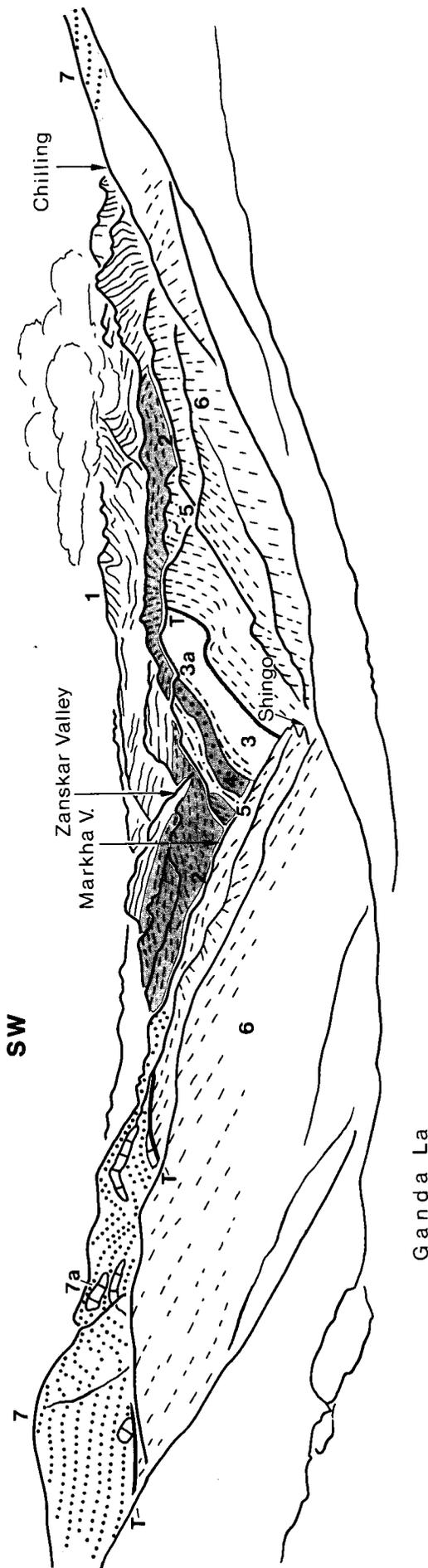


Fig. 2: View from the Ganda La towards the SW.
 1 = Zanskar Carbonates (Triassic-Jurassic); 2 = Lamayuru Formation; 3 = Dras Flysch-Volcanics, 3a = Red horizon; 4 = Skiu Conglomerate; 5 = Chilling Molasse (post-Upper Paleocene); 6 = Jurutze Flysch (Eocene); 7 = Multicoloured molasse, 7a = Limestone klippe near subvertical thrust (T).

equivalent to Rumbok Molasse. From structural point of view this seems probable also to me (Pl. 3 [3, 4]).

Further E the Stok Kangri Conglomerates are succeeded by the Gongmaru La Molasse, a thick-bedded alternation of red and green fine-grained sandstones, siltstones, and shales with lenticular layers of conglomerate deposited in similar environment as the underlying formation (BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984).

SSW of Ganda La, in the tributary valley E of Shingo the Jurutze Flysch is cut off along a vertical tectonic plane, obliquely to the NW-SE strike of the flysch (Pl. 1, Fig. 2). A series of klippe of rather massive, blue- and light grey limestone tens of meters thick, are found along this zone of disturbance. The slightly altered carbonates did not yield any fossils. On the eastern side of this tectonic line a vertical molasse series crops out. The talus consists of red friable breccias and conglomerates, hard green conglomeratic sandstones, red and green shales. Volcanic rocks only occur as pebbles, and there are no lavas or tuffs. From the lithology I do not agree with BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED who designate the series as Khalsi Unit (= Cretaceous flysch), but I regard it as squeezed portion of the multi-coloured molasses building up the high range NE of the Markha Valley. Confined by the NE-trending tectonic line the molasse series does not reach the valley leading from Ganda La to Skiu

According to BAUD et al., (1982b, Fig. 5, 6) the tectonic boundary between the Jurutze Flysch and the succeeding Dras-Nindam Unit crosses the valley NE of the place Shingo. BROOKFIELD (1983) and BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) draw this line just S of Shingo. My sample 83/1 taken ENE of this village yielded an Ilerdian to Cuisian (Lower Eocene) foraminifer fauna proving that the rocks around Shingo still belong to the Jurutze Flysch. Prof. Dr. L. HOTTINGER (Geol.-Palaeont. Inst., Univ. Basle, Switzerland) kindly determined:

- Alveolinas (ill-preserved)
- Assilinas of the *exponens* group
- Nummulites
- "*Operculinoides*" probably Nummulites of the *spirectypus* group
- *Operculina* ex gr. *alpina*
- Discocyclinas
- *Lockhartia* sp.
- *Orbitolites* sp.
- Rotalids

Whereas the rocks around Shingo also lithologically resemble the Jurutze Flysch, the series further S of the village are doubtful. They consist of light slaty marls to marly limestones, and light green-grey, rusty weathering slates. As the samples yielded no determinable fossils, it is uncertain whether this calcareous flysch series belongs to the Jurutze Flysch or to the Dras-Nindam Unit. From the absence of volcanic beds and low arenite content, which contrast to the adjoining Dras-Nindam Unit, I am inclined to assume the first alternative. The rocks steeply dip SW or are vertical.

3. The Dras Unit and overlying Ultrabasic Klippes

The above calcareous flysch is succeeded by flysch rich in green, grey and rather dark sandstones, siltstones, and argillites. This well-bedded series contains

green, basic lavas and tuffs. Obviously this flysch-volcanic formation, several hundreds of meters thick, represents the Dras-Nindam Unit. BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) correlate the series to their Khalsi Flysch. The calcareous flysch between Jurutze and Dras-Nindam Flysch apparently is taken by these authors as part of their Khalsi Flysch.

The rocks are much folded and dip steeply towards the SW or are vertical.

At the top the flysch-volcanic formation is succeeded by a 50–80 m thick conspicuous bright red zone of pebbly mudstone, siltstone to conglomeratic sandstone. This predominately shaly, red band passes upwards into green, massive conglomerates. The components of this coarse (cm to 0,5 m sizes) conglomerate are ill-sorted, but mostly rounded cobbles of red and green volcanics, tuffs and lavas of mainly basaltic composition, ultrabasics, amphibolites, epidote, red and green cherts, quartzites, sandstones, slates, phyllites, marls, and various carbonates (Fig. 3). The green matrix is a microbreccia to silty shale. The massive to very thick-bedded conglomerates are sheared, and folded with green argillites, which seem to be primarily interbedded. The thickness of the conglomerate is 100 to 150 m.



Fig. 3: The Skiu Conglomerate SW of Shingo.

BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) regard the conglomerate an olistostrome and describe its apparent gradation into the overlying molasse. I also came to the conclusion that the molasse follows stratigraphically on the conglomerates.

This molasse is mostly thick-bedded and consists of red, green, and grey, fine- to medium-grained sandstones with pockets and layers of conglomerate or breccia, green siltstones and red, green, and grey shales. Cross-bedding, scour and fill structures, ripple marks, burrows and rare flute casts were observed. BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) did detailed petrographic studies and found that “curiously, despite the abundance of spilitic pebbles in its lowermost beds, the molasse is mature like the Stok Kangri and Gongmaru La Red Molasse” ... “The whole molasse sequence resembles the deposits of moderately sinuous braided streams...” The above authors suggest a thickness of at least 700 m, an estimation, which, however, is difficult because of the intense folding.

For the age of this multicoloured molasse it is important that I found pebbles of blue nummulitic limestone

in the conglomerates. LYDEKKER (1883, p. 108), who first mentioned the conglomerates of this section, reported about “numerous pebbles of the nummulitic limestone”. However it is not clear whether he found these pebbles in the olistostromic conglomerate or the succeeding molasse sequence. I observed nummulitic pebbles only in the molasse.

The molasse may be traced to the Chilling area in the W (Pl. 1, 2). In a limestone pebble from a conglomerate bed there (83/66) Prof. Dr. L. HOTTINGER (Geol.-Palaeont. Inst. Univ. Basle, Switzerland) kindly determined fossils suggesting Middle Eocene(?) age:

- *Nummulites* sp.
- *Rotalia* sp.
- *Alveolinas* ex gr. *elliptica*

This indicates that after a significant tectonic phase the Early Tertiary carbonates of the Zanskar Shelf and (?) the Indus Molasse (e.g. Jurutze Anticline) were eroded and redeposited in transgressing molasse formations. In my view (FUCHS, 1984a) the olistostrome horizon, which connects isolated thrust masses of ultrabasics resting on the Dras Flysch-Volcanics, signals the SW-directed nappe movements. After the thrust masses slid onto the Dras Unit the sedimentation changed there to molasse type.

To the S the molasse of the Dras Unit is terminated by the SW-dipping thrust, which brings the Lamayuru Unit onto the Dras Unit.

BAUD et al. (1982b, Fig. 5) did not recognize the molasse character of the above series designating it as “green calcschist and volcanic sandstone” of their Dras-Nindam Unit.

The Dras Unit is rather thin in the Shingo-Skiu section, compared to the Lamayuru-Khalsi area or the region N of Mulbekh.

W of the Shingo-Skiu section the Dras Unit crosses the Zanskar Valley, a region described by STERNE (1979). According to this author the flysch crosses the Zanskar in a large anticline N of Chilling and S of Sumdah Doh. STERNE termed it the Zanskar Flysch. Overlying the flysch STERNE records reddish-maroon siltstones and conglomerates followed by volcanoclastics – the Skiu Conglomerate, which crosses the Zanskar 1 km N of Chilling village. There is not much doubt that this association of volcanoclastic conglomerate and red siltstones and conglomerates on top of the flysch represents the western continuation of the conglomeratic horizon observed in the Shingo-Skiu section (see above).

With tectonic contact to the above sequence STERNE describes a series of “green and purple siltstones and shales, grey shales, and green and brown sandstones” from the area around Chilling, which he termed the “Chilling Formation.” From the lithologic variations, sedimentary structures and the occurrence of fresh-water *Unio* STERNE deduced a deltaic to estuarine deposition. Regarding structure STERNE correlates his “Chilling Formation” to the Spongtag Klippe and assumes it to represent a similar outlier. Contrary I found the gently S dipping “Chilling Formation” of the type area to form the western continuation of the molasse succeeding the Skiu Conglomerate in the Shingo-Skiu section. Additionally to the rock types described by STERNE I observed conglomerate beds containing pebbles of nummulitic limestone (see above). From the identity of the “Chilling Formation” with the molasse formation of the Shingo-

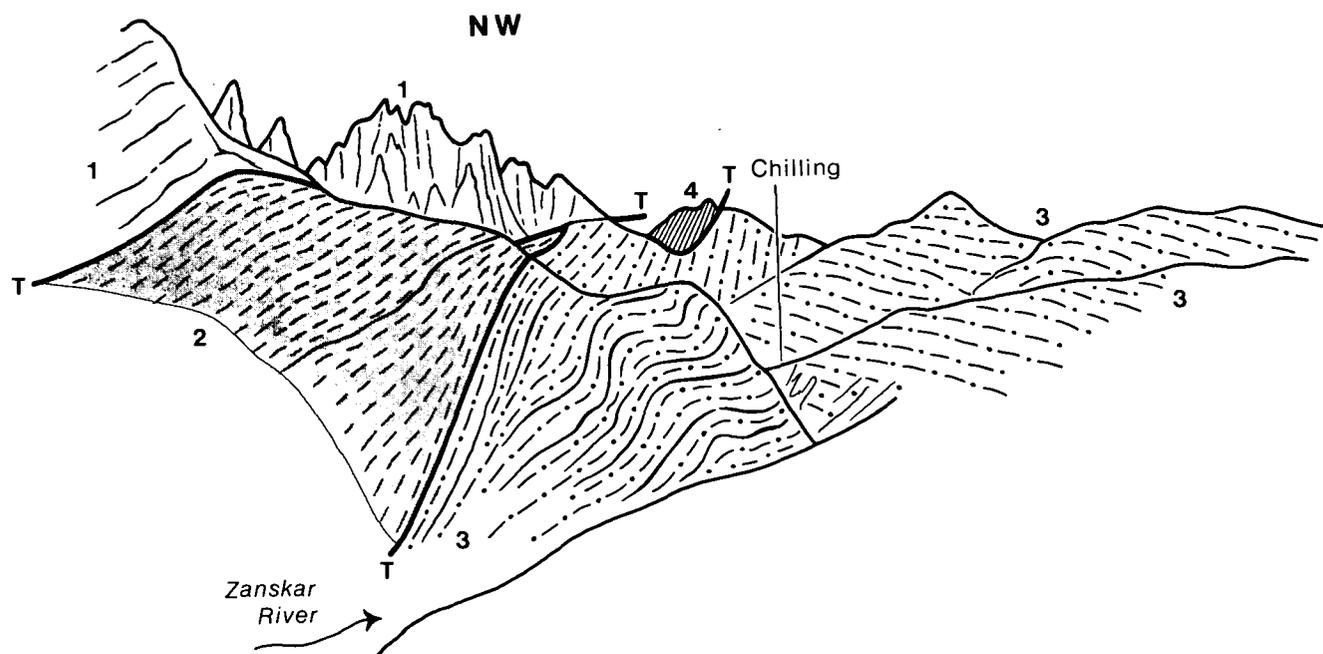


Fig. 4: View from the Zanskar Valley near Chilling towards the NW.
1 = Zanskar Carbonates; 2 = Lamayuru Formation; 3 = Chilling Molasse; 4 = Outlier of ultrabasics; T = Thrusts.

Skiu section first recognized by BROOKFIELD (1983), I name it the Chilling Molasse and regard it as the youngest portion of the Dras Unit. The gradational contact of the molasse with the underlying olistostrome (volcanoclastic conglomerate) seems to be tectonically overprinted at Chilling (STERNE, 1979). W of the Zanskar, however, all units appear to be highly disturbed: along a low angle thrust the steeply folded Zanskar carbonates override the Lamayuru Unit, which is squeezed out towards the crest of the ridge W of Chilling (Fig. 4). Close to the carbonates a major mass of ultramafics overlies the multicoloured rocks of the Chilling Molasse, which down-slope towards the Zanskar River is overthrust by the Lamayuru Unit. From Landsat imagery it appears that the ultramafics are connected with the ophiolitic melange and volcanoclastic conglomerates reported by STERNE from N of Chilling. These continue to the Shingo-Skiu section and can be traced on satellite imagery to the larger ultrabasic mass N of Chaluk (Pl. 1, 2). Contrary to STERNE the Lamayuru Unit does not underlie the Chilling Molasse but follows S of it with a tectonic contact (Pl. 1, 2, 3).

To the E of the Shingo-Skiu section the next traverse studied is along the side valley joining the Markha Valley at Chaluk (Pl. 2, 3 [4], Fig. 5): An ophiolitic melange Zone described in chapter 4 separates the Lamayuru and Dras Units. The Dras Unit in its southern portions is composed of intensely folded Chilling Molasse. The latter consists of medium to thick-bedded series (0,5–4 m) of red, green, and grey slates, grey, green or brownish, fine to medium-grained, partly calcareous sandstones and conglomerates, which may reach even 5–6 m thickness; the components of the latter – quartz, carbonates, volcanics etc. the sedimentary components prevailing – are well-rounded, but badly sorted. The pebbles may reach dm-sizes. The sandstones are generally lithic, with tuffaceous and calcareous beds. The components carbonate, quartz, chert, basic volcanics, chlorite, sandstone, siltstone and shale are

commonly ill-rounded or angular. The sandstones pass into micaceous siltstones.

Cross-stratification, clay gall breccias, desiccation cracks, and burrows are observed in this series. The siltstones may show flame structures.

The Chilling Molasse is much folded in that section and the s-planes predominantly dip towards the SW. However near to the southern ultrabasic body the s shows a marked eastern dip and the molasse series plunges beneath this serpentinite mass. The northern ultrabasics appear to be stratigraphically overlain by the molasse, but the contact is not exposed. I suppose that the molasse was deposited after the emplacement of the ultrabasic thrust masses, but the southern serpentinite body slid further southwestward onto the Chilling Molasse in a younger phase.

The northern ultrabasic mass, which was just touched, seems to be composed of serpentinite, serpentinite breccia and peridotite; further radiolarite, chert- and volcanic breccias were found in the float. These latter rocks may be derived from the Dras Volcanics underlying the ultrabasics or from the ophiolitic melange zone separating the Dras Unit from the Indus Molasse.

Further E in the area N of Markha village the Dras Unit pinches out and reappears only E of the Leh-Manali road, as may be deduced from the map of THAKUR & VIRDI (1979). In the tributary valley N of Markha the Chilling Molasse is still cropping out in several hundred meters thickness, but was not observed farther E. The Dras Unit ends between two branches of ophiolitic melange. These melanges are particularly well-developed with large limestone klippe where the Dras Unit ends, but lose their melange character towards the NW. There they are represented by simple structural planes terminating the Dras Unit in the N and the S. Towards the SE the melanges join and continue as one ophiolitic melange zone separating the Lamayuru Unit from the Indus Molasse (Pl. 1, 2, 3).

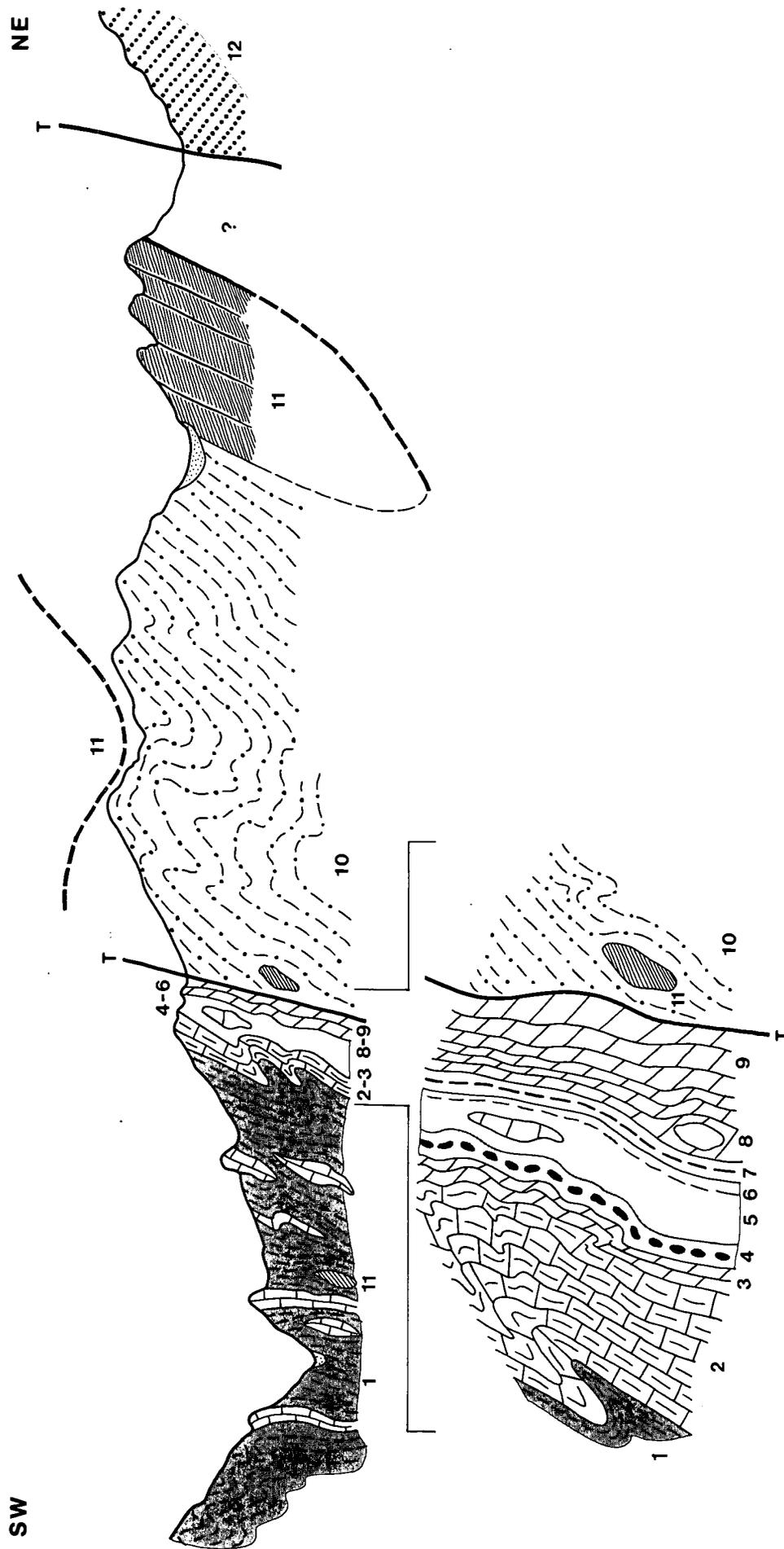


Fig. 5: The section along the side valley N of Chaluk (with a detail section across the ophiolitic melange).
 1 = Lamayuru Formation (Triassic-Cretaceous?); 2 = Shillakong Formation (Up. Albian-Up. Campanian); 3 = Tuffaceous and cherty horizon; 4 = Agglomerates; 5 = Pillow lavas and layers of chert; 6 = Sheared basalt, inclosed lenticular body of limestone; 7 = Multicoloured slates; 8 = Blue nodular limestone inclosing a block of basic volcanics; 9 = Multicoloured marls, limestones and cherts; 10 = Chilling Molasse; 11 = Ultrabasics, mainly serpentinite; 12 = Indus Molasse; T = Thrusts.
 Length of section approximately 5 km.

4. The Ophiolitic Melange Zones

As mentioned above an ophiolitic melange zone separates the Indus Molasse from the Lamayuru Unit in the region Lato to N of Hankar. In the Omlung-Markha area, where the melange zone splits into two branches, a series of large limestone klippe are found in that huge tectonic breccia. By their light colour they are identified also on satellite imagery. The southern branch, the lineament separating the Chilling Molasse of the Dras Unit from the Lamayuru Unit, still shows melange character in the section N of Chaluk (Pl. 2, 3 [4], Fig. 5). Further W towards the Zanskar I did not observe any melange along that lineament.

In the Chaluk section (Fig. 5) the much folded and steeply dipping Lamayuru Formation (1) is followed by Shillakong Formation in the N. The contact seems to be a sedimentary one. The Shillakong Formation (2) is 150–200 m thick and consists of green, cream, and red, brown-weathering slates, calc schists, marls and limestones. Towards their northern boundary these rocks become green, tuffaceous and cherty (3). The schistose rocks contain cm to dm lenses of limestone and layers or nodules of chert (radiolarite?). This passage zone to the adjoining agglomerates is about 7 m thick. Schistose green pebbly mudstones follow, which are 4 to 5 m thick (4). The components, which may reach 40 cm diameters are mostly carbonates, sandstones and basic volcanic rocks. There are also cm laminae of chert. Foliated green pillow lavas with dm-layers of chert reach a thickness of 8 m (5). Sheared basalts about 5 m thick follow (6). A lenticular body of light grey to cream coloured limestone, about 6 m thick, is inclosed in the above volcanics. This lens is exposed in the orogr. right slope of the valley. Again multicoloured slates of the Shillakong Formation follow about 6 m thick (7). Then come blue nodular limestones (8)

inclosing a 3 m block of basic volcanite. The latter is a fine-grained, greenish rock showing foliation. The ophiolitic structure is well-preserved, though the primary minerals are replaced. Phenocrysts of pyroxene or hornblende are recrystallized to chlorite, carbonate, clinozoisite, sericite, sphene and ore, whereas laths of former basic plagioclase are replaced by albite, carbonate, sericite, and clinozoisite.

The blue limestones (8) contain brown weathering fine-brecciaceous layers, which show angular fragments of reddish sparitic limestone up to sizes of several mm in a greenish matrix appearing opaque under the microscope. This groundmass substance also forms shells in broken carbonate ooids, which also are found in the breccia. This rock seems to be the product of pelagic carbonate sedimentation and simultaneous submarine volcanic activity; glassy, cherty or metalliferous infiltrations and incrustations, as well as the red colour of the carbonate, indicate contemporaneous volcanism.

From the above blue limestone with reddish layers an alteration develops of well-bedded red, cream, green, grey and white marls, limestones and cherts (radiolarites?) (9). The whole siliceous carbonate series (8 + 9) N of the basic volcanic intercalation is several tens of meters thick.

The multicoloured carbonates are terminated by a steep thrust, which brings them in contact with the Chilling Molasse in the NE. Thus there is a sharp tectonic boundary between the ophiolitic melange zone and the Dras Unit, but not against the Lamayuru Unit adjacent to the SW. The dark carbonate flysch seems stratigraphically linked with the multicoloured pelagic Upper Cretaceous Shillakong Formation. The latter is interbedded with pyroclastics and basic flows of the ophiolitic melange zone. This indicates that the Lamayuru Unit was adjoining to an Upper Mesozoic subduction zone in

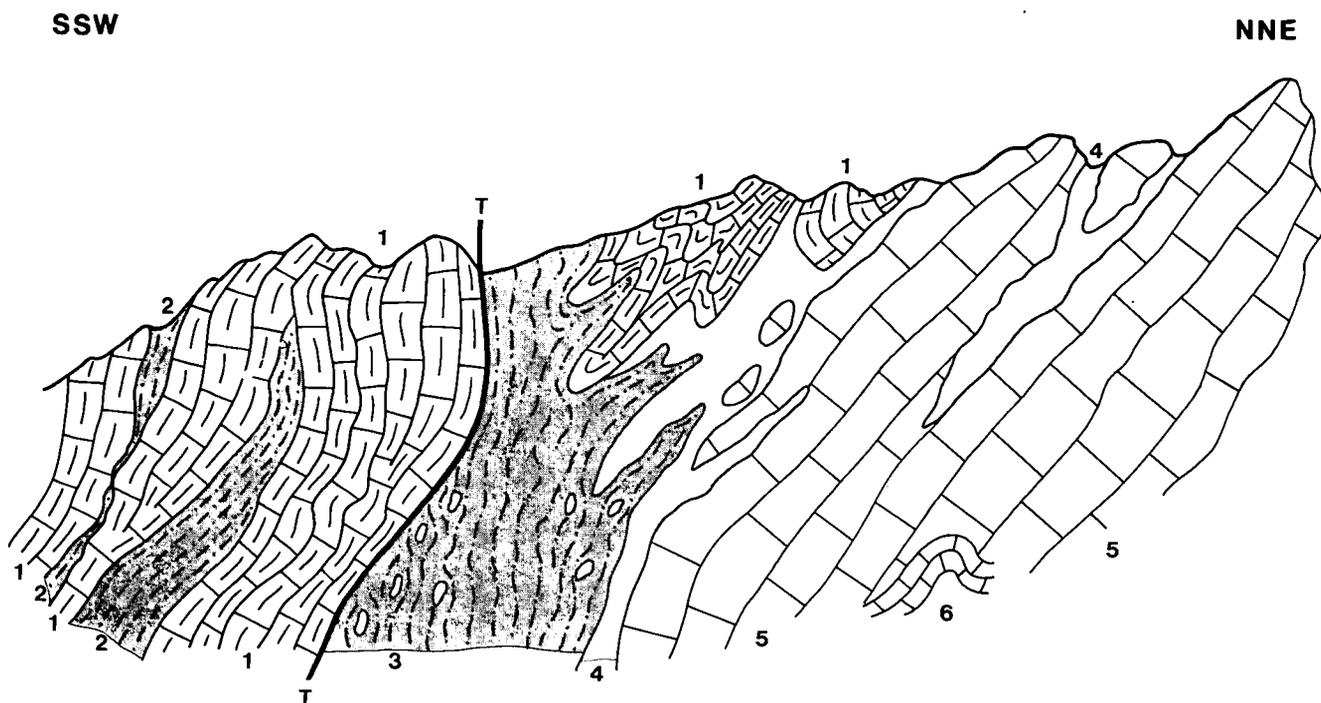


Fig. 6: Section along tributary N of Markha village.

1 = Shillakong Formation; 2 = Non-carbonate flysch; 3 = Olistostromic flysch (1–3: Lamayuru Unit); 4 = Basic volcanics (lavas, tuffs); 5 = Limestone klippe (white and grey); 6 = Red limestone; T = Thrust. Length of section approximately 1 km.

the NE. The basic volcanism is confined to this northernmost portion of the Lamayuru Unit.

The described ophiolitic melange zone, which separates the Lamayuru and Dras Units, was again touched further E, N of Markha (Pl. 2, 3 [5, 6]): Like the Chaluk section the northernmost parts of the Lamayuru Unit are composed of Shillakong Formation (Fig. 6; 1). This multicoloured series is 300–400 m thick and contains intercalations of dark, non-carbonate flysch (2). The flysch consists of grey, green and black fissile slates alternating with dm to 0,5 m beds of fine-grained, rusty weathering sandstones, green, grey quartzites and manganiferous cherty layers; there are also a few beds of dark impure carbonates showing ferruginous weathering. Sole marks are frequent in the well-bedded sequence. In the N the Shillakong Formation is terminated by a tectonic plane. Along the zone of disturbance black olistostromic flysch (3) borders the Shillakong rocks. The s-planes of the much deformed flysch are mostly vertical and thus obliquely to the SW-dipping Shillakong Formation. The flysch is mainly composed of black slates containing irregular fragments of limestone, sandstone, and manganiferous cherty rocks. These components generally are of cm- to dm-dimensions.

However there are also a few limestone klippe of decametric sizes. In the orogr. left flank of the tributary valley masses of basic volcanites (4), up to 10 m thick, are intercalated in the olistostromic flysch.

In the ridge W of the named valley Shillakong Formation occurs as a synform folded with the underlying flysch (Fig. 6). N of these Shillakong rocks respectively the flysch, conspicuous light limestone klippe follow several hundred meters thick (5). The klippe are composed of massive, partly schistose, grey and white slightly recrystallized limestones. Some minor parts of the klippe consist of thin-bedded red carbonates (6, binocular observation). In the orogr. right slope I studied the southern contact of the klippe: Throughout the contact is sharp, but meter blocks of the limestone are inclosed in the adjoining schistose rocks. These are either the dark pebbly flysch (see above) or grey, purple, and green volcanics, tuffaceous slates, and subordinate flows (4). Basic lavas also form decametric zones within the carbonates of the klippe. The contacts are magmatic, suggesting that the klippe slid into a basin with flysch deposition and simultaneous basic volcanism; the volcanics inclosed the klippe and intruded along fracture zones.

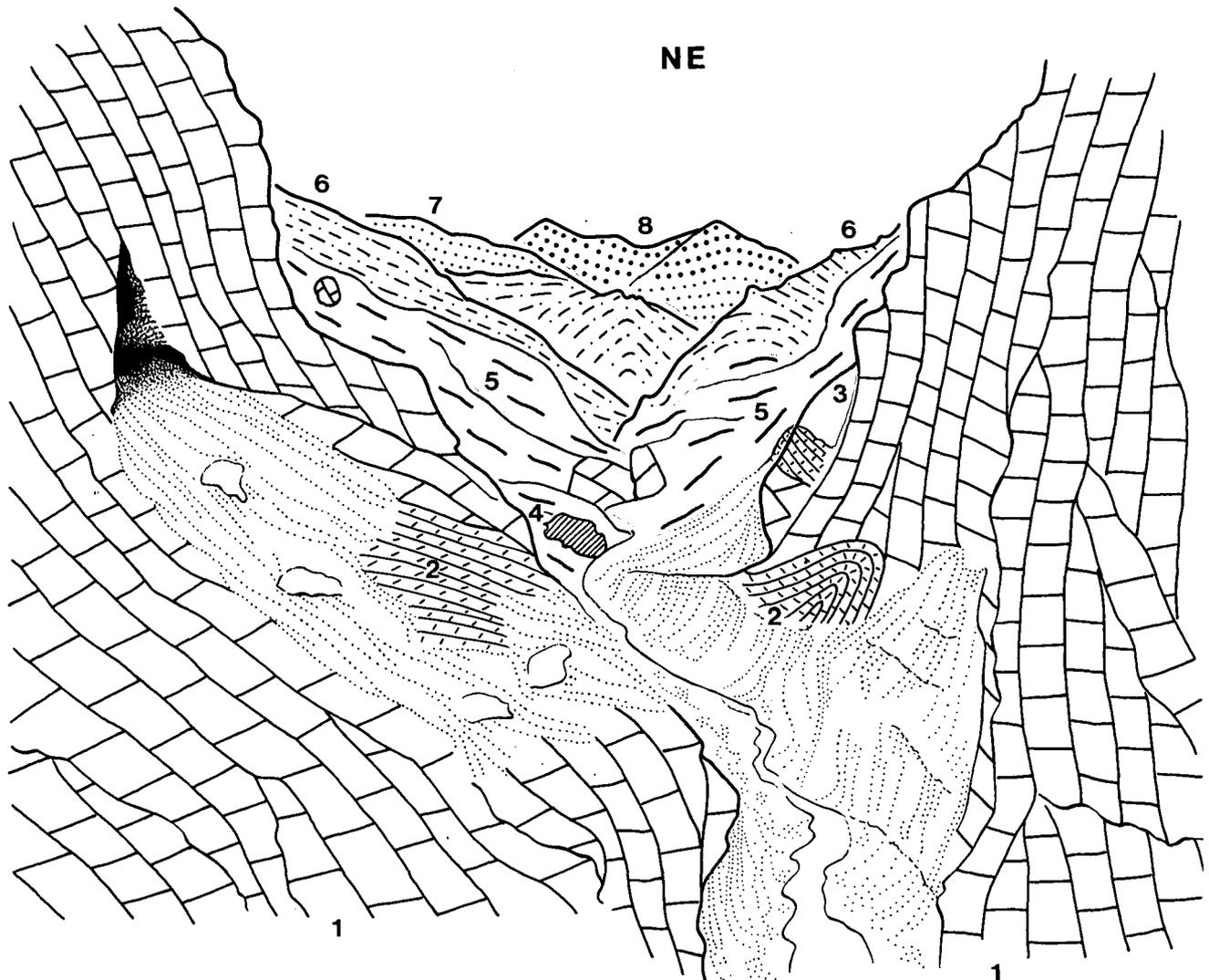


Fig. 7: View upstream the tributary N of Markha village.

1 = Klippe consisting of white and grey limestone; 2 = Red limestone; 3 = Basic volcanics; 4 = Serpentinite; 5 = Schistose rocks of the melange zone inclosing carbonate klippe; 6 = Chilling Molasse (Dras Unit); 7 = Eocene green molasse; 8 = Red molasse (7,8: Indus Molasse).

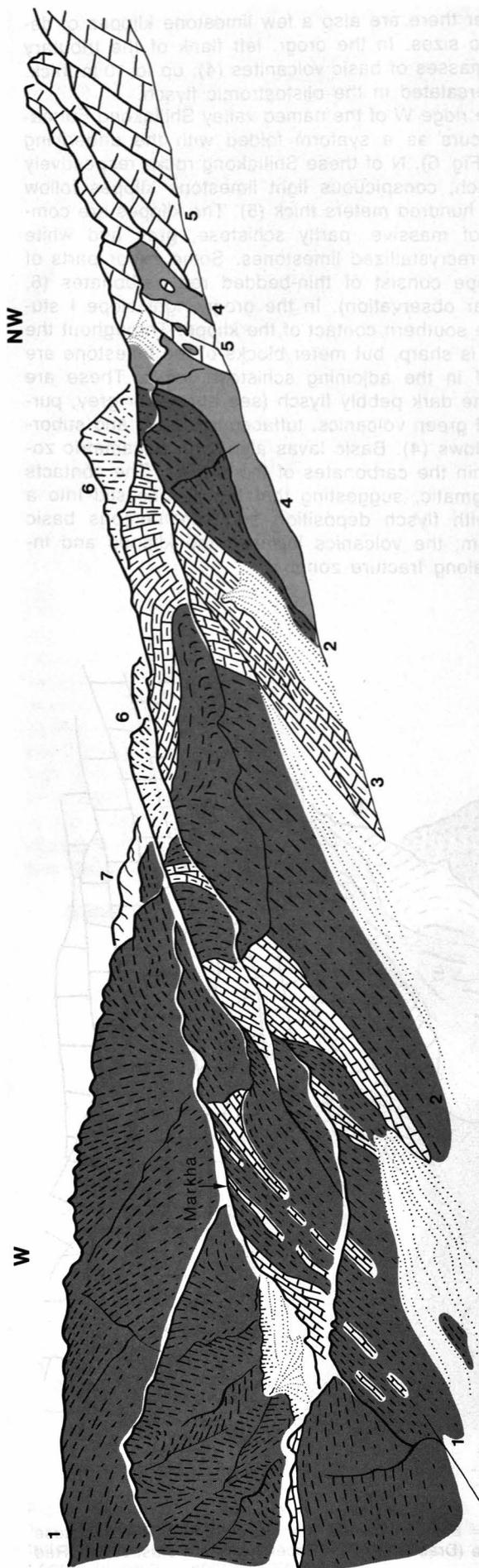


Fig. 8: Panorama view from the ridge W of the Omlung tributary towards the W and NW. The Lamayuru Unit exhibits domal structure S of the Markha valley, but is vertical along this valley.
 1 = Lamayuru Formation (plus major bands of limestone); 2 = Non-carbonate flysch; 3 = Shillakong Formation (1-3: Lamayuru Unit); 4 = Basic volcanics; 5 = Limestone klippe (ophiolitic melange); 6 = Chilling Molasse (Dras Unit); 7 = Zanskar Carbonates.

The stream cut a gorge in the above klippe and waterfalls prevented access further upstream. By means of binocular and the boulders in the river it is indicated that N of the large carbonate klippe again basic volcanics crop out. They are associated by schistose argillites, multicoloured cherts and smaller klippe of serpentinite and carbonates (Fig. 7). These steeply dipping rocks belong to the melange zone; they abut against NNE-dipping variegated sandstones and slates of the Chilling Molasse (Dras Unit). The background in fig. 7 is formed by greenish (Eocene) molasse and red molasse building up the top of the range (see also Pl. 3 [5, 6]). Another melange zone not visible in fig. 7 is probably separating the Dras Unit from the Indus Molasse (satellite imagery).

The area E of the section just described is illustrated by the sketch view seen from the ridge W of the Omlung tributary (Fig. 8). The black argillites and associated carbonates of the Lamayuru Formation steeply dip SW or are vertical. They are succeeded in the NE by dark flysch containing bands of Shillakong Formation. Like the Markha section (see above) basic volcanics follow intimately connected with large carbonate klippe.

In the gorge of the tributary N of Omlung village the melange zone was studied again (Pl. 3 [7]): Ascending towards the N one first crosses vertical black argillites and carbonates of the Lamayuru Formation. Then comes a 10 m band of Shillakong Formation. N of the latter the Lamayuru carbonate flysch passes into non-carbonate flysch. This flysch consists of a thin-bedded alternation of black and grey-green, laminated argillites and grey, fine-grained, micaceous sandstones, carbonate sandstones and quartzites. The rusty weathering, arenaceous rocks show uneven bulbous s-planes and various sole marks, such as load casts, flute casts, burrows etc. (Fig. 9). Further there are dm-beds of siliceous rocks of conspicuous dark brown-violet colour, which points to a higher content of Fe and Mn.



Fig. 9: Non-carbonate flysch in the Omlung tributary. Sandstone shows various sole marks (load casts, flute casts?, burrows).

After a 200 m of flysch Shillakong Formation follows (about 100 m). An impure marly limestone of this series yielded a Campanian fauna (determination kindly by Prof. Dr. L. HOTTINGER, Geol.-Palaeont. Inst. Univ. Basle, Switzerland).
 83/14: *Gavelinella* sp.
Hedbergella sp.

Heterohellicids
 one- and two-carinated Globotruncanas
 Lagenids
 small Rotalias
 small agglutinative foraminifers
Orbitoides douvillei (SILVESTRI)
 fragments of *Inoceramus*, bryozoans, echino-
 derms, etc.

In the N the Shillakong Formation is underlain by flysch again, then come green, grey, and purple tuffaceous slates, pyroclastica and green lavas. The latter are fine-grained amygdaloidal rocks. Sporadic phenocrysts of plagioclase are embedded in a matrix of slender laths of plagioclase in a devitrified glassy base. The amygdales consist of coarse-grained carbonate with some quartz. Some amygdales are rimmed by chlorite. There is strong alteration into albite, carbonate, chlorite and ore, which makes the determination of the plagioclase impossible.

These volcanics border and intrude large klippe of white and grey massive carbonates. They also inclose blocks of the latter. Fig. 10, Pl. 4 show the complicated geology of the melange zone N of Omlung. By binoculars it was found that N of the carbonate klippe red argillites and basic volcanics follow. A series of comparatively small serpentinite bodies marks the tectonic boundary against the Indus Molasse.

Like in the other sections described it was not possible to draw a sharp boundary between the Lamayuru Unit and the ophiolitic melange zone in the N. The carbonate flysch passes into dark flysch containing few carbonate beds, and finally into non-carbonate flysch. The multicoloured Shillakong Formation occurring in several bands is associated with both types of flysch. The basic volcanics of the ophiolitic melange are in magmatic contact with the flysch, Shillakong Formation, and the carbonate klippe. Thus it is impossible to say where the Lamayuru Unit exactly ends and the ophiolitic melange begins.

Approximately 1,5 km E of Omlung village I climbed a ridge towards the N and traversed the ophiolitic melange (Pl. 3 [8]; Fig. 11): Again the Lamayuru Formation grades into non-carbonate flysch towards the N. Both formations contain decametric bands and lenses of bluish grey limestone, which are rather resistant and thus overtower the soft terrain formed by the surrounding rocks. These limestones show the characteristic structure of microbreccia or grainstone of the type described by BASSOULLET et al. (1981). According to these authors the carbonates formed on the Zanskar Shelf and were resedimented by grain flows in the adjacent trough.

The flysch series containing many lenticular bodies of the above limestone attains thickness up to 1000 m. In the highly disturbed melange zone a characteristic orange weathering conglomerate occurs either within the flysch or between the flysch and other series of the melange (Fig. 11). The conglomerate, which is 10 to 20 m thick, is coarse-grained, ill-sorted with well-rounded components up to 0,5 m sizes (Fig. 12). The pebbles and boulders are various carbonates, basic volcanics, quartzite, radiolarite, and granite in a carbonate matrix. A good portion of the carbonate boulders were identified as nummulitic already in the field. Prof. Dr. L. HOTTINGER (Geol.-Palaeont. Inst. Univ. Basle, Switzerland) kindly determined:

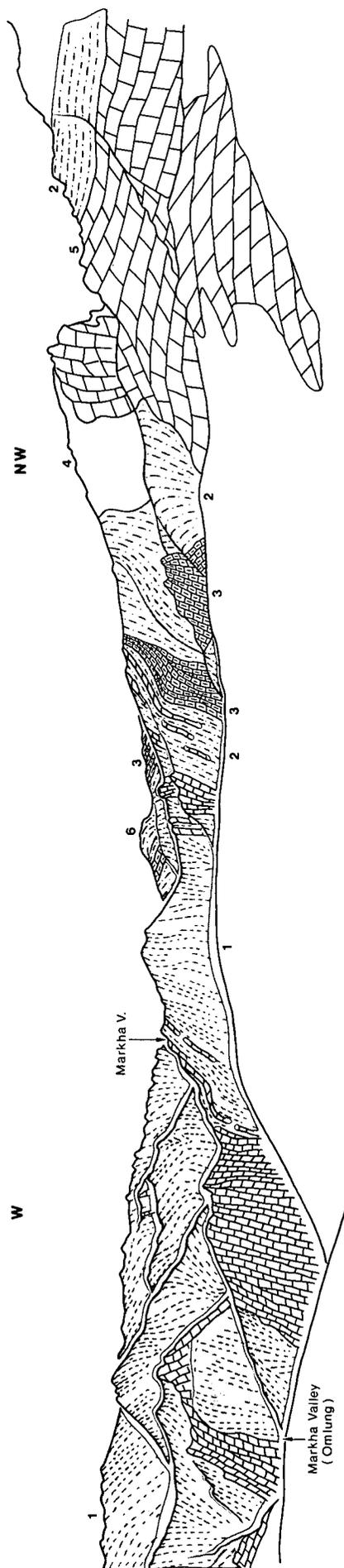


Fig. 10: Panorama view of the Omlung area towards the W and NW.
 1 = Lamayuru Formation with bands of limestone; 2 = Non-carbonate flysch; 3 = Shillakong Formation; 4 = Basic volcanics; 5 = Limestone klippe; 6 = Chilling Molasse.
 The Lamayuru Unit joins the ophiolitic melange without a sharp boundary.

SW

NE

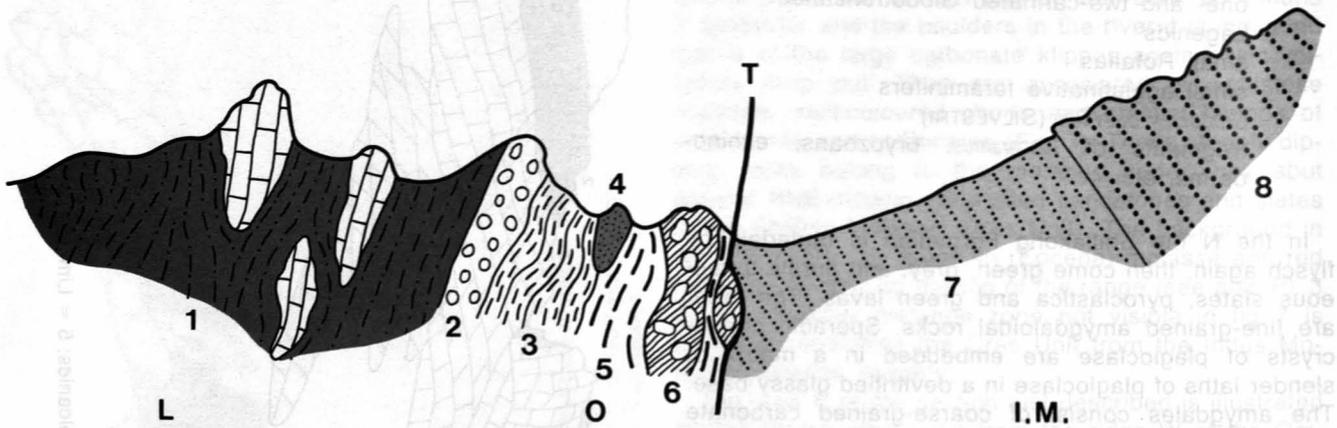


Fig. 11: Section across the ophiolitic melange zone NE of Omlung.

1 = Non-carbonate flysch with lenticular bodies of allodapic limestones; 2 = Orange-weathering conglomerate (post-Upper Paleocene); 3 = Red cherts; 4 = Black silt- to sandstone; 5 = Red argillites and red chert breccias; 6 = Serpentinite conglomerate; 7 = Green molasse containing nummulites; 8 = Varicoloured molasse; T = Thrust; L. = Lamayuru Unit; O. = Ophiolitic melange; I.M. = Indus Molasse.

Length of section ca. 1 km.

83/19: *Miscellanea* sp. ?*Linderina* sp.
Daviesina cf. *danieli* SMOUT
Lockhartia conditi NUTTAL
Nummulites sp.
Discocyclinas
Truncorotalia

This fauna indicates Middle–Upper Paleocene age (*primaeva-cuccuniformis*-Zone). Thus the age of the conglomerate is definitely post-Paleocene and like the Skiu

Conglomerate also this coarse-clastic horizon signals the first significant phase of the Himalayan orogenesis. In the course of later tectonic phases the conglomerate and the other series of the melange zone became much deformed. Coarse-clastic sediments subsequent to the first phase of the Himalayan orogenesis appear to occur all along the Indus-Tsang Po Suture Zone (HONEGGER, 1983, Fig. 9a; “Kargil formation” of SE-Ladakh, [THAKUR & VIRDI, 1979]; Liuqu Conglomerates of Tibet [BURG, 1983]).

N of the conglomerate red cherts follow (3 in Fig. 11). Then comes a lens of black, grey weathering, fine-grained silty sandstone to siltstone (4). In thin-section only a shell remain was found, which is similar to an *aptychus*. Red argillites succeed, which followed along the strike also contain red chert breccia. The bright red rocks are succeeded by dark green serpentinite conglomerate (6). The well-rounded components reach up to 40 cm diameters.

Whereas all series described above are subvertical, after a steep plane of disturbance a greenish formation follows dipping NE at medium angles (7). It is a well-bedded alternation of green, fine- to medium-grained sandstones with conglomeratic or brecciaceous layers and green shales. The sandstones are lithic composed of ill-sorted, angular grains of quartz, feldspar and fragments of sand- and siltstone, basic volcanics, quartz porphyry, and carbonate rocks. There are further sporadic shells of large foraminifera, which were identified by Prof. Dr. L. HOTTINGER (Geol.-Palaeont. Inst. Univ. Basle, Switzerland) as *Nummulites* sp. indicating Upper Paleocene-Eocene age. This formation belongs to the Indus Molasse and probably corresponds with the Jurutze Flysch further N. Like the latter it is overlain by multicoloured, mainly purple, thick-bedded molasse series. The Eocene molasse seems to form the core of an anticline, partly overturned towards the SW. The thrust terminating the ophiolitic melange zone in the NE cuts the internal structures of the Indus Molasse unconformably. Thus either the core of the fold or the steep and rather reduced SW-limb are in contact with the melange.

Fig. 13 shows the melange zone in the area where the described section (Fig. 11) was studied, and Pl. 5/1



Fig. 12: The post-Upper Paleocene conglomerate of the melange zone NE of Omlung. The components are well-rounded, but ill-sorted.

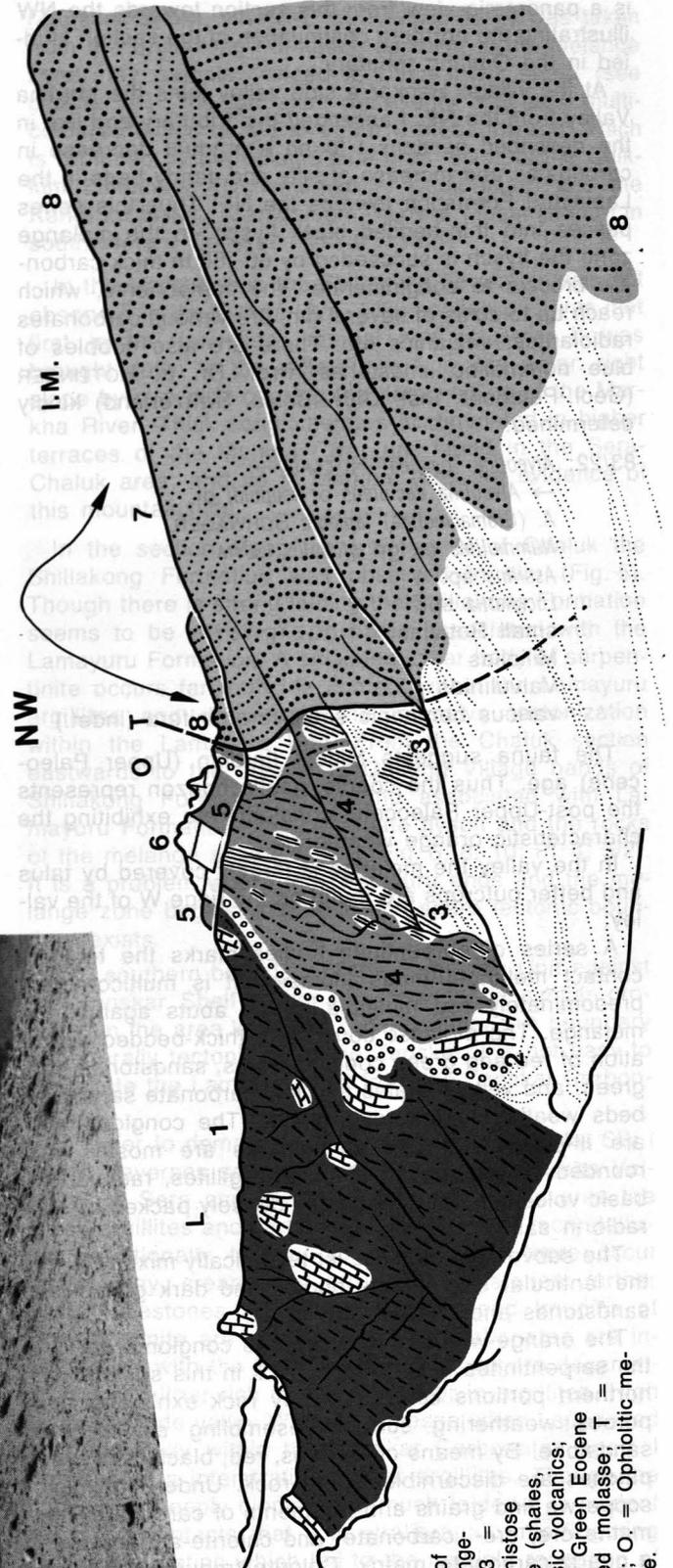
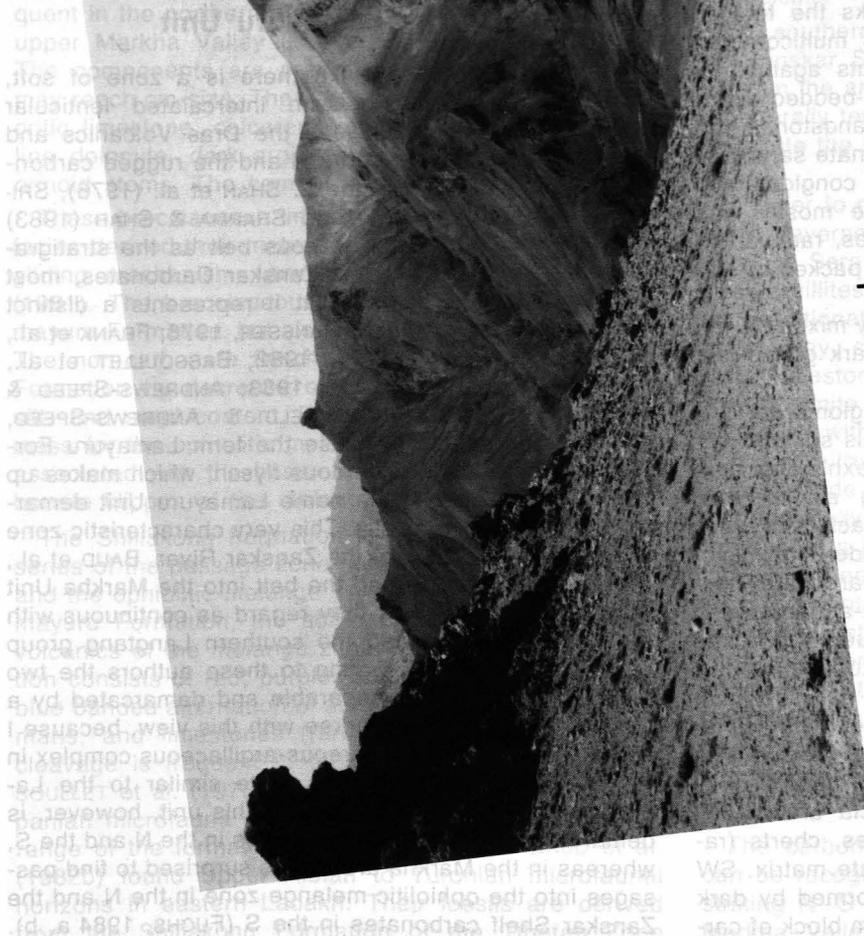


Fig. 13: Panorama view of the ophiolitic melange zone NE of Omlung seen from SE.

1 = Non-carbonate flysch including lenticular bodies of altopalpic limestone; 2 = Orange-weathering conglomerate; 3 = Serpentinite; 4 = Various schistose rocks of the melange zone (shales, cherts, flysch etc.); 5 = Basic volcanics; 6 = Limestone klippen; 7 = Green Eocene molasse; 8 = Multicoloured molasse; T = Thrust; L = Lamayuru Unit; O = Ophiolitic melange; I.M. = Indus Molasse.

is a panoramic view from this section towards the NW illustrating the northern continuation of the section studied in the Omlung tributary.

At the village Hankar a side valley joins the Markha Valley from the NE. I ascended this tributary and like in the described sections I found a gradual decrease in carbonates and increase of silty and sandy beds in the Lamayuru Formation towards the NE. Thus this series passes into thin-bedded black flysch. In the melange zone the flysch is succeeded by 60–80 m thick carbonate breccia to conglomerate. The components, which reach up to sizes of several dm, are various carbonates radiolarites, volcanics etc. There are also cobbles of blue nummulitic limestones. Prof. Dr. L. HOTTINGER (Geol.-Palaeont. Inst. Univ. Basle, Switzerland) kindly determined:

83/22: *Alveolina "ovicula"* NUTTAL →
→ *Alveolina decipiens* or *leupoldi* gr.
A. (Glomalveolina) lepidula SCHWAGER
Nummulites ex gr. globulus LEYM
Assilina sp.
Lockhartia sp.
small *Rotalias*
Miliolids
Valvulinids
various benthonic small foraminifera (indet.)

The fauna suggests Middle Eocene (Upper Paleocene) age. Thus the coarse clastic horizon represents the post-Upper Paleocene conglomerate exhibiting the characteristic orange weathering.

In the valley the melange is largely covered by talus and better outcrops are found on the ridge W of the valley:

A series of serpentinite bodies marks the tectonic contact melange / Indus Molasse. It is multicoloured, predominately red molasse, which abuts against the melange. The molasse consists of thick-bedded alternation of red and green conglomerates, sandstones, red, green, and yellow shales and few carbonate sandstone beds weathering in brown colour. The conglomerates are ill-sorted, but the components are mostly well-rounded. These are sandstones, argillites, radiolarites, basic volcanics and carbonates densely packed or sporadic in sandstone matrix.

The subvertical molasse is tectonically mixed up with the lenticular serpentinite bodies and dark grey flysch sandstones and shales.

The orange-weathering carbonate conglomerate S of the serpentinites is only 10 m thick in this section. The northern portions consist of grey rock exhibiting rusty porous weathering surface resembling a carbonate sandstone. By means of the lens, red, black, and green patches are discernible in the rock. Under the microscope we find grains and fragments of carbonate, haematite ore, ore-, carbonate- and chlorite-aggregates in a quartz-carbonate matrix. Chlorite frequently rims the ore grains. Thus the rock represents a tuffaceous carbonate-arenite, which indicates volcanic activity simultaneous with sedimentation. Towards the S this tuffaceous carbonate rock passes into coarse breccia with boulders and rock fragments up to 75 cm length.

The components of the coarse breccia are mainly carbonates, further multicoloured argillites, cherts (radiolarites?) and serpentinite in a carbonate matrix. SW from the pschitic horizon the ridge is formed by dark flysch and after about 60 m a sheared 4 m block of car-

bonate breccia is found surrounded by red radiolaritic rocks. The breccia resembles the main horizon (see above). A pebble of foraminiferal limestone from the breccia block yielded the following fauna (det. Prof. Dr. L. HOTTINGER, Geol.-Palaeont. Inst. Univ. Basle, Switzerland):

83/24: *Alveolina "ovicula"* NUTTAL
A. (Glomalveolina) lepidula SCHWAGER
Orbitolites biplanus LEHMANN
Opertorbitolites sp.
Nummulites ex gr. globulus
Miliolids
Valvulinids

As this fauna indicates Middle Eocene (Upper Paleocene) age, the breccia is post-Upper Paleocene.

Southwards along the ridge the section shows non-carbonate flysch grading southwards into the calcareous Lamayuru Flysch. But in both flysch series we find bands and klippen of blue, microbrecciaceous limestones. Pl. 5/2, a panorama view seen from the Nimaling Mountains, shows the region where the ophiolitic melange zone was studied in a series of sections (see above). Further SE in the area N of Lalung La the melange zone seems to be ill-exposed, covered by talus and was not followed by me. From satellite imagery the melange is clearly recognized: It crosses the Manali-Leh road N of Lato and continues SE in a straight line in the orogr. right slope of the valley in which the village Rumtse is situated. This is conform with the information provided by THAKUR & VIRDI (1979).

5. The Lamayuru Unit

All along western Ladakh there is a zone of soft, dark, calcareous flysch with intercalated lenticular bodies of limestone between the Dras Volcanics and Dras (Nindam) Flysch in the N and the rugged carbonate range of Zaskar in the S. SHAH et al. (1976), SRIKANTIA & RAZDAN (1980) and SHARMA & SHAH (1983) took this argillaceous-calcareous belt as the stratigraphic base of the Mesozoic Zaskar Carbonates, most workers, however, agree that it represents a distinct stratigraphic-tectonic unit (GANSSENER, 1976; FRANK et al., 1977; FUCHS, 1977, 1979, 1982; BASSOULLET et al., 1977, 1978a, 1980a, 1981, 1983; ANDREWS-SPEED & BROOKFIELD, 1982; BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984). Stratigraphically I use the term Lamayuru Formation for the dark calcareous flysch, which makes up the bulk of the zone, the name Lamayuru Unit demarcates the belt tectonically. This very characteristic zone is also represented E of the Zaskar River. BAUD et al., (1982b, 1983) subdivided the belt into the Markha Unit (flysch) in the N, which they regard as continuous with the Lamayuru Unit, and the southern Langtang group (schistes lustrés). According to these authors the two units are lithologically separable and demarcated by a tectonic plane. I do not agree with this view, because I found only one dark calcareous-argillaceous complex in the Markha region, which is quite similar to the Lamayuru Unit of western Ladakh. This unit, however, is demarcated there by tectonic planes in the N and the S, whereas in the Markha area I was surprised to find passages into the ophiolitic melange zone in the N and the Zaskar Shelf carbonates in the S (FUCHS, 1984 a, b).

All along the Markha Valley the Lamayuru Formation is excellently exposed. It is composed of soft dark grey, black slates, phyllites, green silty slates, thin layers of sandstone, calc schists, frequently interbedded with black marls and blue limestone. The carbonaceous dark series show frequent efflorescences and are bleaching on weathered surfaces. Therefore the Lamayuru belt appears as a light band on satellite imagery.

The carbonates alternate in dm to m-rhythm or form lenticular bodies up to 100 m thickness and lengths of several km. The thicker limestones resemble the blue variety of the Kioto Limestone. The rock is mainly fine-grained, rich in white calcite veins along fractures, and rarely cherty. There are calcilutites, peletal limestones, calcarenites to microbreccias.

Crinoid stems are not rare in the carbonates and in thin-section corals are observed. These fossils, though not conclusive to the age, indicate shelf provenance. Sample 83/17 was kindly examined by Dr. R. OBERHAUSER (Geol. B.-A., Vienna). It is an oolite with fragments of other limestones and dolomites, and shell remains. One of the components contains a small foraminifer cf. *Textularia*. Dr. OBERHAUSER stresses the shallow-water character of the carbonate rock. This is in accordance with the views of FUCHS (1977, 1979) and BASSOULLET et al. (1981) that the Lamayuru Unit is characterized by dark flyschoid basin facies interfingering with shelf carbonates. BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) came to the result that the Lamayuru flysch is a distal turbidite facies having been deposited on a basin plain, or possibly the outer part of a deep-sea fan. The environment suggests a passive continental margin.

Fine-brecciaceous limestones are particularly frequent in the northern parts of the Lamayuru Unit of the upper Markha Valley (Markha – Omlung – Hankar). The components are predominantly of mm-sizes, but may reach cm-size. They are grains or fragments of micritic limestone, calcarenite, oolite, ooids, fine-crystalline dolomite, dark argillite, carbonate sandstone and crinoid stems. The cement is sparitic.

These brecciaceous limestones within the dark basin facies derived their material from the adjoining shelf by gliding mechanisms envisaged by BASSOULLET et al. (1981). The brecciaceous limestones occur in the Lamayuru Formation, but also in the non-carbonate flysch. The non-carbonate flysch grades from the Lamayuru Formation by decrease of carbonate and increase of silt- and sand content. This flysch forms the groundmass for the ophiolitic melange adjacent in the N. It is associated with the basic volcanics and the huge carbonate klippe of the melange zone.

The Shillakong Formation is another important rock series of the passage zone between the Lamayuru Unit and the ophiolitic melange. It is associated with the Lamayuru Formation, the non-carbonate flysch, and the volcanics of the melange zone. The Shillakong Formation consists of red, purple, green, white, cream, grey, blue banded alternation of slates, phyllites, calc schists, marls, and limestones (rarely dolomitic). Transversal cleavage is frequent in this varicoloured series. BASSOULLET et al. (1978b) first discovered an Upper Campanian microfauna S of Fotu La. For the stratigraphic range of the formation it is important that BAUD et al. (1982b) found Upper Albian to Turonian microfaunal horizons in eastern Ladakh. Their fossils are derived from the Shillakong Formation of the Tibetan Zone

(Zanskar Shelf), whereas my sample 83/14 was taken from the Shillakong Formation adjacent to the melange zone. My sample yielded a Campanian fauna (see chapter 4.). The formation represents a pelagic multi-coloured facies of Mid to Upper Cretaceous age, which is replaced by the pelagic blue grey facies of the Chikim Limestone (Cenomanian – Campanian) and the Kangi La Flysch (Campanian – Lower Maestrichtian) in southwestern Zanskar (FUCHS, 1982).

In the Markha area the Shillakong Formation was not observed in the Ganda La – Skiu section and was met first in the landslide material NW of Sera. It was brought down to the valley floor from the orogr. right slope by rockslide causing the damming up of the Markha River. Thick conglomerates accumulated in higher terraces of the Markha River are found in the Sera-Chaluk area, and up to Markha, they are evidence of this mountain slide.

In the section along the tributary N of Chaluk the Shillakong Formation was observed in situ (Fig. 5). Though there is strong folding the Shillakong Formation seems to be stratigraphically associated with the Lamayuru Formation. A small lenticular body of serpentine occurs far from the contact within the Lamayuru argillites and documents the intensive tectonization within the Lamayuru Unit. From the Chaluk section eastwards to the area N of Omlung Village bands of Shillakong Formation are found associated with Lamayuru Formation, non-carbonate flysch and the rocks of the melange zone (Pl. 2, 3; Fig. 6, 8, 10; Pl. 4, 5/2). It is a problem where the Lamayuru ends and the melange zone begins; apparently no sharp tectonic boundary exists.

The southern boundary of the Lamayuru Unit against the Zanskar Shelf carbonates provides a similar problem: In the area W of the Zanskar River this boundary is generally tectonic, E of the Zanskar it is not easy to delimitate the Lamayuru Unit from the Zanskar Carbonates.

In order to demarcate the Lamayuru Unit in the SW I made traverses southwestwards from the Markha Valley S of Sera and SSW of Tilnespa. In this area the black argillites and carbonates are stronger recrystallized. Additionally to the blue carbonates there occur white, grey, cream, and rare pink limestones; further white limestones containing nodules and boudins of grey dolomite are observed. These carbonates are interbedded with the black argillites. There are decametric zones either rich in carbonates or in argillites. High up in the side valley WSW of Tilnespa when I supposed to be already within the Zanskar Carbonates again I came across interstratified black argillites. Though the rocks are steeply dipping and much folded it is evident from the contacts that it is stratigraphic interfingering and not thrusting which led to the multiple repetition of Lamayuru Formation and carbonates of Zanskar type. My interpretation is that the above series represent a passage from deeper Lamayuru into shallow shelf facies. High up in the crest of the range SW of the Markha Valley the passage zone is overlain by the thick-bedded uniform carbonate series of Zanskar.

The carbonate rich zones within the passage zone can be recognized on Landsat imagery as light bands striking N–S obliquely to the NW–SE direction of the Markha Valley and the parallel geologic zones (La-

mayuru Unit, melange zones, Dras Unit, Indus Molasse).

The fact that the southern marginal parts of the Lamayuru Unit strike N-S and the northern portions continue to strike SE results in a widening of the Lamayuru belt in the area Tilnespa - Hankar (Pl. 1, 2, 3). Finally, in the Hankar-Langtang area the Lamayuru Unit branches: A northern belt continues towards the ESE to Lato - Gya - Rumtse, where the Lamayuru Unit can be traced on Landsat imagery as a light-coloured zone built up by soft rocks. The southern branch, the Langtang Group of BAUD et al. (1982b) was traced by me from Zalung Karpo La via Khurna Kur to Yar La. From there the zone continues SE to Pang, where it was taken as Jurassic (Spiti Shales) by GUPTA et al. (1970) on their traverse along the Manali-Leh road.

The widening of the Lamayuru belt and its bifurcation are related to the NW plunge of the Nimaling Dome. The Lamayuru Formation forms part of the domal structure and covers the Tso Morari Crystalline and its metasedimentary mantle, which builds up the core of the anticlinorium. The Lamayuru Formation is subvertical or steeply dipping NNE in the northern branch, dipping steeply SW in the southwestern branch, and plunges WNW in the Langtang area. Fold axes and lineations plunging NW at medium to rather steep angles I observed at several places in the Lamayuru Unit of the Markha region. The steeply folded Lamayuru Unit of the lower course of the Markha Valley plunging WNW beneath the Zanskar Carbonates W of the Zanskar River is the western extension of the Nimaling domal structure.

The Lamayuru Unit is an independent lithotectonic unit in western Ladakh, terminated by thrusts in the N and the S. In the Zanskar Valley the southern thrust seems to die out and the primary contact Lamayuru Unit - Zanskar Carbonates is more or less preserved; the facies of the shelf and the continental slope are still coherent E of the Zanskar River. In the N a tectonic plane separates the Lamayuru Unit from the Dras Unit. From N of Chaluk towards the SE an ophiolitic melange zone terminates the Lamayuru Unit in the N. The recent studies show that the ophiolitic melange developed adjacent to the Lamayuru Unit and that the two units are primarily connected. The Lamayuru Unit comprises the facies of the continental slope, and the adjoining basin right to the subduction zone. In the S it is intimately intertonguing with the shallow-water carbonates of the shelf. Northwards the carbonate content of the Lamayuru Unit decreases merging into non-carbonate flysch, which is in primary contact with the klippen and basic volcanics of the melange zone.

Besides the facies change within the Lamayuru Unit from the SW towards the NE there is another important result: The Tso Morari Crystalline plunges towards the NW and the metasediments, which form the mantle of the crystalline, build the Nimaling Dome. These metasediments dip beneath the rocks of the Lamayuru Formation in the NE, W and SW (see Pl. 1, 2, 3). There is a gradational boundary from the dark siltites, quartzites and crinoid limestone series into the calcareous siltites of the Lamayuru Formation. Thus the contact is stratigraphic and there is no indication of a thrust at the base of the Lamayuru rocks. In the NE the Lamayuru Unit is terminated by the ophiolitic melange zone - a zone of disturbance. In the SW, however, the Lamayuru rocks are regularly succeeded by the Kioto Limestone. I

examined this contact carefully and in several sections. Due to the difference in material - soft argillites and thick-bedded limestones - the boundary is locally tectonized, but the increasing frequency of limestone layers in the topmost parts of the Lamayuru Formation suggests a stratigraphic contact. Therefore the Lamayuru Formation, in my view, forms a member of the metasedimentary sequence of the Nimaling Dome and of the Zanskar succession as well. The Tibetan Zone of Zanskar is linked with the Tso Morari - Nimaling Dome, inasmuch, as the latter represents a huge marginal anticline of the Tibetan Zone. In this anticline the marginal portions of the shelf carbonates interfinger with the Lamayuru basin facies, as we have seen in the Tilnespa area (see above). These parts of the Lamayuru Formation which cover the Nimaling Dome, thus were deposited on continental crust. The northern portions, however, which are in primary contact with the ophiolitic melange may be sediments on oceanic crust. According to this concept the northernmost marginal parts of the Indian continent are exposed in the Nimaling Dome. The Lamayuru Formation covers the continental slope, being connected with the Zanskar Shelf in the S, and the subduction zone adjacent in the N.

The Lamayuru Unit represents a facies belt, which became an individual tectonic unit in W-Ladakh; in E-Ladakh the facies zones are still coherent and arranged in their original order. Thus in eastern Ladakh the term Lamayuru Unit does not mean an individual tectonic unit but a facies belt attached in the N to the Zanskar Shelf. These facies zones are connected by a passage zone and there is no sharp tectonic separation.

The geological age of the Lamayuru Formation appears to be different from place to place. Fossil finds from the Lamayuru belt document a Triassic (FRANK et al., 1977; FUCHS, 1979) and Jurassic age (BASSOULLET et al., 1981; BAUD et al., 1983). From the allochthonous Lamayuru Formation of the Spongtang Klippe BROOKFIELD & WESTERMANN (1982) report a Callovian-Oxfordian ammonite. Lamayuru Formation overlapping the northern parts of the Zanskar Shelf (N.Z.U.) yielded a Maestrichtian microfauna (FUCHS, 1982). Tentatively I expect that the Lamayuru Formation of the Lamayuru Unit comprises not only the Triassic-Jurassic, but too may range up into the Cretaceous. Anyhow, the stratigraphic range is considerably larger in the N than in the S near the Zanskar Shelf, where the dark argillaceous facies seems to represent the major part of the Triassic only. The underlying Siltite-Quartzite-Limestone Series yielded *Gondolella* sp. (Permian-Triassic) in its topmost portion (kindly det. by Dr. H. KOZUR, Geol. Survey Budapest, Hungary). The Lamayuru Formation of the SW-flank of the Nimaling Dome is overlain by the Kioto Limestone (Upper Noric - Lower Dogger). From the above facts and the lithology of the Siltite-Quartzite-Limestone Series I regard the Lamayuru Formation Triassic, but pre-Upper Noric.

Further SW dark argillites occur in the core of a steep, tightly folded anticline of the Zanskar Carbonates. They were observed in a traverse along the Khurna River W of the place Kurio. Blue-grey marly limestones and dark slates and phyllites are exposed in a thickness of approximately 40 m. There are some beds rich in crinoid and brachiopod remains. Sample 83/60, kindly examined by Dr. H. LOBITZER (Geol. B.-A., Vienna) allowed no determination of the age. It is a fine-grained rock almost free of clasts, a former biomicrite.

Recrystallization has affected the matrix. Regarding facies an open marine environment is indicated, possibly a sill; shallow-water may be excluded.

These beds suggestive of deeper water among the shallow-water carbonates of Zanskar seem to represent southern interfingerings of the Lamayuru facies.

6. The Metasedimentary Sequence of the Nimaling (Tso Morari) Dome.

The high grade crystallines, the Puga Formation (THAKUR & VIRDI, 1979) forming the core of the Tso Morari Anticlinorium, crop out in the SE far from the region studied. The Nimaling Range is built by the Thaglang La Formation of THAKUR & VIRDI (1979). This formation comprises a variety of metasedimentary series of low to high grade alteration, now subdivided in this paper. VIRDI et al. (1978) discovered Upper Carboniferous and Lower Permian fossils in a limestone member of their Thaglang La Formation. The lower parts of the metasedimentary succession are intruded by metagranites, the so-called Rupshu Granites (BERTHELSEN, 1953).

6.1. The Basal Flysch

The central parts of the Nimaling Range are built up of a thick, (about 1000 m) monotonous formation weathering in sombre, brownish tints, and disintegrating to blocky talus. This oldest formation of the Nimaling metasedimentary sequence consists of a rhythmic alternation of dark grey to green, fine-grained meta-sandstones to quartzites, metasilites, and slates. Characteristically the rocks are laminated and banded. Graded bedding, ripple-cross lamination, lenticular bedding, disturbed bedding, and load convolutions are frequently observed (Figs. 14–17). S-planes not rarely show flute casts and burrows (Figs. 18, 19). Occasionally ripple marks occur in this series. The graded lamination is also observed in thin-section. Quartz (rare feldspar) occurs in angular grains and there is also detrital mica (muscovite). The groundmass is mostly recrystallized under conditions of the greenschist facies; newly grown sericite, muscovite, biotite, and clinozoisite are observed in small individuals.

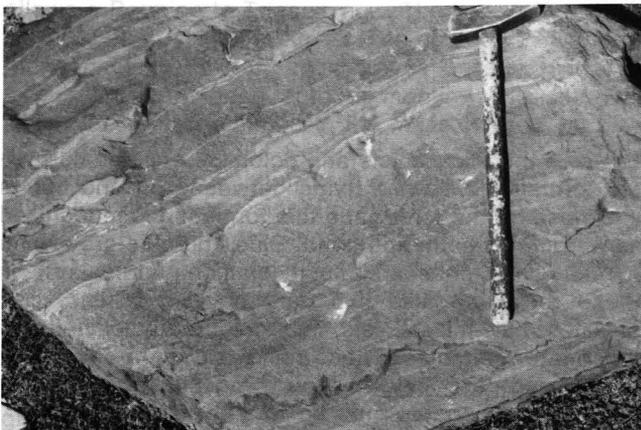


Fig. 14: Metasilite of Basal Flysch (Precambrian–Early Palaeozoic) showing graded bedding, partly disturbed by syn-sedimentary movements (upper left). Lesilungpa, Nimaling Mountains.



Fig. 15: Metasilite of Basal Flysch. The bedding is heavily disturbed by bulbous load convolutions. Lesilungpa, Nimaling Mountains.



Fig. 16: Laminated metasilite of Basal Flysch; the bedding shows syn-sedimentary disturbances. Lesilungpa, Nimaling Mountains.



Fig. 17: Basal Flysch showing ripple-cross lamination and load convolutions. Lesilungpa, Nimaling Mountains.

The sedimentary features indicate a flysch environment with rhythmic and rapid deposition, partly from turbidity currents. The formation very much resembles the Haimantas of Spiti and most probably corresponds to similar arenaceous-argillaceous formations like Martolis, Dogra Slates, Simla Slates, Hazara Slates etc. From this correlation, without fossil evidence, a Precambrian – Early Palaeozoic age is suggested.

The metagranites of the Nimaling Range form a series of smaller and larger intrusions in the Basal



Fig. 18: Basal Flysch; bulbous flute casts on s-plane of metasiltite. Lesilunpqa, Nimaling Mountains.



Fig. 19: Flute casts in metasiltite of Basal Flysch. N of Yar La.

Flysch Formation. There are coarse-grained porphyric two mica granites. The microcline phenocrysts are twinned (Karslbud) idiomorphic and reach sizes of 10 to 15 cm. They show inclusions of plagioclase orientated parallel to the crystal planes of the host feldspar. Some of the megacrysts are rimmed by plagioclase. There are basic fish rich in biotite, and inclusions of the country rock, mainly from the intruded flysch formation.

Under the microscope the microcline proves to be perthitic; quartz occurs in large undulous grains and fine-grained mortar aggregates; albite with polysynthetic twinning; biotite shows green-brown colour and is rich in sagenite; muscovite forms irregular flakes; sericite is mainly of secondary origin filling plagioclase and rimming the biotite; apatite, tourmaline, sphene, clinozoisite, zircon and opaques.

There are also medium-grained granite varieties and fine-grained aplite-granites poor in mica.

The granites form composite intrusions penetrating each other. The medium- to fine-grained types generally are younger. Some of the granites are almost unfoliated and others are sheared to augengneiss; we find all varieties between these extreme types. Secondary alteration, such as chloritization and sericitization are frequently observed. The granites suffered greenschist alteration like the country rocks.

6.2. The Micaschist-Dolomite Series

The dark flysch is succeeded by light green-grey, shining, phyllitic micaschists and metasiltites, which contain decametric lenticular bodies of grey dolomite showing characteristic dark rusty weathering colour. This sequence varies between 150 and 800 m thickness.

The micaschists are generally, finegrained rocks; sericite is prevailing mica; biotite is rather sporadic. Quartz forms a fine plaster together with rare plagioclase. A very fine sedimentary lamination is often recognizable, the mica does not form continuous layers and thus the micaschists break in larger plates. Weathered, the rocks show a typical smooth surface.

The dolomites are medium to light grey, finely recrystallized, rather pure carbonate rocks. A few lentils of sericite schist along shear planes and sporadic veinlets of quartz are the only impurities. The rocks are rather hard and disintegrate in blocks. The weathered surface is ochre, seen from afar the dolomites are easily recognized by their dark brown colour. Generally the dolomites occur in lenticular bodies and the question arises whether the dolomites originally formed a continuous horizon, which was disrupted by tectonics or their form is primary. As the dolomites occur in lenses all over the whole area studied and the accompanying rocks appear not so much disturbed I favour the latter view. The dolomites might have formed as algal or sponge reefs or mounds in a silty to arenaceous-argillaceous environment.

In the western flank of the Nimaling Range the schists are intruded by a small (20–30 m) body of metagabbro (sample locality 64 on the map, Pl. 2). It is a light to dark green speckled, medium- to coarse-grained schistose rock. In thin-section we find coarse intergrown green hornblende marginally replaced by chlorite, epidote-clinozoisite, chlorite and carbonate. There are sporadic flakes of brown biotite. Between the coarse hornblende aggregates there are fine-grained shear zones composed of albite, epidote-clinozoisite, sericite, and chlorite. Sphene forms large, partly skeletal and idiomorphic aggregates frequently intergrown with chlorite. The original gabbroic intrusive was sheared and altered under conditions of greenschist metamorphic grade like the granites and accompanying metasediments.

6.3. The Carbonate Series

Above the micaschists and dolomite lenses a carbonate formation follows varying between 150 and 600 m thickness. In the landscape this formation is recognized as an ochre-weathering band. Blue and blue-grey-white banded limestones are most common. Intercalated in these rocks we also find dark phyllitic schists, calc phyllites, calc-micaschists, light-coloured dolomites and carbonate quartzites. These rocks are more or less recrystallized depending on their composition; thus several of the carbonates may be termed marbles.

The stratigraphic position of the carbonate formation is between the Micaschists-Dolomite Series and the succeeding Siltite-Quartzite-Limestone Formation. SSE of the Lesilunpqa grazing grounds, however, the car-

bonate formation is missing. There the Siltite-Quartzite-Limestone Formation follows directly above the horizon with dolomite lenses. Probably the carbonate formation is sheared out in this section, but W thereof, in the Langtang it is fully developed. Another irregularity is found in the area ENE of Khurnak, where micaschists and rusty weathering dolomites follow between the Carbonate Formation and the Siltite-Quartzite-Limestone Series. As the whole metasedimentary sequence is vertical or overturned in this area, it is more likely that this repetition is tectonic than stratigraphic. I regard this a local complication due to imbrication within one stratigraphic succession.

6.4. The Siltite-Quartzite-Limestone Series

Normally the above dealt Carbonate Formation is succeeded by a series of silty or sandy argillites, quartzites, and sporadic crinoid limestones. The thickness of this series varies between 250 and 1200 m. The argillaceous rocks are grey to dark grey phyllites, slates, silty slates passing into schistose siltstones. The quartzites are generally coarse-grained with sporadic fine-brecciate layers. The schistose rocks are thick-bedded. Their light colour, white, yellow, and grey, contrasts to the dark argillites and siltites associated. The quartzites form bands 5 to 30 m thick. The limestones are of grey to blue colour and show frequent remains of crinoids. Most of the limestones are more or less impure by content of sandy or silty material: angular grains of quartz and rare plagioclase, flakes of muscovite and rare green biotite, and black pigment. Part of the mica is grown during metamorphism, partly across schistosity. Though the carbonate is partly recrystallized the crinoid stems are nicely preserved. But no age determination was possible. Whereas my other samples taken from the metasedimentary succession of the Nimaling Dome proved to be devoid of conodonts, sample 83/29 is an exception. It is a crinoid bearing limestone from the uppermost portion of the formation, which yielded *Gondolella* sp. indet. The specimen was kindly examined by Dr. H. KOZUR (Geol. Surv. Budapest, Hungary) by the good offices of Dr. L. KRYSZYN. The fossil allows a Permian to Triassic age. The fauna discovered by VIRDI et al. (1978) in limestones of the middle part of their Thaglang La Formation proves a Permo-Carboniferous age. As these authors mention crinoids also, which are rather common in the limestones of my Siltite-Quartzite-Limestone Series, I suppose that our fossils are derived roughly from the same level of the metasedimentary succession. From my experience in other parts of the Tethyan Zone I prefer a Permian rather than a Triassic age for the Siltite-Quartzite-Limestone Series on lithological basis. Particularly there is similarity to the Kuling Formation of Spiti and the Thini Chu Formation of Dolpo (Nepal).

The contact of the succeeding Lamayuru Formation is gradational and generally it is not easy to locate the boundary. Distinction is based on the absence of quartzites, a general decrease in sand-silt content, and a regular alternation of dark argillites and blue thin-bedded limestone in the Lamayuru Formation.

6.5. The Lamayuru Formation

The Lamayuru Formation is dealt in chapter 5, but a few remarks seem to be necessary on the formation in the SW limb of the Nimaling anticline. The Lamayuru Formation of the named area is composed of dark grey to black silty slates and phyllites, calc phyllites, marls, and blue, frequently impure limestones. Weathered limestones and marls show ochre surfaces. Crinoid remains are not rare.

There are zones richer or poorer in carbonates, but due to the strong internal deformation, mainly by folding, no subdivision is possible. From this reason it is also difficult to estimate the thickness of the formation which is certainly several hundred meters.

The lower boundary is a passage to the Siltite-Quartzite-Limestone Series, which in its upper parts yielded *Gondolella* sp. indet. allowing Permian to Triassic age. From lithology I prefer a Permian age (see preceding chapter). Against the succeeding thick-bedded limestones and dolomites of the Zaskar Carbonates, mainly Kioto Limestone, the boundary is relatively sharp. There is some shearing along the contacts, which is explained by the different material of the two formations. Increasing frequency of limestone beds in the Lamayuru Formation in direction to the contact suggests a stratigraphic boundary. As the Kioto Limestone commonly is regarded Upper Noric to Lower Dogger the Lamayuru Formation comprises mainly the Triassic. This is a much smaller stratigraphic range than in the northern Lamayuru belt, where Jurassic age is documented by allodapic limestones derived from the shelf (BASSOULLET et al., 1981). These klippen-like carbonate intercalations, which are so characteristic for the Lamayuru belt from Mulbekh to the Hankar region, are missing in the Lamayuru belt of the Khurnak area (SW of Nimaling Range). My explanation is: The Quartzite Series and the Kioto Limestone mark a regression in the Uppermost Triassic-Liassic all along the Tethys Zone. This regression influenced the Lamayuru basin also – by increase of shelf derived carbonate material. The northern parts of the Lamayuru facies belt were reached by a few tongues of shelf derived allodapic carbonates interfingering with the prevailing basin facies. In the southern portions of the Lamayuru facies belt, however, the regression brought shelf carbonates to rest on dark basin sediments. This shallow-water deposition was dominant until the sedimentation of the Spiti Shales (Upper Jurassic) or Giumal Sandstone (Neocomian).

It may appear inconsequent to deal with one and the same geological unit in different chapters of this paper. Thus the Lamayuru Formation of the Khurnak region was mentioned as connected with the Lamayuru Unit forming a south-eastern branch of it. In the present chapter on the metasedimentary sequence of the Nimaling Dome it is dealt as a formation of that stratigraphic succession, and in the following chapter it must be mentioned as part of the Tibetan (Tethys) Zone. This results from the connection of the named units in eastern Ladakh. The Lamayuru basin facies interfingers with the Zaskar Shelf, and the Nimaling Dome is an anticlinorium exposing continental crust of the transitional area between these facies – the continental margin.

6.6. The Age of the Metasedimentary succession of the Nimaling Dome

Before concluding the chapter on the metasedimentary sequence of the Nimaling Dome we have to discuss the geological age of this succession. There are very few evidences by fossils, and correlation on the basis of lithologic similarity must be treated with great caution because of facies changes. Such changes are to be expected, if we try to correlate between the southern and northern parts of the Tibetan (Tethys) Zone.

The succession commenced with thick monotonous deposits indicating rapid and rhythmic sedimentation in a subsiding trough. Such type of sedimentaries are very common forming the basal parts of the Tethyan Zone. They are either flyschoid silty slate-greywacke-sandstone formations e. g. Dogra Slates and Cambro-Silurian of Kashmir, Haimantas, Martolis or impure calcareous series, e. g. Garbyang S., Dhaulagiri Limestone, Nilgiri Limestone. The „geosynclinal“ formations are rather constant also in direction across the strike of the synclinoria. In the border range between Dolpo and Tibet which represents a large anticline, the basal formation shows the same character as in the southern flank of the Dolpo Synclinorium (FUCHS, 1977a). The Garbyang Formation with type locality in the Great Himalayan Range of Kumaun seems to mantle also the Gurla Mandata Crystalline uplift in the N (HEIM & GANSSER, 1939). Thus there is rather high degree of probability that the Basal Flysch of the Nimaling Dome does not only resemble the Haimantas, but also correlates with it.

The Micaschist Series with the rusty weathering dolomite lenses is much more doubtful. According to personal communication by Prof. W. FRANK (Geol. Inst. Univ. Vienna) such brownish weathering dolomites underlie the Ordovician conglomerates in SE-Zanskar, which suggests correlation to the Parahio Series of Spiti (M. to Up. Cambrian [HAYDEN, 1904]). There seems to be resemblance to the Karsha Formation (NANDA & SINGH, 1976), which however is regarded either as Cambrian (see BAUD et al., 1983, p. 176) or Ordovician to Silurian (THAKUR & GUPTA, 1983). Though there are fossils the age of the Karsha Formation is ambiguous. A third possibility is that the micaschists and basic intrusions, which remind of the Tanols, replace the Devonian Muth Quartzite of the Spiti-Kenlung region. Such a replacement of terrestrial-littoral arenaceous facies by a somewhat deeper silty-argillaceous facies is common in Kashmir and Chamba (FUCHS, 1975).

The Carbonate Formation succeeding the Micaschist-Dolomite Series provides the same age problem. Possibly it corresponds with the carbonates of the Siluro-Ordovician of Spiti. From the gradational contact of the Carbonate Formation to the following Siltite-Quartzite-Limestone Series, which I regard mainly as Permian (see chapter 6.4.), a Carboniferous age seems more suggestive. Comparable formations are particularly the Lower Carboniferous Tilicho Lake Formation (Nepal), Lipak Formation (Spiti), Syringothyris Limestone (Kashmir), and Tanze Formation (southern Ladakh [NANDA & SINGH, 1976]). The latter formation is termed Luneak Formation by THAKUR & GUPTA (1983, p. 13).

The Siltite-Quartzite-Limestone Formation yielded a *Gondolella* sp. from the uppermost portion of the series, which indicates Permian-Triassic age. The lithology,

particularly the thicker intercalations of quartzite, resemble the Thini Chu Formation of Dolpo (Nepal) and the Kuling Formation of Spiti. Therefore a Permian age of the Siltite-Quartzite-Limestone Formation and a Triassic age of the succeeding Lamayuru Formation are suggested.

I do not doubt that these metasedimentary formations of the Nimaling Dome represent a stratigraphic sequence. The pinching out of the Carbonate Formation in the Lesilungpa area and the repetition of the Micaschist-Dolomite Series ESE of Khurnak are probably due to tectonic disturbance. These are local faults, imbrications within one sedimentary succession, but no nappe tectonics. In case of thrusts it should be possible to trace them around the Nimaling Dome, instead of that normal stratigraphic contacts are found in adjoining sections.

7. The Tibetan (Tethys-) Zone of Zanskar

As already stressed no sharp distinction can be made between the Lamayuru Unit, the Nimaling Dome and the series of the Zanskar Synclinorium. The Nimaling-Tso Morari Crystalline represents an uplift terminating the Zanskar Synclinorium in the NE. Thus the SW-flank of the Nimaling Anticlinorium at the same time is part of the adjacent synclinorium. With the description of the sedimentary record of the Tibetan Zone I might have started also with the Basal Flysch of the Nimaling Dome. As I have already dealt with the metasedimentaries up to the Lamayuru Formation, I continue with the following formation, the Zanskar Carbonates.

7.1. The Zanskar Carbonates

In the central and southern parts of the Synclinorium almost the whole of the Triassic to Middle Jurassic is represented by well-bedded carbonate series 1000 to 1500 m thick. SRIKANTIA et al. (1980) term this complex Lilang Group using the old name Lilang of STOLICZKA (1865) and HAYDEN (1904) and subdivide into several formations. Due to facies changes the lithounits of south-eastern Zanskar are not applicable to the northern region.

Near to the northern margin of the synclinorium part of the Triassic is developed in Lamayuru facies. The Kioto Limestone (Up. Noric – M. Jurassic) shows uniform development throughout the Zanskar Synclinorium as it is found all along the Tethys Zone from Hazara in Pakistan to Nepal. The Quartzite Series at the base of the Kioto Limestone, which signals a regression all along the Tethys Zone, is not developed in the north-eastern marginal parts of the Zanskar Synclinorium. There the dark argillaceous-calcareous Lamayuru Formation is directly succeeded by Kioto Limestone.

Rocks of the Quartzite Series fine to medium-grained, cross-bedded quartzites of light grey to khaki colour were observed (not in situ) in the Khurna Valley about 6 km W of Kurio. Further NE they are missing.

The Kioto Limestone is a thin-, mostly thick-bedded formation composed of grey, blue and white limestones, dolomites and subordinate dark splintery marls and shales. Where the series is rather thick-bedded and poor in argillaceous layers, we find massive rock faces

and conspicuous rock towers. The dolomites are mainly the product of secondary dolomitization. S-planes are plain or nodular. Layers of oolite, microbreccia to coarse intraformational breccia indicate a shallow agitated environment. There are also fine-grained micritic rocks. Rare nodules of chert are observed. Fossils are corals, bryozoans, gastropods, belemnites, and crinoids. Characteristic are coarse shell beds of *Megalodon* and *Dicerocardium* respectively *Lithotis* (Fig. 20, 21). These are rather common in the Khurna Valley around the place Kurio.



Fig. 20: Megalodon limestone, block from the Kioto Limestone, Khurna Valley W of Kurio (for scale compare rucksack in lower left).

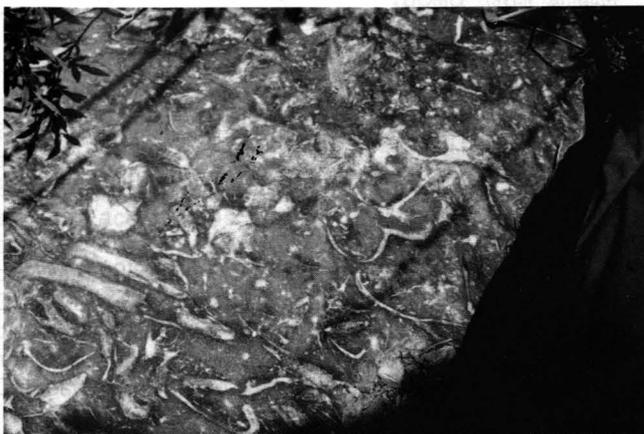


Fig. 21: Coarse shell bed in Kioto Limestone, Khurna Valley W of Kurio.

Near the upper boundary of the Kioto Limestone detrital limestones are very common: Rounded or angular fragments of micrite, calcarenite (matrix partly replaced by ore) and oolite are embedded in a sparitic matrix; crinoid stems and remains of corals and shells are not rare, but undeterminable.

At the top the Kioto Limestone becomes thin-bedded with shaley and marly intercalations and passes into the Upper Dogger or is overlain directly by Giumal Sandstone or Khurnak Formation (e. g. Kurio to Khurnak).

7.2. The Upper Dogger

In upper Khurnak the Kioto Limestone is overlain by 25–30 m of blue crinoid limestones, impure sandy lime-

stones, and marls. This thin-bedded alternation is marked in the scenery by its ochre, ferruginous weathering colour. Besides crinoid remains belemnites are found. The shallow-water series was observed at the village Khurnak and E thereof, towards the W it is missing.

Though no determinable fossils were found, the lithology of these beds and their gradation from the Kioto Limestone suggest Upper Dogger age.

7.3. The Giumal Sandstone and the Khurnak Formation

At the Upper Jurassic – Cretaceous boundary an epigenetic event is indicated: In north-eastern Zanskar the Upper Jurassic Spiti Shales seem to be missing at all, and Lower Cretaceous silty-arenaceous beds follow on the Upper Dogger or directly on the Kioto Limestone (see above). In this concern it may be of interest that RAINA & BHATTACHARYA (1977) and KANWAR & BHANDARI (1979) report on volcanic intercalations in the Spiti Shales of Sarchu area.

The Giumal Sandstone is a coarse-clastic formation composed of quartzites, breccias, greywackes, sandstones and silty slates, up to 250 m thick in the southern portions of the Tibetan (Tethys) Zone. In western Zanskar I observed that towards the N the thickness of the formation as well as the grain size are reduced. The Khurnak Syncline, found in the course of the 1983 Expedition in eastern Zanskar, exhibits a thick Cretaceous series, the Giumal Sandstone, however, occurs locally only and in rather small thickness. It appears to be confined to the western parts of the named syncline. There the Giumal Sandstone consists of a 30–50 m of dark grey to green, fine-grained sandstones interbedded with siltstone and silty slates. The rocks weather to brown coloured irregular splintery fragments. It is the typical lithology of the Giumal Sandstone of southern Zanskar, the coarse- and medium-grained rock types, however, are missing.

The Giumal Sandstone is succeeded by several hundred meters of a flyschoid, more silty-argillaceous series termed the Khurnak Formation (FUCHS, 1984a). In most parts of the Khurnak Syncline, where the Giumal Sandstone is missing, the Khurnak Formation overlies either the Upper Dogger or the Kioto Limestone. The Khurnak Formation consists of dark grey to greenish siltstone, and silty slate, subordinate fine-grained sandstone, carbonatic-silty shales and rare impure blue limestone. The s-planes are uneven showing zoophycus, burrows and other hieroglyphs. The series builds soft geomorphological forms and weathers in typical ochre colour, distinct from the darker brown of the Giumal Sandstone. Only some sporadic crinoids and belemnites were found, which did not allow determination of the age. Indirectly, however, the age is given by the fossiliferous marls and limestones overlying. These beds yielded a Turonian fauna, where they follow directly the Khurnak Formation, and gave Santonian – Maestrichtian age, where black slates are intercalated between the Khurnak Formation and the pelagic marls and limestones. This proves the Khurnak Formation to be pre-Turonian. Therefore it is not possible to correlate it with the lithologically very similar Kangi La Flysch, a formation of Campanian – Lower Maestrichtian age. It appears that the Khurnak Formation mainly

replaces the Giumal Sandstone, partly or totally. Thus its major portion represents the Lower Cretaceous.

7.4. The Upper Cretaceous

In the core of the Khurnak Syncline pelagic marls and limestones follow the flyschoid Khurnak Formation. S of the village Khurnak these rocks occur in a squeezed syncline approximately 15 m thick. They consist of light red, grey, or green limestones and slaty marls. The rocks are dense and their content of foraminifera is recognizable by means of a lens already in the field. Dr. R. OBERHAUSER (Geol. B.-A., Vienna) kindly determined:

- (83/38): *Praeglobotruncana* ex gr. *helvetica* BOLLI (frequent)
Praeglobotruncana div. sp.
cf. *Rugoglobigerina*
small Hedbergellas
cf. *Rotalipora*

Though *Globigerina helvetica* is not entirely identical with the forms of the Seewer Limestone of the Helveticum of the Austroalpine Turonian shales of the Alps, OBERHAUSER suggests a Turonian age for the above fauna.

- 83/39: *Rotalipora turonica thomei* HAGN
Globotruncana aff. *sigali* REICHEL
Praeglobotruncana ex aff. *praehelvetica* (TRUJILLO) – *helvetica* (BOLLI) transitional forms
Globotruncana div. sp. (partly beginning development of double carinae)
small Hedbergellas
cf. *Schackoia*

Age: Turonian (Cenomanian may be excluded).

These Cretaceous marls and limestones are associated with Upper Paleocene limestones (83/40, see chapter 7.5.) as shown by fallen blocks.

Not far from the above occurrence black silty slates are found between the Khurnak Formation and the light-coloured pelagic marls and limestones. The black slates contain sporadic dm-beds of impure carbonates. Large concretions are not rare. The series exhibits rusty weathering colour. The thickness of the black argillites is several tens of meters. No determinable fossils were found.

The black silty slates are succeeded by white, cream and grey limestones, marls and marly slates, several tens of meters thick. These rocks are rather dense. Some of the limestones are massive disintegrating to block talus. Lithologically the series is rather similar to the pelagic limestones and marls S of Khurnak, the rich foraminifer fauna, however, documents a younger age. R. OBERHAUSER (Geol. B.-A., Vienna) kindly determined:

- 83/43: *Globotruncana* ex gr. *elevata* BROTZEN
Globotruncana aff. *concovata* BROTZEN
other single and double carinated Globotruncanas
small Heterohelicids

Age: higher parts of Upper Cretaceous, most probably Lower Campanian.

- 83/44: *Globotruncana* ex gr. *stuarti* (LAP.)
double carinated Globotruncanas (div. sp.)
Age: Campanian – Maestrichtian

- 83/46: *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BROTZEN
Globotruncana (div. sp.)

Age: Santonian age is suggested by the prevalence of flat-spiral, double carinated Globotruncanas (Coniacian and Campanian can not be excluded with certainty).

Thus the pelagic foraminiferal limestones and marls of the Khurnak Syncline gave a Santonian – Maestrichtian age where they are underlain by the black silty slates, where the latter are missing they are proved as Turonian. This fact suggests that the black slates replace the Turonian pelagic carbonates. Thus the interfingering of a silty muddy basin facies with rather pure pelagic carbonates in the Upper Cretaceous is indicated within a small area (Fig. 23).

7.5. The Upper Paleocene Limestones

Associated with the Cretaceous foraminiferal rocks described above we find blue and grey "nummulitic" limestones. These are generally brecciate and the large foraminifers occur in the fragments as well as in the matrix. In one sample 83/45 such fragmentary limestone of Upper Paleocene age is in direct contact with Upper Cretaceous pelagic limestone, as can be observed in one slide: Prof. Dr. L. HOTTINGER (Geol. Pal. Inst. Basle, Switzerland) kindly determined Globotruncanas, Heterohelicids and small indeterminate benthic foraminifers in the Upper Cretaceous portion. The Tertiary part of the slide contains:

- *Miscellanea* cf. *miscella* (D'ARCH.)
- *Alveolina* cf. *cylindrata* HOTT.?
- *Kathina selveri* SMOUT
- *Daviesina kathyaki* SMOUT
- *Opertorbitolites* sp.
- ?*Nummulites* = *Ranikothalia nuttalli* DAVIES (fragments).

This fauna proves Lower to Middle Ilerdian (Up. Paleocene) age.

Another sample 83/40 from S of Khurnak village yielded:

- *Alveolina „ovicula“* NUTTALL
- *A. subpyrenaica* LEYM or transitional form to *ilerdensis* HOTT.
- *A.* sp. div. indet.
- *A. (Glomalveolina) lepidula* SCHWAGER
- *Orbitolites biplanus* LEHMANN
- *Daviesina ruida* (SCHWAGER)
- *Daviesina* cf. *kathyaki* SMOUT
- *Lockhartia huntii pustulosa* SMOUT
- Dasycladaceae

Age: Middle Ilerdian (Up. Paleocene).

From the fact that all my Tertiary samples taken in the course of my expeditions 1976, 1980 and 1983 gave Upper Paleocene or Lower Eocene age it appears that there was a phase of non-deposition between the Maestrichtian and the Upper Paleocene. Sample 83/19, a pebble of nummulitic limestone from the conglomerate of the melange zone N of Omlung, is the only exception suggesting Middle- to Upper Paleocene age. The direct contact of Upper Cretaceous and Upper Paleocene limestone observed in slide 83/45 indicates a gap in the lower portion of the Paleocene. GAETANI et al. (1983), who investigated the Cretaceous – Early Tertiary sequence of SW-Zanskar, also came to the result that the Lower Paleocene seems to be missing.

A problem is the brecciate nature of the Paleocene limestones of the Khurnak Syncline. Obviously it

is the product of a sedimentary process such as slumping (debris flow) or reworking in a shallow environment. Possibly synsedimentary gliding was triggered by starting tectonics, which put an end to marine sedimentation in Zaskar in the Eocene.

In the Khurnak Syncline no younger beds than the Upper Paleocene limestones are found.

8. The Markha-Nimaling Area and the Geology of Ladakh

From the descriptions in chapters 4 to 7 it is evident that the litho-tectonic zones are intimately connected with each other. Now I shall try to show them as an integrated part of the regional geology of Ladakh with the aim to reconstruct the geological history of this area.

8.1. Stratigraphy and Palaeogeography

In the area studied the oldest rock series are exposed in the Tso Morari-Nimaling Anticlinorium. The high-grade crystallines reported by THAKUR & VIRDI (1979) as Puga Formation and parts of Thaglang La Formation crop out in the eastern portions of the anticlinorium and seem to be missing in the Nimaling Mountains. There greenschist metamorphic series are intruded by discordant granites, which suffered the same alteration. The distribution of low- and high-grade crystallines is caused by the NW-plunge of the axis of the anticlinorium.

The Tso Morari Crystalline corresponds with the Central Crystalline. Both form one and the same polymetamorphic complex at the base of the Tibetan (Tethys) Zone and as such are exposed in anticlinal uplifts NE and SW of the Zaskar-Spiti Synclinorium. Where the Spiti Synclinorium ends in the Sulej region the two crystallines actually seem to join up (HAYDEN, 1904; GANSSER, 1964 a. o.). Thus the Tso Morari Crystalline can be compared with the Gurla Mandata Uplift (HEIM & GANSSER, 1939; GANSSER, 1964) or the northern flank of the Dolpo Synclinorium, where high-grade metamorphics are exposed in the range along the Nepal-Chinese border (FUCHS, 1977a).

If we accept the correlation of the Tso Morari Crystalline to the Central Crystalline, we may expect a polymetamorphic complex, the product of Precambrian, Early Palaeozoic and Tertiary orogenies (age datings: BHANOT et al., 1977 a,b; MEHTA, 1977; FRANK et al., 1976; KRUMMENACHER et al., 1978; a. o.). The discovery of Upper Palaeozoic fossils in metamorphic rocks of the Thaglang La Formation (VIRDI et al., 1978) is consistent with the above view. There are no radiometric datings on the rocks of the Nimaling area. From the fact that the granites only penetrate the Basal Flysch and the Micaschist-Dolomite Series a Lower Palaeozoic age seems suggestive. I should like to compare the Nimaling metagranites with the intrusive granites of S-Lahul (FRANK et al., 1976) or the Suru area (HONEGGER et al., 1982).

In the Nimaling Mountains the metagranites intrude the Basal Flysch, which represents the oldest metasedimentary formation there. From its great thickness, monotony and cyclic character, which indicate rapid sedimentation in a subsiding trough, the series resembles

other basal formations of the Tethyan Zone: Dogra Slates and Cambro-Silurian of Kashmir, Phe Formation of Zaskar, Haimantas of Spiti, Martoli and Garbyang Formation of Kumaun und Dhaulagiri (Nilgiri) Limestone of Nepal. These formations document trough conditions in Late Precambrian – Early Palaeozoic times in the Himalaya and, in my view, the argillo-arenaceous flysch of the Nimaling Dome correlates with them.

The succeeding Micaschist-Dolomite Series and Carbonate Series are of doubtful age as discussed in chapter 6.6. But they are definitely Paleozoic as proved by the find of *Gondolella* sp. in the overlying Siltite-Quartzite-Limestone Series. This conodont occurs in the Permian – Triassic, from the lithology, however, I prefer a Permian age for this latter formation.

The Panjal Traps (synonym Ralaking Volcanics [NANDA & SINGH, 1976]) which are represented in southern and south-western Zaskar, are missing in the Nimaling area, NE of Zaskar.

Whereas in the northern parts of the Tibetan Zone of Zaskar Palaeozoics are confined to the Nimaling Dome Mesozoics have wide extent. There are two facies: the southern shallow-water carbonate facies of the Zaskar shelf and the deeper silty-argillaceous-calcareous Lamayuru facies in the N. These two facies border each other along a tectonic plane and form individual structural units in western Ladakh. E of the Zaskar River, however, the passage zone is preserved and the shelf facies interfingers with the dark basin facies. The Nimaling – Tso Morari Crystalline represents the northern margin of the Indian Continent. It builds up the continental slope, which is exposed in the domal uplift. In the southern flank of the dome the major portion of the Triassic is developed in the dark basin facies overlain by the shallow-water Kioto Limestone (Up. Noric – L. Dogger). The argillaceous Lamayuru facies extends still further S into Zaskar and is exposed in the core of an anticline W of Kurio in the Khurna Valley.

N of the Nimaling Dome the black flyschoid Lamayuru facies represents the whole of the Triassic, the Jurassic and probably also the Cretaceous. This is proved by Triassic fossils (FRANK et al., 1977; FUCHS, 1979) the intertonguing with Jurassic carbonates slumped from the Zaskar shelf (BASSOULLET et al., 1981) and the intercalation of the Upper Cretaceous Shillakong Formation (FUCHS, 1979, 1982, 1984a). Obviously the passage from the shelf carbonate facies into the flyschoid basin facies occurs on the crest of the Nimaling Dome. As the axis of this anticlinorium plunges towards the NW, the passage zone is expected in the wide area built up by Lamayuru rocks SW of the Markha Valley. Actually the frequent intercalation of carbonates of Zaskar type makes it impossible to draw a boundary between the Lamayuru facies belt and the carbonate zone adjacent to the S. Also within the Lamayuru Unit of the Markha region a facies change is indicated: the argillaceous-calcareous Lamayuru Formation grades towards the N into flysch poor or free of carbonates. As this non-carbonate flysch is frequently associated with Shillakong Formation, it is possible that this facies change is not only lateral but also vertical. This means that the non-carbonate flysch and intercalated Shillakong Formation may represent the Cretaceous portion of the Lamayuru Unit. Along the northern margin of the Lamayuru Unit I further observed the connection of the Shillakong Formation with pyroclastics, basic flows and chert (Figs. 5, 6; Pl. 4), which suggests that the sub-

duction zone was rather close. Thus the Lamayuru facies belt formed on the continental slope – covering the continental complex exposed in the Nimaling Dome – and in the basin N thereof. BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) on the basis of petrologic studies suggest for the Lamayuru flysch deposition along a passive continental margin on a basin plain and also possibly on the outer part of a deep sea fan. This environment was already very close to the subduction zone in Upper Cretaceous times, as shown by my observations. Though the ophiolitic melange zone is a very much disturbed zone the primary connection with the Lamayuru Unit adjacent in the S is still recognizable: The non-carbonate flysch and Shillakong Formation of the Lamayuru Unit are in original contact with the basic volcanics and limestone klippen of the melange zone.

After dealing with the Palaeozoic succession of the Nimaling Dome and the facies changes in the Mesozoic from the shelf to the basin and right to the subduction zone, I shall review the sequence of the Khurnak Syncline, which gives information about the Triassic – Palaeocene development in the north-eastern parts of the Zanskar Shelf.

The Triassic up to the Upper Noric is developed in Lamayuru facies and is stratigraphically overlain by Kioto Limestone. The Quartzite Series is missing and appears further SW. The Kioto Limestone (Upper Noric – Lower Dogger) is a typical shallow-water sediment like the succeeding Upper Dogger. Both formations show rather uniform development all along the Tethys Zone. It is characteristic that the Triassic – Jurassic boundary is not marked, the Kioto carbonates reach from the Upper Noric into the Lower Dogger and fossils

indicating the age are rather scarce. In the central and south-western parts of Zanskar the whole of the Triassic and the Kioto Limestone form one thick sequence, predominantly carbonates. This uniform development of carbonates – particularly in the higher parts of the Triassic and Jurassic – resembles the Kashmir sequence. At the present state of exploration and as leading fossils are very rare I am treating the Triassic – Jurassic carbonate complex as the Zanskar Carbonates, synonymous with the Lilang Group (SRIKANTIA et al., 1980). In SE Zanskar a subdivision seems possible (SRIKANTIA et al., 1980; BAUD et al., 1984).

The Spiti Shales (Oxfordian – earliest Cretaceous), a marker horizon of the Tethys Himalaya, is reported from the southern parts of the Zanskar Synclinorium and may attain even 150 m there (BAUD et al., 1984). In the Khurnak Syncline it is missing, where the Giupal Sandstone follows directly on the Kioto Limestone.

The Giupal Sandstone (Lower Cretaceous), which reaches 250 m thickness in the SW-limb of the Zanskar Synclinorium, is only 30–50 m thick in the NW-part of the Khurnak Syncline. It is of much finer grain size and in the major part of the named syncline it is missing at all. There the Giupal Sandstone is replaced by siltstones and silty shales of the Khurnak Formation (Fig. 22).

The Khurnak Formation is several hundred meters thick and overlies either the Kioto Limestone, the Upper Dogger or the Giupal Sandstone. It replaces the Giupal Sandstone partially or totally and hence is of Lower Cretaceous age. In agreement with BAUD et al. (1984) I accept the detritus as derived from the SW. This ex-

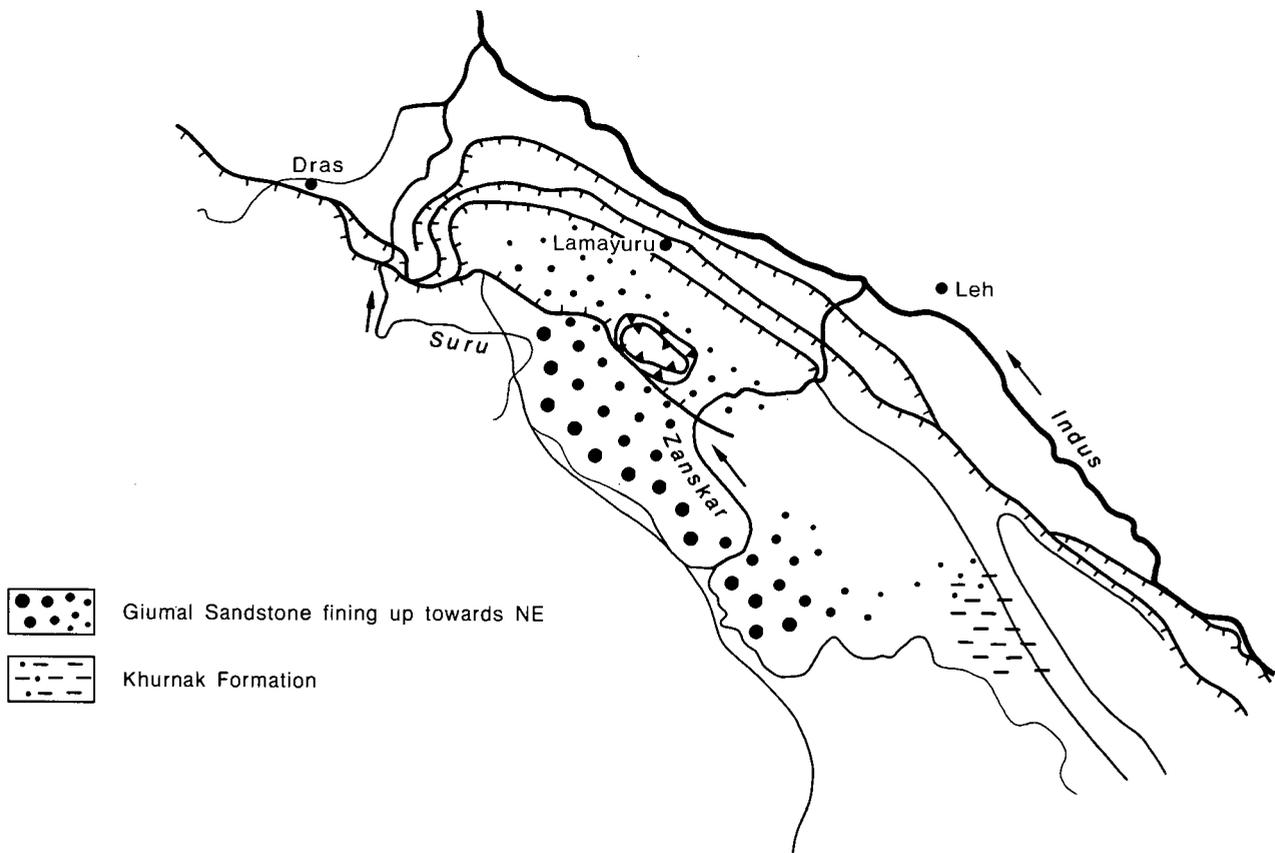


Fig. 22: Palaeogeographic sketch map for the Lower Cretaceous. The clastic material reached Zanskar from the SW and therefore it is fining up towards the NE.

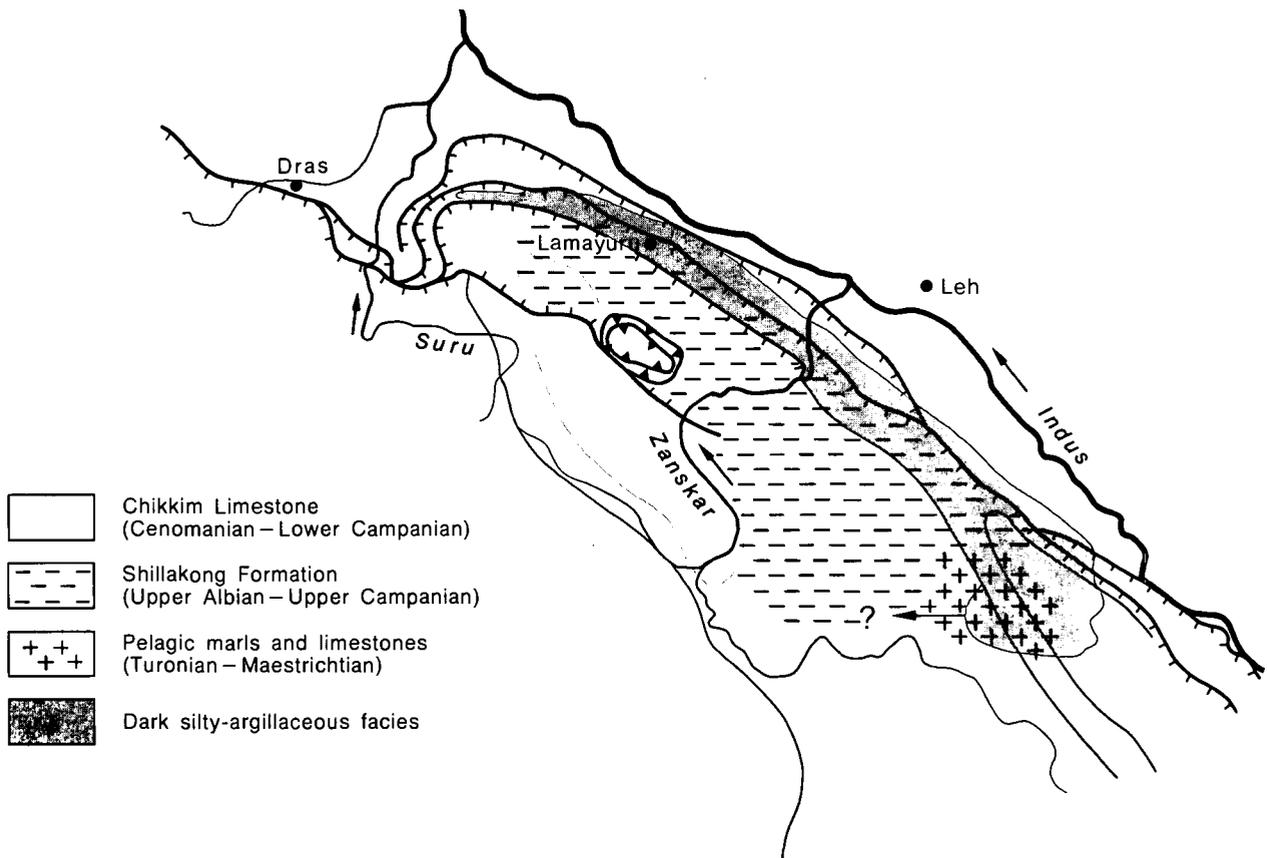


Fig. 23: Palaeogeographic sketch map for the lower Upper Cretaceous (Cenomanian – Turonian – Santonian). Shillakong facies overlaps the Chikkim facies in western Zaskar and interfingers with the basin facies in the N. Note the Turonian ingress of basin facies in the Khurnak area and later overlaps by pelagic limestones.

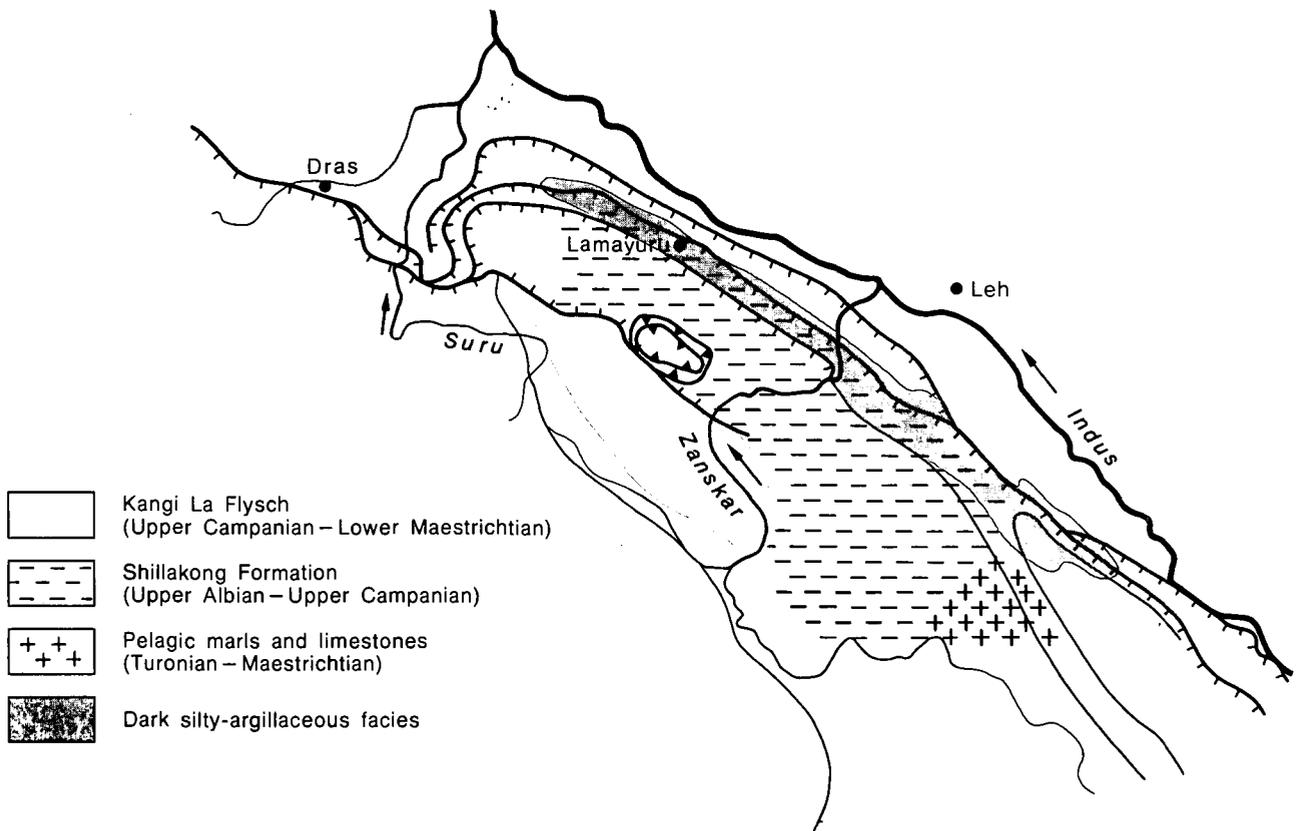


Fig. 24: Palaeogeographic sketch map for the Campanian. The Shillakong Formation is intertonguing with the Lamayuru basin facies in the N.

plains the coarser material and great thickness of the Giumal Sandstone in the SW and fining towards the NE. There it loses its sandstone character and passes into a flyschoid siltstone-shale formation, the Khurnak Formation. After a long period of shallow-water carbonate deposition under stable conditions the above clastic formations mark a significant change in the type of sedimentation. FUCHS (1979, 1982) interpreted this change as a first indication of the approaching Himalayan orogeny, whereas BAUD et al. (1984, p. 185) see its cause in eustatic sea level fluctuations (regressions). Possibly both phenomena are linked.

Regarding the environment of the Giumal Sandstone BAUD et al. (1984) envisage deposition on an outer shelf in 100–200 m depth, and BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) suggest a shallow marine environment, but not in the high-energy coastal zone.

With the Middle Cretaceous the facies distribution becomes more complicated (Fig. 23). In northern and eastern Zaskar multicoloured pelagic shales, marls, and limestones are deposited in Upper Albian to Upper Campanian times (Shillakong Formation). This formation is intertonguing with the dark flyschoid basin facies (Lamayuru) in the N. In the Khurnak Syncline the pelagic foraminiferal marls and limestones are documented Turonian to Maestrichtian. The Turonian portion is locally replaced by black silty slates. In SW-Zaskar the Chikkim Limestone represents a pelagic, but not multicoloured facies in the Cenomanian – Lower Campanian. According to GAETANI et al. (1983) the Chikkim Limestone was deposited mainly under anoxic conditions.

In the area of the Chikkim Limestone the pelagic basin carbonates are succeeded by arenaceous-argillaceous-marly series, the Kangi La Flysch (Fig. 24). This formation is of Campanian to Lower Maestrichtian age. The detritus of this basin facies is derived from the S, because in the N the pelagic Shillakong Formation, which is free of coarse terrigenous material, was deposited at the same time. FUCHS (1982) envisaged for the Shillakong Formation sedimentation on a sill N of the Kangi La basin and GAETANI et al. (1983) speak of a pelagic plateau. For their Kangi La Formation GAETANI et al. (1983) assume the distal part of a turbiditic fan complex, whereas the lower part of the formation locally suggests muddy anoxic bottom conditions. BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984, p. 257) also state that the lithology suggests classification as distal flysch, but hesitate to accept this because of the "heavy bioturbation and stratigraphic position between deep shelf (Chikkim Limestone) and shallow shelf (Maestrichtian limestones) deposits." Thus they assume a shelf environment and stress the lithologic resemblance with sediments of foreland uplift provenance. In my view the older pelagic carbonates were deposited in a southern trough (Chikkim Limestones) and on a northern sill or pelagic plateau (Shillakong Formation). In the Campanian – Maestrichtian the basin was filled up by detritus from the craton adjacent to the S and from limestone formations exposed in surrounding areas. The northern sill was not reached by this clastic influx. The clastic deposition was probably caused by epirogenetic movements of the Indian craton related with first disturbances in the region of the subduction.

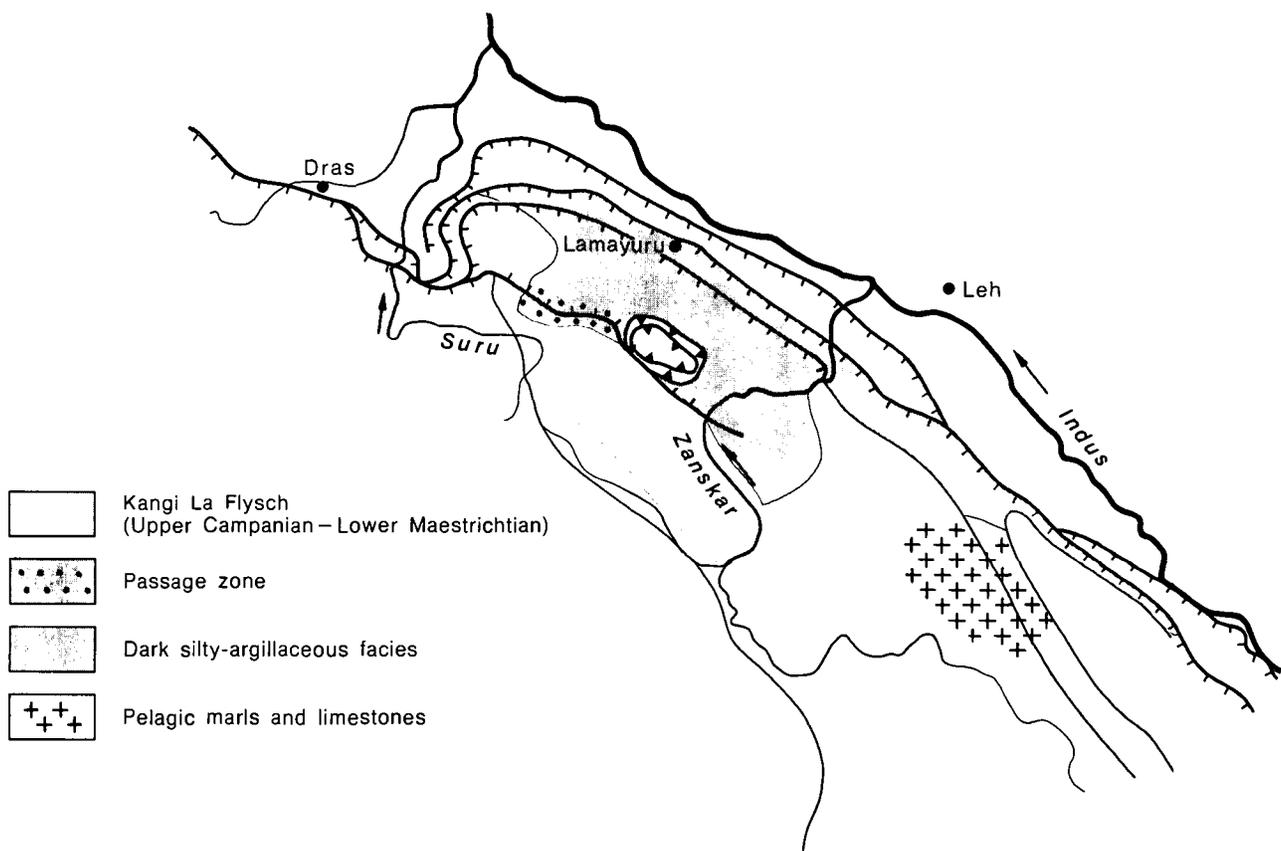


Fig. 25: Palaeogeographic sketch map for the Lower Maestrichtian. Note the transgression of the Lamayuru basin facies in western Zaskar. The Lamayuru facies is connected by a passage zone with the Kangi La Flysch.

In the Maestrichtian the Shillakong sill of western Zanskar submerged and was covered by the dark flyschoid Lamayuru facies, which became connected with the Kangi La Flysch (Fig. 25). FUCHS (1982) explains this by the approach of the Zanskar Shelf to the zone of subduction. In the Khurnak area this overlap of the Lamayuru facies is missing and the deposition of pure pelagic marls and limestones continued. But there was an older ingression of black silty argillites in the Turonian (Fig. 23).

In western Zanskar the Kangi La Flysch is succeeded by shallow-water carbonates in Upper Maestrichtian times (Fig. 26). This may be an indication that the Kangi La basin was filled up by this time. GAETANI et al. (1980, 1983) record a quartzarenite horizon marking a distinct regressive phase at the top of the Cretaceous. The Early Paleocene is missing and by the end of that time the shallow-water carbonate sedimentation resumed and extended towards the N (Fig. 27). GAETANI et al. (1983, p. 101) suggest that the littoral to sublittoral sediments of their Middle Member of the Spanboth Formation following the quartzarenite, correlate with my rusty weathering quartzites at the base of the Lingshet Limestone (FUCHS, 1982). Thus the shallow-water carbonate deposition started in the S in the Maestrichtian and after a regression and gap in the Lower Paleocene it spread to the N (Fig. 29, 30). This signals the beginning collision of the Indian Continent and the Dras Island Arc.

In the Khurnak area the Maestrichtian pelagic marls and limestones are directly followed by Upper Paleocene foraminiferal limestones. Obviously there was a hiatus in sedimentation, but no clastic beds were found

between the two limestone formations like in western Zanskar.

The youngest beds of the Zanskar Synclinorium are the marine Lower Eocene Kong Slates of the Spong-tang area and the Chulung La slates, a multicoloured fresh-water formation of SW-Zanskar (FUCHS, 1982) (Fig. 28). The latter is devoid of fossils, but certainly post-Paleocene, probably it marks the end of sedimentation in Zanskar with the beginning of the nappe tectonics.

By the Eocene tectonic phase, which is documented also by palaeomagnetic data (KLOOTWIJK et al., 1979), Zanskar was involved in the Himalayan orogeny. Thrust masses slid from the Indus Zone into the series of the Zanskar Shelf. As Lower Eocene beds underlie the nappes this event is well-dated. The just deposited Paleocene and Lower Eocene limestones were eroded and pebbles are found in several conglomerate or breccia horizons. Such a conglomerate deposited after this tectonic phase is sandwiched in the ophiolitic melange zone N of the Markha Valley.

From the melange zone separating the Dras Volcanics and the Lamayuru Unit in the Dras-Suru area HONNEGER (1983, fig. 9a) reports multicoloured conglomerates and breccias. These rocks occur along the boundary against the Lamayuru Unit, that is the position of the conglomerate horizon in the Markha area.

Isolated thrust masses of ultrabasics slid onto the Dras Volcanic-Flysch complex and a marked horizon of conglomerates connects these allochthonous masses (Skiu Conglomerate; ophiolitic olistostrome [BROOKFIELD, 1983]). I did not find pebbles of nummulitic limestones in the Skiu Conglomerate but in the overlying

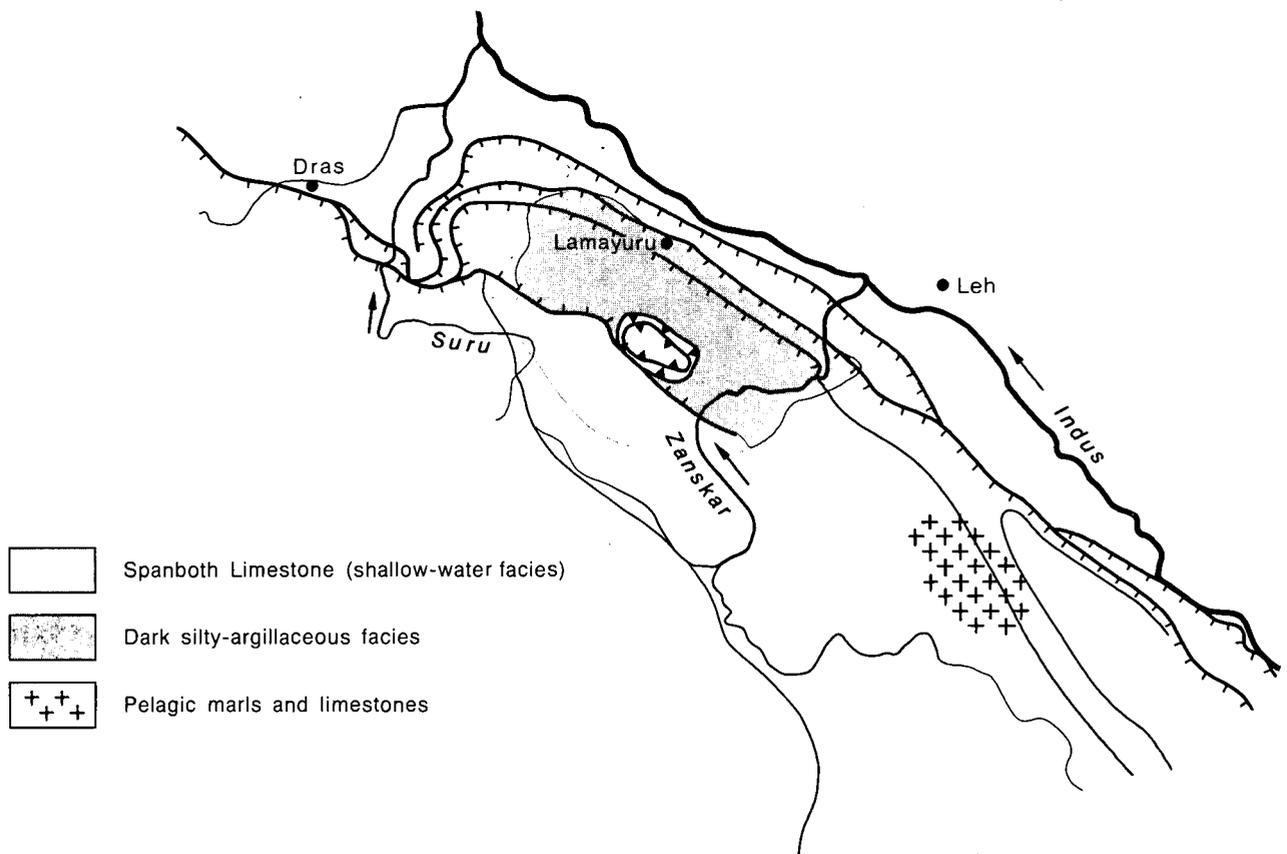


Fig. 26: Palaeogeographic sketch map for the Upper Maestrichtian.

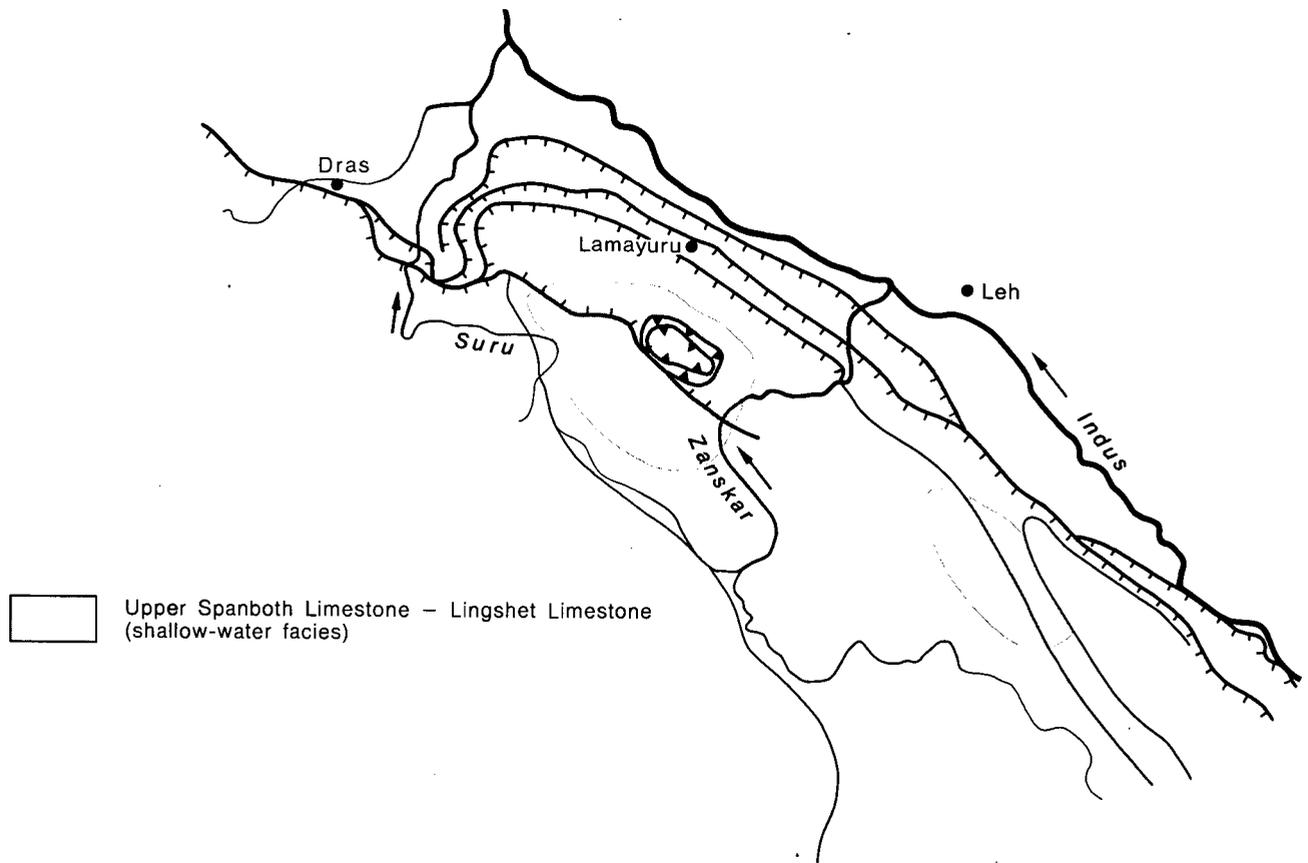


Fig. 27: Palaeogeographic sketch map showing areas with Upper Paleocene outcrops; they may have been continuous.

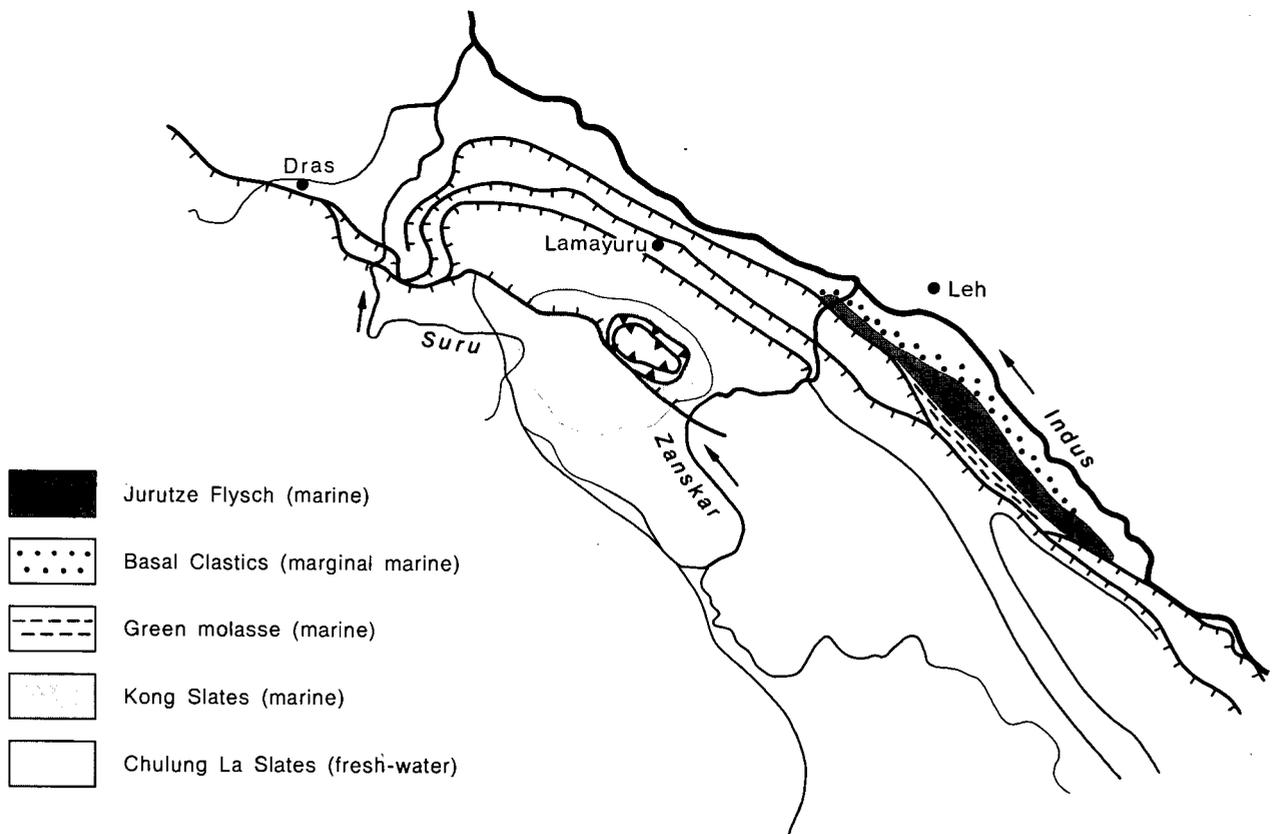


Fig. 28: Palaeogeographic sketch map for the Lower Eocene. The fresh-water Chulung La Slates seem to replace the marine Kong Slates, which formations are the youngest in Zaskar. In the Indus Molasse the Jurutze Flysch is replaced by the Basal Clastics in the N and possibly by the green molasse in the S.

Chilling Molasse developing from it. Thus this orogenic phase is marked by a coarse conglomerate horizon and the conditions of sedimentation have changed from flysch to molasse type.

THAKUR & VIRDI (1979) discovered similar molasse formations transgressing on various ophiolitic series and the Tso Morari Crystalline further E in Ladakh. These isolated molasse occurrences, which they call "Kargil Formation", are very well comparable with the Chilling Molasse, particularly in their position on the Dras Unit. Of great interest also is the report of BURG (1983) from Tibet, where he found the Conglomerates of Liuqu in the ophiolitic melange zone terminating the Xigaze (Shigatse) Series in the S. This Xigaze complex seems to correlate with the Dras Unit of Ladakh. The Liuqu conglomerate is regarded Oligo-Miocene, deposited after the first nappe movements and was affected by the later imbrications and counter thrusts. Thus conglomeratic and molasse formations formed between the major tectonic phases and appear to be rather common along the Indus-Tsang Po Suture Zone.

Finally on the Indus Molasse a few remarks are given, which may be brief, as I visited that zone only cursorily. The oldest parts of the Indus Molasse are exposed in the core of the Jurutze Anticline of the Miru Unit (BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984, p. 270; own observations see chapter 2). This thick marine trough complex is underlain in the N in the area of Rumbok by the red Basal Clastics and Jurutze Marls. These beds suggest a marginal marine shallow-water environment, possibly a lagoon. The faunas of these basal series described by DAINELLI (1933-34) give Lower to Middle Eocene age, which indicates a lateral facies change: the Lower to Mid-Eocene portion of the flysch is replaced by shallow marine deposits towards the N. Similar facies change is observed by STERNE (1979) in the section along the Zanskar River: The Miru Conglomerate, which may correspond with the Basal Clastics, shows coarsening towards the N, and also the succeeding Eocene series reflect lateral facies variation.

S of the Stok Kangri Range adjacent to the ophiolitic melange I found a green molasse exposed in anticlines beneath the red Stok Kangri Molasse. The green molasse yielded nummulites proving an Upper Paleocene to Lower Eocene age and marine deposition. This green molasse in the S seems to correlate with the Jurutze Flysch in the N (Fig. 28).

Generally the Eocene orogenic phase put an end to the development of the Dras (Nindam) Flysch and changed the type of sedimentation to molasse. In my views the deposition of the Indus Molasse was initiated by this event. As documented by the Jurutze Flysch marine conditions persisted in the axial region of the basin at least up to the Mid-Eocene. The trough facies changes to marginal marine, as we go to the N, and probably is replaced by continental facies still further N.

The succeeding thick-bedded and often multicoloured molasse formations (Stok Kangri Conglomerate, Gongmaru La-, Rumbok-, Zinchon Molasse, Nimu Grits, etc) are continental, deposited mostly by braided rivers (BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984). These authors noted that this younger molasse complex overlies the Eocene flysch unconformably in the northern flank of the Miru Anticline. I came to the result that the Jurutze Flysch and the underlying Jurutze Marls and Basal Clastics were folded with SW-vergency and after that were transgressed by the Rumbok Molasse. Thus another

tectonic phase put an end to the marine sedimentation of the Jurutze Flysch and brought about molasse deposition in a continental environment.

8.2. Tectonics

As shown in the preceding chapters a marked structural line delimitates the Lamayuru Unit in the N, separating it from the Dras Unit or the Indus Molasse respectively. It is the Indus Suture Zone, which is partly developed as an ophiolitic melange. All the units SW of this zone of disturbance, the Nimaling-Tso Morari Dome, Lamayuru Unit and Tibetan Zone form one major tectonic unit.

The Nimaling-Tso Morari Dome is a large anticline composed of a core of high-grade crystallines mantled by Palaeozoic metasedimentaries. The Rupshu Granites form numerous intrusions in the crystallines and lowest metasedimentary formations. In the Nimaling Mountain the anticline plunges towards the NW. At Lesilungpa the succession of metasedimentaries dips towards the N at medium angles. The conspicuous fold in the Siltite-Quartzite-Limestone Series shows southern vergency. In the Langtang the strike swings around to SW and S with western dip at medium angles. Megafolds in the orogr. left slope of the Langtang Valley also show southern direction. From Zalung Karpo La to the Khurnak area the strike swings from S to the SE, whereas the dip changes from medium angles to vertical.

In the Khurnak - Yar La region the SW-flank of the dome is partly overturned with steep NE-dip. In this area also the stratigraphic sequence is somewhat disturbed, inasmuch as micascists and dolomite lenses occur not only below but also above the Carbonate Series. The Lamayuru Formation exhibits intricate subvertical folding there. Also the succeeding Kioto Limestone is much folded, particularly in the area Kurio - Khurnak. SE of Khurnak the dip is SW at medium angles in the Kioto Limestone. S of Yar La the dip swings around to W, NW, N and finally NE. This is related with the closure of the Khurnak Syncline (see Pl. 2).

The Khurnak Syncline exposes the Mesozoic - Upper Paleocene sequence. It is a wide, almost symmetrical synform in the SE and becomes rather tight towards the NW (Kurio).

W of the Khurnak Syncline a steep and narrow zone of dark argillites marks an anticline, which seems to be continuous with a wider anticline in the upper Nari Narsang Valley (binocular observation).

SW of the above antiform a steep, narrow syncline composed of Cretaceous rocks strikes NW from the knee of the Zara River (S of Khurnak, interpretation of satellite imagery).

Between the Zara and the Zanskar Rivers the Zanskar Carbonates exhibit distinct NNW-SSE strike, which is discordant to the NW-SE trending zones of the Markha Valley. The unconformable strike is clearly shown on Landsat imagery. This conspicuous structure is related with the Tso Morari Anticlinorium plunging along NW axis. It is the convergence of the flanks of the plunging anticlinorium causing the discordant strike. The northern limb, however, is reduced by shear along the Markha zone of disturbance. The Zanskar Carbonates change from the NNW- to their normal

NW strike in the drainage divide between the Zaskar and the Yapola Rivers. Thus the Tso Morari Anticlinorium is a very important structure, which reaches even W of the Zaskar.

In the Khurnak – Markha region the Zaskar Synclinorium and the Lamayuru Zone are connected by interfingering facies. W of the Zaskar this primary coherence becomes lost and we may discern two individual tectonic units: the Northern Zaskar Unit (N. Z. U.) and the Lamayuru Unit. The horizontal displacement between these units increases towards the W, being about 20 km in the Phulungma – Wakha Chu area (see Pl. 1). It is an interesting question, why the adjacent facies belts are less disturbed in the SE. I think it was the Tso Morari Crystalline, a rigid mass underlying the zone of facies change, which preserved it from tectonization. Further, in the NW-plunging anticlinorium the southwestern limb, if followed SE, becomes more distant from the highly disturbed Suture Zone (Pl. 1, 2). This zone is very much affected by the younger N-directed movements (counterthrusts), which are responsible for the 20 km displacement in the Wakha area mentioned above. Farther away from the Suture Zone, in the southwestern flank of the anticlinorium the facies belts remained connected.

There is not much information about the vast terrain of the Zaskar Carbonates. KELEMEN & SONNENFELD (1983) discovered three synclines composed of Cretaceous formations on their adventurous boat trip down the gorge of the Zaskar. The vergency of these folds seems to be NE.

Another traverse was made by BAUD et al (1982b, 1983) along the Zumlung, Chirche, Nari Narsang and Langtang Valleys. In the area of Charcha La and upper Zumlung Valley they found a major syncline. The core consists of Shillakong Formation. From BAUD et al. (1982b, Fig. 4) and Landsat imagery it is apparent that the SW-limb is well developed, whereas the NE-limb is sheared. Zaskar Carbonates come in contact there with the Upper Cretaceous series along a reversed fault dipping NE. The distinct brown colour of the Giumal Sandstone and light colour of the Mid-Upper Cretaceous allows to trace the syncline further SE. Also E of the Zara River patches of the Cretaceous formations mark the trend of the synclinal axis. The most south-eastern synforms are close to Lachung La (Manali – Leh road).

SW of this Zumlung Syncline BAUD et al. (1982b) found another syncline in the area of Zang La. The syncline pinches out in the lower Zumlung Valley, but widens towards the NW to a synclinorium (Pl. 1). The Spongtag Outlier forms the core of this large synform (FUCHS, 1977b, 1979, 1982; BASSOULLET et al., 1980, 1983; REIBEL & REUBER, 1982; KELEMEN & SONNENFELD, 1983, a. o.). The NE-limb of the syncline is sheared by a reversed fault, the Kangi-Naerung Fault (KELEMEN & SONNENFELD, 1983), and is partly overturned towards the SW. This is similar to the Zumlung Syncline.

W of the Zaskar the above synclinorium is disturbed by another tectonic plane. This thrust terminates the Northern Zaskar Unit (N. Z. U.) in the S (FUCHS, 1982). Though there are certain differences in the stratigraphic development N and S of this disturbance, the horizontal displacement is a few km at the most. It is a wedge structure, which seems to lose its importance when followed towards the SE. Like all the other named

reversed faults it is a scale structure post-dating the thrust of the Spongtag Nappes and the isoclinal folding of the Zaskar sedimentaries. In my view these imbrications are caused by late compression, which also formed the fan structure of the Honupatta Anticlinorium (KELEMEN & SONNENFELD, 1983). The scales of central Zaskar are hading N or NE, whereas they dip S or SW at the northern margin of the Zaskar Carbonates and in the Indus Zone (counterthrusts). These disturbances are to be understood as a fan-shaped system of scales, the product of late compression, but has nothing to do with nappe tectonics, which have preceded.

After dealing with the regions S of the Indus Suture Zone we shall consider this complicated belt.

The Lamayuru Zone of the Markha Valley reflects the domal structure of the NW plunging Tso Morari Anticlinorium: It dips WSW to SW at medium angles beneath the Zaskar Carbonates; towards the Markha Valley the dip becomes gently NE and steepens to sub-vertical. The fold axes plunge towards the NW, partly at rather steep angles. The domal structure is responsible for the widening of the Lamayuru Zone in the Markha area and its branching. In the Zaskar Valley the Lamayuru/Zaskar Carbonates contact is tectonic. Steeply folded carbonates override the Lamayuru Formation, which is squeezed NW of Chilling (Pl. 3 [1], Fig. 4). From Landsat imagery it appears that a large mass of ultrabasics overlying the Dras Unit is in tectonic contact with the Zaskar Carbonates. These moved NE-wards on a counterthrust (Zaskar Thrust [FRANK et al., 1977]). The displacement along this thrust increases towards the W. In the type area the Lamayuru Unit shows isoclinal SW-dipping structure and is sandwiched between the Zaskar Carbonates and the Dras Unit.

A zone of disturbance demarcates the Lamayuru Unit in the NE. In the Chilling – Skiu area it is a SW-dipping thrust, from Chaluk eastwards it is an ophiolitic melange zone like in the Mulbekh – Lamayuru region. The melange zone is particularly well-developed, where the Dras Unit pinches out N of the village Markha. There are large klippen of exotic limestones and the melange zone shows considerable thickness. I think that this development is related with the branching of the melange zone and the end of the Dras Unit. Further SE the melange zone consists of a 200–300 m thick belt marked by ultrabasic blocks in a matrix of flysch, radiolarites etc. and a band of conglomerate or breccia. As already noted there is no sharp tectonic line between the Lamayuru Unit and the ophiolitic melange of the Chaluk – Omlung area. These are primarily linked and the significant thrust is N between the ophiolitic melange and the Chilling Molasse of the Dras Unit.

The Dras (Nindam) Unit composed of basic to intermediate volcanics and flysch is an important element of the Indus Suture Zone. In the Khalsi region this belt can be subdivided into the southern Dras Unit and the Indus Flysch in the N (FUCHS, 1977b, 1979). The two units are separated by ophiolitic melange. The northern flysch is called the Khalsi Flysch by BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984).

E of the Zaskar River the whole flysch-volcanics complex is reduced and ends somewhere E of the Shingo – Skiu section. BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984) accept this eastern extension as the Khalsi Flysch (my Indus Flysch), whereas I prefer to correlate it with the Dras Unit (Pl. 1). From the lithological studies of the named authors (p. 262–265) the rocks of

Shingo show more resemblance to the Nindam Flysch, which is mainly a distal turbidite facies, than to the coarser-grained Khalsi Flysch. Further the Khalsi Flysch is associated with Mid-Cretaceous shallow-water (Khalsi) limestones, which are missing in the SE. From the Zanskar River STERNE (1979) reports on Khalsi Limestone and accompanying flysch forming a wedge between his Zanskar Flysch (= Dras Unit) and the Indus Molasse. STERNE correlates this scale to the Indus Flysch of the Khalsi area. The bands and lenticular bodies of the Khalsi Limestone can be traced by their light colour on satellite imagery (Pl. 1). From their strike STERNE seems to be right in his correlation: His Mid-Cretaceous limestone and associated beds appear to represent the south-eastern end of the Indus Flysch. This unit forms a wedge N of the Dras Unit, extending from the Zanskar Valley to somewhere W of Khalsi. I assume that the Indus Molasse of the Zanskar Valley, particularly the three anticlines studied by STERNE, plunge beneath the Indus Flysch in the range W of the valley. Thus I accept the Indus Flysch overriding the Indus Molasse along a counterthrust.

Whereas the Indus Flysch (= Khalsi Unit [BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED, 1984]) represents a wedge extending from the Khalsi area to the Zanskar Valley, the Dras Unit is the more important structural element, continuing from the Dras region to the Markha area. So, contrary to BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED I correlate the flysch-volcanic series S of Shingo with the Dras Unit.

The Skiu Conglomerate (= olistostrome, BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED) follows stratigraphically on the Dras Flysch-Volcanics and passes into the succeeding Chilling Molasse. Satellite imagery shows that the Skiu Conglomerate connects ultrabasic masses of NW Chilling and N of Chaluk. This provides very important information: The ultrabasics slid as thrust masses onto the Dras Unit and this tectonic event is marked by the Skiu Conglomerate (= olistostrome). After this post-Upper Paleocene tectonic phase sedimentation changed from flysch to molasse type. Structurally the Chilling Molasse forms the youngest part of the Dras Unit. In the Chaluk section the Chilling Molasse overlies the northern ultrabasic mass, but is overthrust by the southern one. This documents that also after the sedimentation of the Chilling Molasse ultrabasics slid onto adjoining zones. The Chilling Molasse, and thus the Dras Unit, is terminated by a SW-dipping thrust against the Lamayuru Unit. N of Markha the Dras Unit pinches out between bifurcating ophiolitic melange zones. The ending of the Dras Unit was recognized by BAUD et al (1982b, Fig. 2), but they accepted the Chilling Molasse as a part of the Dras Flysch-Volcanics.

From the paper of THAKUR & VIRDI (1979) it appears that the Dras Unit comes in again along the Suture Zone NE of Debring. The authors further report on occurrences of "Kargil Formation" (= molasse) transgressing on various units. I should like to compare these molasses with the Chilling Molasse, which, however, is affected by younger N-directed thrusts. THAKUR & VIRDI do not mention such disturbances.

The Dras Unit is terminated by a thrust also in the N. Along the subvertical thrust the NE-dipping beds of the Indus Molasse abut discordantly. S of Shingo, where this thrust separates the Dras Flysch-Volcanics from the Jurutze Flysch of the Indus Molasse (s. l.), there is no indication of an ophiolitic melange like N of Markha-Omlung.

E of Shingo the Jurutze Flysch is cut obliquely to its strike by a subvertical thrust. A series of decametric blocks of limestone occur along the zone of disturbance. Judging from the float multicoloured molasse adjoins on the eastern side of the thrust (see Pl. 2). BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED (1984, Fig. 11) show Khalsi Flysch in their map. However, from the lithology of these multicoloured conglomerates, sandstones, and shales, which are very different from the rocks of the Dras Unit SW of Shingo, I am rather certain that it is younger molasse (Stok Kangri). But I do not fully understand the nature of the disturbance. The limestone blocks suggest a thrust and not a simple vertical fault. Possibly it is a wrench fault, which spreads off from the thrust demarcating the Dras Unit in the N. Section 3 of Pl. 3, which is approximately parallel to the discussed thrust, does not show the relations properly: It gives the impression of a horizontal nappe, which is not the case, because the zone of disturbance is subvertical.

Concerning the tectonics of the Indus Molasse a few remarks are given. The Ganda La traverse (Pl. 3 [3]) shows a large anticline in the Jurutze-Rumbok area, which continues to Miru in the SE (BAUD et al., 1982b; BROOKFIELD, 1984) and to the Zanskar River in the NW (N of Sumdah Doh, STERNE, 1979). Obviously the marine Eocene Basal Clastics and Jurutze Flysch, which form the core of the anticline, were folded before the transgression of the multicoloured fresh-water molasses. Thus the basal red series, which form several subsidiary antiforms, come in contact with the younger molasse, and the Jurutze Flysch, which is to be expected in between, is missing. This points to an erosive phase after the first folding, and then the younger molasses were deposited on the denuded older fold complex. Finally the whole pile of molasses was folded. The subsidiary antiforms of the basal series show SW-vergency, whereas all the folds in the younger molasses are directed NE.

8.3. Is the Tibetan Zone Allochthonous? — a Discussion

Since BAUD et al. (1982 a, b, 1983, 1984) suggested the Zanskar Synclinorium to be allochthonous, consisting of a pile of nappes, the tectonic nature of the Tibetan (Tethys) Zone became a problem of primary importance. In case that the Zanskar Synclinorium is really found to be allochthonous, the whole of the Tibetan Zone and the Kashmir-Chamba Synclinoria are to be regarded as thrust sheets and their contact to the underlying Central Crystalline is tectonic. In my paper 1984b I put reasons against this view and a series of arguments come from my work in the Markha-Nimaling area.

The northern margin of the Zanskar Synclinorium can be studied in the named region. According to BAUD et al. (1982b, 1983) the Langtang Group (schistes lustrés) underlies the Zalung Karpo Unit and Khurna Unit, which are subunits of the "Zanskar Nappes". These comprise the Triassic-Jurassic carbonates, whereas the Langtang Group consists of a dark calcareous argillite complex of great thickness. With tectonic contact the Langtang Group overlies the quartzites and dolomites representing the metasedimentary mantle of the Nimaling Crystalline. The latter forms a dome,

which in its northern flank again is succeeded by the Langtang Group. Along a steep tectonic plane the Langtang Group borders to the Markha Unit, which is correlated with the Lamayuru Unit by BAUD et al. The Markha Unit and Dras-Nindam Unit make up the Suture Zone. It appears that BAUD et al. regard their nappes (Ringdom-Phugtal Unit, Zangla Unit, Zumlung Unit, Khurna Unit and Zalung Karpo Unit) derived from the Suture zone. That implies that the nappes building the Tibetan (Tethys) Zone have their roots in the Suture Zone, N of the Nimaling Dome.

I disagree with the above views of BAUD et al. from following reasons:

- ① The Langtang Group and the Markha Unit form one inseparable complex, which represents the Lamayuru Unit of western Ladakh.
- ② This Lamayuru complex is stratigraphically linked with the metasedimentary series of the Nimaling Dome and with the Zaskar Carbonates in the S. The Nimaling metasedimentaries represent the Precambrian–Palaeozoic part of the stratigraphic sequence, the Lamayuru Formation the Triassic–Jurassic–Cretaceous (?) part (northern limb of the Dome) respectively Triassic portion (southern limb). The Zaskar Carbonates interfinger with the Lamayuru complex, gradually replacing it laterally towards the S. The Kioto Limestone of the Khurnak area follows stratigraphically on the Lamayuru Formation and does not represent a separate structural unit (Zalung Karpo Unit on Langtang Group, BAUD et al.). Contrary to BAUD et al. I did not find nappe boundaries, but was surprised that units, which are tectonically separated in western Ladakh, are stratigraphically connected in eastern Ladakh. There are lokal disturbances within one stratigraphic succession, but not thrusts terminating nappes. The pinching out of the Carbonate Series S of Lesilungpa, or the reduplication of the Micaschist-Dolomite series E of Khurnak may be cited. The folds in the Siltite-Quartzite-Limestone Series of Lesilungpa or the recumbent folds of the Langtang Valley show SW-vergency and document tectonic pressure acting from the NE. Shearing led to the local pinching out of formations in the NE flank of the dome. In the SW-limb, in the pressure shadow, folding and imbrication caused reduplications. There the succession up to the Lamayuru Formation is locally overturned towards the SW. The boundary between the Lamayuru Formation and the succeeding Kioto Limestone not rarely is tectonized, but this is due to the contrasting material of the two formations.
- ③ The Nimaling – Tso Morari Crystalline is an anticlinorium, which brings up the basal portions of the Tibetan Zone. It is comparable to the Gurla Mandata Uplift of Kumaun Himalaya (HEIM & GANSSER, 1939; GANSSER, 1964) or to the anticline along the Nepal-Tibet border in Dolpo (FUCHS, 1977a). The Nimaling Dome is very close to the Suture Zone and this shows us the stratigraphic development just at the margin of the Indian Continent. The thick Lamayuru complex overlapping the Nimaling Dome indicates that in the Mesozoic the Nimaling region formed the continental slope down to the Lamayuru basin.

Thus in my view it is not possible to draw nappe boundaries between the carbonate sequence of Zaskar, the succession of the Nimaling Dome and the La-

mayuru belt. The named complexes are still intimately linked and therefore allow the reconstruction of the facies pattern (see chapter 8.1.).

There are also a series of arguments against the allochthony of the Tibetan Zone from outside the Markha-Nimaling area (FUCHS, 1984b), which shall be mentioned briefly in this paper:

- ① There are no remnants of a root zone of the “Zaskar Nappes”. The exotic limestone klippe of the ophiolitic melange zone are of different type and therefore can not be regarded as the root of the Zaskar Carbonates.
- ② Outliers of the “Zaskar Nappes” are missing. In the Spongtang Outlier and the large thrust sheets of Tibet the ophiolitic series form the highest tectonic units and the thick Tethyan Series are always at the base. THAKUR & VIRDI (1979) record three outliers of ophiolite complexes resting directly on the Tso Morari Crystalline. According to the views of BAUD et al. (1982b, 1983) the “Zaskar Nappes” are to be expected between these ophiolite klippe and the crystallines. As there is no trace of the “Zaskar Nappes” it is highly improbable that they were transported across the Tso Morari Crystalline.
- ③ BAUD et al. (1982a, 1983, 1984) subdivide the Tibetan Zone into 5 nappes, but in their general cross-section they show the folded Precambrian – Cretaceous sequence of the Zaskar Synclinorium disturbed by a series of imbrications. Such a tectonic style is known from many regions and is typical for the Tibetan Zone, but does not suggest the existence of nappes. Further it is surprising that the assumed thrusts did not disturb the stratigraphic sequence of formations. Normally thrusts are recognized as such because older series rest on younger ones. But according to the sections (BAUD et al., 1982a, 1982b, Fig. 4; 1984, Fig. 3) the stratigraphic order seems to be preserved; figures 9 and 10 suggest that the Upper Palaeozoic unconformity was accepted as a thrust by BAUD et al. (1984). Thus it appears that stratigraphic boundaries, somewhat tectonized because of material differences, were mistaken for nappe boundaries.
- ④ BAUD et al. (1982 a,b, 1983, 1984) suggest a thrust also between the Central Crystalline and the succeeding sedimentaries (Phe-Formation). Considering the whole of the Tibetan Zone and the Kashmir- and Chamba Synclinoria, we come to the result that normally there is a passage from the sedimentaries to the Crystalline (GRIESBACH, 1981, p. 209; HAYDEN, 1904, p. 9–10; HEIM & GANSSER, 1939; FUCHS, 1967, 1975, 1977 a,b; BORDET et al., 1971, 1975; GANSSER, 1983; HONEGGER et al., 1982; HONEGGER, 1983). Alteration increases gradually and the metamorphics still show the sedimentary characteristics of the overlying formations. No doubt, the upper portions of the crystallines consist of altered parts of the Tethyan succession. My observations that even the Mesozoic carbonates have become high-grade crystallines in the Nun-Kun area (FUCHS, 1977b) are proved now by the careful and detailed studies of HONEGGER (1983). It is impossible there to separate the Tethyan series as allochthonous masses from the Central Crystalline.

Locally the contact crystalline-sedimentaries may be tectonic (e.g. Malari Fault [SHAH & SINHA, 1974]). BURG

(1983) observed tectonic contacts N of Everest. In his view the sedimentary sequence dissociated from the crystalline and slid along N-dipping planes following gravity, when the Great Himalaya was uplifted. But all that does not mean that the Tibetan Zone represents a nappe. In such a case nowhere a primary connection of this zone with the underlying crystallines should exist. Contrary this is normal.

BAUD et al. (1982b, 1983) correlate their "Zanskar Nappes" to the "Zanskar-Shillakong Nappe" of western Zanskar (BASSOULLET et al., 1983). These authors were misled by the fan structure of the carbonate belt of the Honupatta-Phothaksar area to accept it as a nappe. If followed to the W the fan structure disappears and it is evident that the rocks of the "Zanskar-Shillakong Nappe" are a part of the Triassic-Eocene sequence underlying the Spongtag Klippe (FUCHS, 1982). Thus it belongs to the Tibetan Zone (s. l.) and does not form a higher nappe. The Lamayuru Formations around the Spongtag Outlier overlie the series of the "Zanskar-Shillakong Nappe" in the W and the SE (see Pl. 1; FUCHS, 1982, Pl. 1,2) and thus can not be connected beneath the Honupatta carbonate belt with the Lamayuru Zone in the N.

The very complicated evolutionary picture of the French geologists (1983, Fig. 11) is not consistent with the present day geology. So they do not take account of the Paleo-Eocene sequence underlying the Spongtag Outlier. This is evidence that the Spongtag Nappes were thrust onto Zanskar in the Eocene and not in the Upper Cretaceous.

There is no indication that the Dras Formation represents a synform underlain by Lamayuru Flysch as shown by the French geologists; there exists no Lamayuru zone between the Dras belt and the Indus Molasse; the dark flyschoid beds of the melange zone at Hangru in the Yapola Valley were mistaken by the French as Lamayuru Flysch, which seems to have caused the above assumption.

The "Himalayan (Tethysian) Series", parts of the "Lamayuru Flysch" and the "Mesozoic Tethysian Series" and Up. Cretaceous "Fatula Limestone" of the "Zanskar-Shillakong Nappe" form one stratigraphic complex. This is evident in the area of the upper Phulungma - Wakha - Kangi Valleys and in the Lingshed region (FUCHS, 1982). Therefore the named units can not belong to three different structural units as opined by BASSOULLET et al. (1983).

Thus a "Zanskar-Shillakong Nappe" exists neither in western nor in eastern Zanskar.

Acknowledgements

The 1983 expedition was funded by the "Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung". The "Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung" gave me leave from my duties in Austria. The Director of the "Geologische Bundesanstalt", HR. Prof. Dr. T. GATTINGER took much interest in my work and provided the facilities to elaborate my material. For all this aid, financial means, and other support, I wish to express my sincere thanks.

Last not least I want to thank the members of the "Fachabteilung für Kartographie und Reproduktion" of the Geological Survey for the preparation of the illustrations.

References

ANDREWS-SPEED, C. P. & BROOKFIELD, M. E.: Middle Palaeozoic to Cenozoic Geology and the Tectonic Evolution of the

- Northwestern Himalaya. - (Cambridge Earth Science Ser., Contr. **108**), Tectonophysics, **82**, 253-275, Amsterdam (Elsevier) 1982.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M. & MOUTERDE, R.: Esquisse paléogéographique et essai sur l'évolution géodynamique de l'Himalaya. - Mem. h. sér. Soc. géol. France **8**, 213-234, Paris 1977.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: Une transversale de la zone de l'Indus de Khalsi à Phothaksar, Himalaya du Ladakh. - C. R. Acad. Sc. Paris, **286**, 563-566, Paris 1978a.
- BASSOULLET, J. P., BELLIER, J. P., COLCHEN, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: Découverte de Crétacé supérieur calcaire pélagique dans le Zanskar (Himalaya du Ladakh). - Bull. Soc. géol. France (7) **20/6**, 961-964, Paris 1978b.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., GUÉX, J., LYS, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: Permien terminal neritique, Scythien pélagique et volcanisme sous-marin, indices de processus tectono-sédimentaires distensifs à la limite Permien-Trias dans un bloc exotique de la suture de l'Indus (Himalaya du Ladakh). - C. R. Acad. Sc. Paris **287**, Sér. D., 675-676, Paris 1978c.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: L'édifice de nappes du Zanskar (Ladakh, Himalaya). - C. R. Acad. Sc. Paris **290**, Sér. D., 389-392, Paris 1980.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: Les masses calcaires du flysch Triassico-Jurassique de Lamayuru (Zone de la suture de l'Indus, Himalaya du Ladakh): klippes sédimentaires et éléments de plate-forme remaniés. - Riv. Ital. Paleont. **86/4**, 825-844, Milano 1981.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J., MASCLE, G. & REIBEL, G.: Geological Studies in the Indus Suture Zone of Ladakh (Himalayas). - Contr. Himal. Geol. (ed. V. J. GUPTA), **2**, 96-124, Hindustan Publ. Corp., Delhi 1983.
- BAUD, A., GAETANI, M., FOIS, E., GARZANTI, D., NICORA, A. & TINTORI, A.: Les Series Tibétaines de l'Himalaya sont-elles Allochtones: Nouvelles observations dans le Zanskar Oriental (Inde du N). - Vol. IX RAST, pp 1., Paris 1982a.
- BAUD, A., ARN, R., BUGNON, P., CRISINEL, A., DOLIVO, E., ESCHER, A., HAMMERSCHLAG, J.-G., MARTHALER, M., MASSON, H., STECK, A. & TIECHE, J.-C.: Le contact Gondwana-péri-Gondwana dans le Zanskar oriental (Ladakh, Himalaya). - Bull. Soc. géol. France, (7), t. **24/2**, 341-361, Paris 1982b.
- BAUD, A. et al.: Geological Observations in the Eastern Zanskar Area, Ladakh, Himalaya. - Contr. to Himal. Geol. (ed.: V. J. GUPTA), **2**, 130-142, Delhi 1983.
- BAUD, A., GAETANI, M., GARZANTI, E., FOIS, E., NICORA, A. & TINTORI, A.: Geological observations in southeastern Zanskar and adjacent Lahul area (northwestern Himalaya). - Eclogae Geol. Helv. **77/1**, 171-197, Basle 1984.
- BHANOT, V. B., PANDEY, B. K., SINGH, V. B.: Rb-Sr Whole-Rock Age of the Granitic Gneiss from Askote Area, Eastern Kumaun and its Implication on Tectonic Interpretation of the Area. - Himal. Geol. **7**, 118-122, Dehra Dun 1977a.
- BHANOT, V. B., SINGH, V. P., KANSAL, A. K. & THAKUR, V. C.: Early Proterozoic Rb-Sr Whole-Rock Age for Central Crystalline Gneiss of Higher Himalaya, Kumaun. - J. geol. Soc. India, **18/2**, 90-91, Bangalore 1977b.
- BERTHELSEN, A.: On the Geology of the Rupshu District, N. W.-Himalayas. - Medd. dansk. geol. Foren, **12**, 350-414, Copenhagen 1953.
- BORDET, P., COLCHEN, M. & LE FORT, P.: Some features of the geology of the Annapurna Range, Nepal Himalaya. - Himal. Geol., **2**, 537-563, Delhi 1972.
- BORDET, P., COLCHEN, M. & LE FORT, P.: Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Nyi-Shang. - 138 p., Paris (Edit. Cent. Nat. Rech. Sci.) 1975.
- BROOKFIELD, M. E.: Reconnaissance Geology of the area between Leh and the Markha valley, Ladakh. - Contr. to Himal. Geol. (ed. V. J. GUPTA) **2**, 173-179, Delhi 1983.
- BROOKFIELD, M. E. & ANDREWS-SPEED, C. P.: Sedimentology, Petrography and Tectonic significance of the shelf, flysch

- and molasse clastic deposits across the Indus Suture Zone, Ladakh, N. W. India. — *Sed. Geol.*, **40**, 249–286, Amsterdam (Elsevier) 1984.
- BROOKFIELD, M. E. & REYNOLDS, P. H.: Late Cretaceous emplacement of the Indus suture zone ophiolite melanges and an Eocene–Oligocene magmatic arc on the northern edge of the Indian plate. — *Earth and Planetary Sci. Letters*, **55**, 157–162, Amsterdam (Elsevier) 1981.
- BROOKFIELD, M. E. & WESTERMANN, G. E. G.: Mesozoic ammonites from the Spong valley, Zaskar, Ladakh, N.W. India. — *Jour. geol. Soc. Ind.*, (in press) Bangalore 1982.
- BURG, J. P.: Tectogenèse comparée de deux segments de chaîne de collision: Le sud du Tibet (Suture du Tsangpo) — La chaîne Hercynienne en Europe (Sutures du Massif Central). — *Diss. Univ. des Sciences et Techn. Languedoc, Montpellier* 1983.
- COLCHEN, M.: Sur le Flysch et la Molasse de l'Indus, Himalaya du Ladakh. — *5. Réunion. Ann. Sc. Terre*, p. 160, Rennes 1977.
- DAINELLI, G.: La Serie dei Terreni, I and II Sped. ital. De Filippi nell'Himalaya, Caracorum e Turchestan Cinese (1913–1914) — II/2, 1096 p., Bologna (Zanichelli) 1933–1934.
- DESIO, A.: On the Geology of the Deosai Plateau (Kashmir). — *Mem. Accad. Naz. Lincei Sc. fisiche ecc. Ser. 8*, v. 15, Sez. 2/1, 1–19, Rome 1978.
- DESIO, A. & SHAMS, F. A.: The age of the blueschist and the Indus-Kohistan Suture Line, NW Pakistan. — *Accad. Naz. Linc., Cl. Sci. fis. mat. e nat.*, Ser. 8, **68/1**, 74–79, Roma 1980.
- DE TERRA, H.: Yale North India Expedition, Article II, Geological Studies in the Northwest Himalaya between the Kashmir and Indus Valleys. — *Mem. of the Connecticut Academy of Arts and Sciences*, Vol. 8, 18–76, New Haven, Connecticut 1935.
- DIENER, C.: The Trias of the Himalayas. — *Mem. G. S. I.* **36/3**, 1–159, Calcutta 1912.
- FRANK, W., THÖNI, M. & PURTSCHELLER, F.: Geology and Petrography of Kulu — South-Lahul Area. — *Colloqu. Intern. C. N. R. S.*, **268**, *Écologie et Géologie de l'Himalaya*, 147–172, Paris 1976.
- FRANK, W., GANSSER, A. & TROMMSDORFF, V.: Geological Observations in the Ladakh Area (Himalayas). A preliminary Report. — *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **57**, 89–113, Zürich 1977.
- FUCHS, G.: Zum Bau des Himalaya. — *Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **113**, 1–211, Wien 1967.
- FUCHS, G.: Contributions to the Geology of the North-Western Himalayas. — *Abh. Geol. B.-A.*, **32**, 1–59, Wien 1975.
- FUCHS, G.: The Geology of the Karnali and Dolpo Regions, Western Nepal. — *Jb. Geol. B.-A.*, **120/2**, 165–217, Wien 1977a.
- FUCHS, G.: Traverse of Zaskar from the Indus to the Valley of Kashmir — a preliminary note. — *Jb. Geol. B.-A.*, **120/2**, 219–229, Wien 1977b.
- FUCHS, G.: On the Geology of Western Ladakh. — *Jb. Geol. B.-A.*, **122/2**, 513–540, Wien 1979.
- FUCHS, G.: The Geology of Western Zaskar. — *Jb. Geol. B.-A.*, **125/1–2**, 1–50, Wien 1982.
- FUCHS, G.: Note of the Geology of the Markha-Nimaling Area in Ladakh (India). — *Jb. Geol. B.-A.*, **127/1**, 5–12, Wien 1984a.
- FUCHS, G.: The Tibetan (Tethys) Zone — is it Allochthonous? — *Contr. to Himal. Geol.* (ed. V. J. GUPTA) **3**, (in press) Delhi 1984b.
- GAETANI, M., NICORA, A. & PREMOLI-SILVA, I.: Uppermost Cretaceous and Paleocene in the Zaskar Range (Ladakh-Himalaya). — *Riv. Ital. Paleont.*, **86/1**, 127–166, Milano 1980.
- GAETANI, M., NICORA, A., PREMOLI-SILVA, I., FOIS, E., GARZANTI, E. & TINTORI, A.: Upper Cretaceous and Paleocene in Zaskar Range (NW Himalaya). — *Riv. it. Paleont.*, **89/1**, 81–118, tav. 7–10, Milano 1983.
- GANSSER, A.: Geology of the Himalayas. — *Interscience Publishers*, 1–289, London etc. (J. Wiley & Sons) 1964.
- GANSSER, A.: The Ophiolitic Melange, a World-wide Problem on Tethyan Examples. — *Eclogae geol. Helv.*, **67**, 479–507, Basel 1974.
- GANSSER, A.: The great Suture Zone between Himalaya and Tibet. A preliminary account. — *Colloqu. Intern. C. N. R. S.*, **268**, *Écologie et Géologie de l'Himalaya*, 181–191, Paris 1976.
- GANSSER, A.: The Significance of the Himalayan Suture Zone. — *Tectonophysics*, **62**, 37–52, Amsterdam (Elsevier) 1980.
- GANSSER, A.: Geology of the Bhutan Himalaya. — *Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges.*, **96**, 1–181, Basel 1983.
- GRIESBACH, C. L.: Geology of the Central Himalayas. — *Mem. G. S. I.*, **23**, 1–232, Calcutta 1891.
- GUPTA, V. J. et al.: Stratigraphy along the Manali–Leh Road. — *Bull. Cent. Adv. Stud. Geol.*, **7**, 77–84, Chandigarh 1970.
- GUPTA, V. J. & KUMAR, S.: Geology of Ladakh, Lahaul and Spiti regions of Himalaya with special reference to the stratigraphic position of flysch deposits. — *Geol. Rdsch.*, **64**, 540–563, Stuttgart 1975.
- HAYDEN, H. H.: The Geology of Spiti, with Parts of Bashahr and Rupshu. — *Mem. G. S. I.*, **36/1**, 1–129, Calcutta 1904.
- HEIM, A. & GANSSER, A.: Central Himalaya, geological observations of the Swiss expedition 1936. — *Mem. Soc. Helv. Sci. nat.*, **73/1**, 1–245, Zürich 1939.
- HONEGGER, K.: Strukturen und Metamorphose im Zaskar Kristallin (Ladakh-Kashmir, Indien). — *Diss. E. T. H.* Zürich 1983.
- HONEGGER, K., DIETRICH, V., FRANK, W., GANSSER, A., THÖNI, M. & TROMMSDORFF, V.: Magmatism and Metamorphism in the Ladakh Himalayas. — *Earth and Planetary Sci. Letters*, **60**, 253–292, Amsterdam 1982.
- JOSHI, V. K. & ARORA, R. K.: On the Palaeontological finds in Zaskar Area, Ladakh, with Reference to the Permo-Carboniferous and Triassic Sequence. — *Himal. Geol. Seminar*, New Delhi 1976.
- KANWAR, S. S. & BHANDARI, A. K.: Stratigraphy, Structure and Sedimentation of part of Lahaul and Spiti District, Himachal Pradesh. — *Misc. Publ. G. S. I.*, **41/1**, 169–178, Calcutta 1979.
- KELEMEN, P. B. & SONNENFELD, M. D.: Observations on Stratigraphy, Structure, Petrology and Tectonics from Traverses in Central Ladakh and Zaskar. — *Schweiz. min. petr. Mitt.*, **63**, 267–287, Zürich 1983.
- KLOOTWIJK, C. T.: A Summary of palaeomagnetic data from Extrapeninsular Indo-Pakistan and south central Asia: implications for collision tectonics. — In: SAKLANI, P. S. (Ed.): *Structural Geology of the Himalaya*, 307–360, New Delhi (Today and Tomorrow's Printers & Publ.) 1980.
- KLOOTWIJK, C., SHARMA, M. L., GERGAN, J., TIRKEY, B., SHAH, S. K. & AGARWAL, V.: The Extent of Greater India, II. Palaeomagnetic Data from the Ladakh Intrusives at Kargil, North-western Himalayas. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, **44**, 47–64, Amsterdam (Elsevier) 1979.
- KOHLI, G. & SASTRI, V. V.: On the age of the Chikkim Series. — *Jour. pal. Soc. Ind.*, **1**, 199–201, Bangalore 1956.
- KRUMMENACHER, D., BASETT, A. M., KINGERY, F. A. & LAYNE, H. F.: Petrology, Metamorphism and K/Ar Age Determinations in Eastern Nepal. — In: SAKLANI, P. S. (Ed.): *Tectonic Geology of the Himalaya*, 151–166, New Delhi 1978.
- KUMAR, S.: Presence of Parallel Metamorphic Belts in the Northwest Himalaya. — *Tectonophysics*, **46**, 117–133, Amsterdam 1978.
- LA TOUCHE, D.: Re-discovery of Nummulites in Zaskar. — *Rec. G. S. I.*, **21**, 160–162, Calcutta 1888.
- LYDEKKER, R.: The Geology of the Kashmir and Chamba Territories and the British District of Khasan. — *Mem. G. S. I.*, **22**, 1–344, Calcutta 1883.
- MAMGIN, V. D. & RAO, B. R. J.: Orbitolines from the limestone intercalations of Dras Volcanics, J. & K. State. — *Journ. geol. Soc. Ind.*, **6**, 122–129, Bangalore 1965.
- METHA, P. K.: Rb-Sr Geochronology of the Kulu-Mandi Belt: Its implications for the Himalayan Tectogenesis. — *Geol. Rdsch.*, **66**, 156–174, Stuttgart 1977.

- METZELTIN, S. & NICORA, A.: A New Eocene Outcrop from Zaskar Range, Himalaya. — Riv. Ital. Paleont., **83/4**, 803–824, Milano 1977.
- MISCH, P.: Metasomatic Granitization of batholithic Dimensions. — Amer. J. Sci., **247**, 209–245, 372–406, 673–705, New Haven 1949.
- MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P.: Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. — Science, **189**, 419–426, New York 1975.
- MU AN-TZE, WEN SHIH-HSUAN, WANG YI-KANG, CHANG PING-KAO & YIN CHI-HSIANG: Stratigraphy of the Mount Jolmo Lungma Region in Southern Tibet, China. — Scientia Sinica, **16/1**, 96–111, Peking 1973.
- NANDA, M. M. & SINGH, M. P.: Stratigraphy and Sedimentation of the Zaskar area, Ladakh and adjoining parts of Lahaul region of Himachal Pradesh. — Himal. Geol., **6**, 365–388, Dehra Dun 1976.
- PAL, D., SRIVASTAVA, R. A. K. & MATHUR, N. S.: Tectonic framework of the Miogeosynclinal Sedimentation in the Ladakh Himalaya: A Critical Analysis. — Himal. Geol., **8**, 500–523, Dehra Dun 1978.
- POWELL, C. MAC A. & CONAGHAN, P. J.: Plate tectonics and the Himalayas. — Earth & Planetary Sci. Letters, **20**, 1–12, Amsterdam (North Holland Publ. Comp.) 1973.
- POWELL, C. MAC A. & CONAGHAN, P. J.: Tectonic models of the Tibetan plateau. — Geology, Dec. 1975, 727–731, Washington 1975.
- PRASAD, U., SINGH, B., VENKATRAMAN, K. & GHOSH, D. B.: Petrochemical characteristics of basic and ultrabasic rocks of Dras area, Indus ophiolite belt, Ladakh, India. — 444–453, Proceedings Intern. Ophiolite Symp. Cyprus 1979.
- RAINA, V. K.: & BHATTACHARYYA, D. P.: The Geology of a part of the Charap and Sarchu Valleys, Lahaul and Spiti District, Himachal Pradesh. — Golden Jubilee Vol. Geol. Min. Metall. Soc. India, 129–142, Calcutta 1977.
- REIBEL, G. & REUBER, I.: La klippe ophiolitique de Spongtang—Photaksar (Himalaya du Ladakh); une ophiolite sans cumulats. — C. R. Acad. Sc., t. **294**, Ser. 2, 557–562, Paris 1982.
- SAHNI, M. R. & SASTRI, V. V.: A monograph of the orbitolines found in the Indian continent (Chitral, Gilgit, Kashmir), Tibet and Burma, with observations on the age of the associated volcanic series. — Mem. G. S. I., Pal. Ind., N. S., v. **33/3**, 34 p., Delhi 1957.
- SEARLE, M. P.: Stratigraphy, structure and evolution of the Tibetan-Tethys Zone in Zaskar and the Indus suture zone in the Ladakh Himalaya. — Transact. Roy. Soc. Edinbg., Earth Sc., **73**, 205–219, Edinburg 1983.
- SHAH, S. K., SHARMA, M. L., GERGAN, J. T. & TARA, C. S.: Stratigraphy and structure of the western Part of the Indus suture belt, Ladakh, Northwest Himalaya. — Himal. Geol. **6**, 534–556, Delhi 1976.
- SHAH, S. K. & SINHA, A. K.: Stratigraphy and Tectonics of the "Tethyan" Zone in a Part of Western Kumaun Himalaya. — Him. Geol., **4**, 1–27, Delhi 1974.
- SHANKAR, R., PADHI, R. N., PRAKASH, G., THUSSU, J. L. & DAS, R. N.: The Evolution of the Indus Basin, Ladakh, India. — Himal. Geol. Seminar, New Delhi 1976.
- SHARMA, K. K. & KUMAR, S.: Contribution to the Geology of Ladakh, North Western Himalaya. — Himal. Geol., **8**, 252–287, Dehra Dun 1978.
- SHARMA, K. K., SINHA, A. K., BAGDASARIAN, G. P. & GUKASIAN, R. Ch.: Potassium-Argon Dating of Dras Volcanics, Shyok Volcanics and Ladakh Granite, Ladakh, Northwest Himalaya. — Himal. Geol., **8**, 288–295, Dehra Dun 1978.
- SHARMA, M. L. & SHAH, S. K.: Structure and Tectonics of the Area Between Kargil and Bodhkarbu, Western Ladakh, Kashmir Himalaya. — Contr. to Himal. Geol. (ed. V. J. GUPTA), **2**, 143–157, Delhi (Hindustan Publ. Corp.) 1983.
- SINGH, M. P.; NANDA, M. M. & SINHA, P. K.: The Ralakung Volcanics of the Zaskar Valley, Ladakh — Its Geological Setting, Petrography, Petrochemistry and a Comparative Study with the Panjal Volcanics of the Northwestern Himalaya. — Himal. Geol. Seminar, New Delhi 1976.
- SRIKANTIA, S. V. & BHARGAVA, O. N.: The Indus Tectonic Belt of Ladakh Himalaya: Its Geology, Significance and Evolution. — In SAKLANI, P. S. (Ed.): Tectonic Geology of the Himalaya, 43–62, New Delhi (Today and Tomorrow's Printers & Publ.) 1978.
- SRIKANTIA, S. V. & RAZDAN, M. L.: The ophiolite-sedimentary belt of the Indus tectonic zone of the Ladakh Himalaya. Its stratigraphic and tectonic significance. — 430–443, Proceedings Intern. Ophiolite Symp., Cyprus 1979.
- SRIKANTIA, S. V. & RAZDAN, M. L.: Geology of Part of Central Ladakh Himalaya with particular reference to Indus Tectonic Zone. — Jour. geol. Soc. Ind., **21**, 523–545, Bangalore 1980.
- SRIKANTIA, S. V., GANESAN, T. M., RAO, R. N., SINHA, P. K. & TIRKEY, B.: Geology of Zaskar Area, Ladakh, Himalaya. — Himal. Geol., **8/2**, 1009–1033, Dehra Dun 1980.
- STERNE, E. J.: Report on Geological Traverses across the Indus-Tsangpo Suture Zone in Ladakh, Northern India. — Diss. Harvard Univ. Cambridge, Mass. 1979.
- STOLICZKA, F.: Geological Sections across the Himalaya Mountains from Wangtu Bridge on the River Sutlej to Sungdo on the Indus, with an account of the formations in Spiti, accompanied by a revision of all known fossils from that district. — Mem. G. S. I., **5**, 1–154, Calcutta 1865.
- THAKUR, V. C. & GUPTA, V. J.: Regional Stratigraphy, Palaeontology and Structure of Kashmir and Ladakh Himalayas. — Contrib. to Himal. Geol., **2**, 1–32, Delhi 1983.
- THAKUR, V. C. & VIRDI, N. S.: Lithostratigraphy, Structural Framework, Deformation and Metamorphism of the south-eastern Region of Ladakh Kashmir Himalaya, India. — Himal. Geol., **9/1**, 63–78, Dehra Dun 1979.
- VIRDI, N. S.: Presence of Parallel Metamorphic Belts in the Northwest Himalaya-Discussion. — Tectonophysics, **72**, 141–154, Amsterdam (Elsevier) 1981.
- VIRDI, N. S.: Indus Suture Zone of Ladakh and Plate Tectonics — A Reappraisal. — Contr. to Himal. Geol. (ed. V. J. GUPTA), **2**, 158–166, Hindustan Publ. Corp., Delhi 1983.
- VIRDI, N. S., THAKUR, V. C. & AZMI, R. J.: Discovery and Significance of Permian Microfossils in the Tso Morari Crystallines of Ladakh, J. & K., India. — Himal. Geol., **8/2**, 993–1000, Dehra Dun 1978.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 15. März 1985.

Lower Palaeozoic Conodonts from Albania

By HANS P. SCHÖNLAUB & SELAM MEÇO*)

With 1 figure and 2 plates

*Albania
Korabi Zone
Stratigraphy
Lower Palaeozoic
Conodonts*

Zusammenfassung

Die Korabi Zone der inneren Albaniden besteht aus schwach metamorphen altpaläozoischen Schieferungen mit Einschaltungen von verschiedenen mächtigen Karbonatkörpern und Vulkaniten. Die intensive Tektonik und Metamorphose sowie die allgemeine Fossilarmut erlaubten es bisher nicht, eine detaillierte stratigraphische Synthese über dieses Altpaläozoikum vorzulegen. Erst in letzter Zeit wurden darin vereinzelt silurische Graptoliten, einige Trilobiten, Crinoiden und Tentakuliten gefunden. Neuerdings kamen Conodonten hinzu, die weitere Möglichkeiten einer stratigraphischen Untergliederung der verschuppten und metamorphen Schichtenfolge eröffneten.

Die hier erwähnten und abgebildeten Conodonten gehören in den Zeitraum vom jüngeren Ordoviz bis an die Frasn/Famenne-Grenze. Silur ist bisher nicht durch Indexconodonten vertreten. Aus dem Devon liegen Leitformen des Oberlochkovs, der Prag-Stufe, aus dem jüngsten Givet sowie aus dem Frasn vor. Ihre Häufigkeit ist allerdings sehr gering, da fast alle Formen Bruchstücke sind, mehr oder weniger stark deformiert wurden und rekristallisiert sind. Dieser Erhaltungszustand erlaubt daher nur in Ausnahmefällen eine sichere Bestimmung, die bei Vorliegen morphologisch hervortretender Merkmalskombinationen erleichtert wird.

Summary

In Albania rocks of Palaeozoic age are found in the Korabi Zone which is known as the innermost tectonic unit of the Albanides. This zone corresponds to the Pelagonian Zone of Greece and the Golia Zone of Eastern Yugoslavia respectively. The strongly faulted and metamorphosed rock sequence consists of various clastic and carbonate rock with intercalations of mostly acid volcanics (ignimbrites). Fossils if any are extremely rare except graptolites of Silurian age and a few dacyroconarids. Hence, conodont discovery in recent years became very important as they promised to answer many unsolved questions about age, structural relationship and thickness of the Palaeozoic rock sequence in that region.

The oldest conodonts belong to the late (?) Ordovician followed by a fauna of probably Silurian age although index conodonts have not been found yet. The Devonian is dominated by limestones. Their conodont fauna indicates in stratigraphic order Pragian as well as Middle and Upper Devonian equivalents.

In this short contribution we report about and illustrate for the first time Palaeozoic conodonts from Albania which were derived from the Korabi Zone in the northeastern corner of the country. This tectonic zone

represents the easternmost and innermost tectonic unit of the Albanides, a mountain chain in the territory of Albania situated between the Dinarides of Yugoslavia and the Hellenides of Greece.

In the past knowledge about lithology and age of Palaeozoic deposits of Albania was mainly based on lithostratigraphic considerations (V. MELO, 1969, 1970). In recent years, however, some fossils were found indicating a Palaeozoic age for various parts of the Korabi Zone, e. g., graptolites (V. NASSI, 1973), trilobites (V. MELO, 1969), dacyroconarids (P. PASHKO, unpubl.) and crinoids (S. PINARI, 1971). They suggest a Silurian and in part-Devonian age which recently was confirmed by the first recognition of conodonts (S. MEÇO, 1984). Yet, there is no fossil proof for the Carboniferous Period. On the other hand Permian fusulinids have been long known from Albania (F. v. NOPSCA, 1929, det. F. & G. KAHLER, 1969). They are associated with other foraminifera, brachiopods and algae (G. BIGNOT et al., 1982).

Distribution of the samples

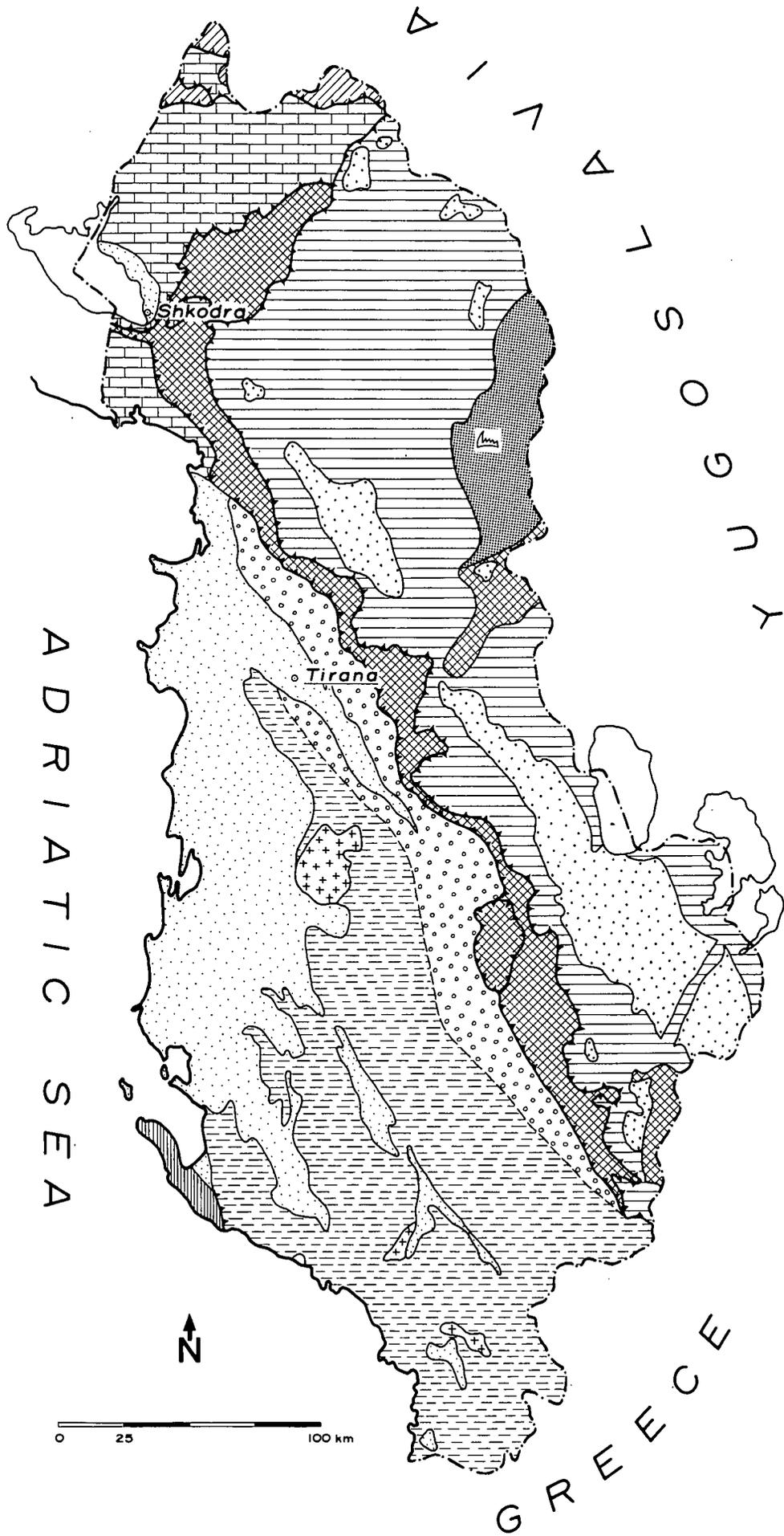
The Korabi Zone can be divided into two different lithologic subzones. The western part is dominated by Silurian and Lower Devonian graptolitic shales whereas in the eastern region a stronger clastic influence can be observed. In this part quartzites and different shales are more common than in the western Korabi Zone. During the Middle and Upper Devonian both environments intergraded and a uniform limestone development was established.

Our samples were collected from the following isolated localities and from sections:

P2-21, 8, 750a₂ were collected in the surroundings of the town Peshkopia near the village Miravec. They belong to the western Korabi Zone. The conodont bearing beds are small impure limestone lenses intercalated in a predominantly shaly facies.

Samples 517a, 518a, 519a and 520a were collected in the central part of the Korabi Zone from section Buzëmadhe north of the town Peshkopia and southeast of the small town Kukës. In these limestones also crinoids occur.

*) Authors' addresses: Dr. HANS P. SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Doz. SELAM MEÇO, Fakulteti Gjeologji-miniera, Universiteti "Enver Hoxha" i Tiranës, Tirana, Albania.



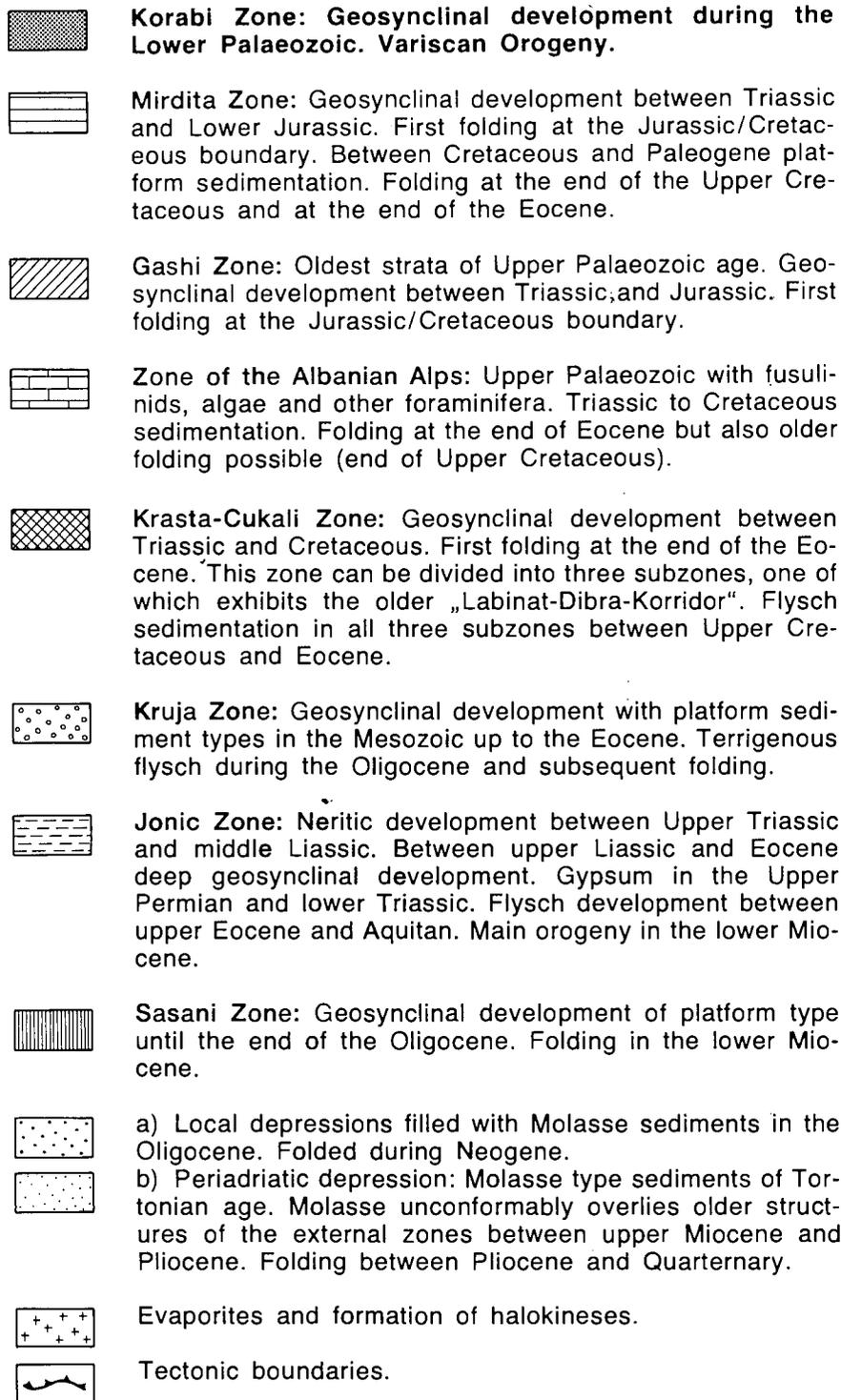


Figure 1: Geology of Albania

Sample 526a was collected close to the above mentioned section but its relation to the section proper is unclear yet.

From the eastern Korabi Zone the samples 316a, 51a₂, 2132, 108a, 1sh, 1871, 104a, 369a, 221a and 403a₁ were collected. Their localities are close to the village Nimça near the Yugoslavian border. The conodont bearing beds are limestones as well as limestone lenses belonging to different shale formations. In addition some samples are from isolated localities and not from longer ranging or undisturbed sections.

State of preservation

In our studied material conodont yields are rather low. Less than one third of our 150 samples produced conodonts. Their numbers and state of preservation varies considerably. Generally, it must be stated that all conodonts were affected by an intense metamorphism which can be held responsible for mostly black or even grayish colours of conodonts from Albania. In addition, most conodonts are strongly deformed, many are broken or with fissures, recrystallized, corroded or reflect an early stage of dissolution due to the Variscan regional metamorphism. This preservation sharply contrasts with Triassic conodonts from Albania which are distinctly less altered than the older material.

Hence, in many cases identification of single elements and their grouping into mult-elements was hampered. This fact had some bearing on the age assignment as well, for example, as regards our supposed "Ordovician" conodonts from sample 104a₁ of the eastern part of the Korabi Zone. Other samples only yielded long ranging taxa such as *Ozarkodina e. excavata*, which did not permit an exact age date to proof any conodont zone in the Silurian. We have documented this different kind of preservation in many selected examples on our plates.

Obviously, our samples do not reflect a uniform metamorphic overprint because closely adjacent samples often vary significantly depending on the lithology of the conodont bearing host rock and its surrounding rocks. Moreover, the Lower Palaeozoic sequences of the Korabi Zone are strongly faulted and often are on a small scale sheared, banded or recrystallized. These processes may also result in different degrees of preservation.

Conodont biostratigraphy

Ordovician (Sample 104a)

Tentatively and provisionally we have identified three specimens of sample 104a from the eastern Korabi Zone about 2 km off the Yugoslavian border as *Tetraprioniodus* sp., *Prioniodina* sp. and *Drepanodus* sp. We conclude an upper Ordovician age for this association. The sample is derived from chamosite bearing limestones which are interbedded with sandstones. This lithology is unknown from younger strata in Albania.

Silurian

(Samples 108a, 182a, 1sh?, 316a?)

In the Silurian graptolite bearing sequences limestones are very rare except in its upper part. From these horizons we have obtained the long ranging taxon *Ozarkodina e. excavata*. *Ozarkodina confluens* and *Ozarkodina r. eosteinhornensis* also suggest a late Pridolian age but their true identification seems uncertain.

Devonian

A) Lower Devonian

(Samples 526a, 589a, 595a, 517a, 519a, 520a, 221a, 1813?, 2132, 313a, P2-21, 750, 8, 1813, 858a, 316a?, 173a, 403a, 369a, 209a)

The Lochkovian Stage of the Lower Devonian seems to be well documented by representatives of *O. r. remscheidensis* and *Icriodus* cf. *woschmidti* (517a, 520a). The latter specimen does not permit identification on a subspecies level. Certainly of late Lochkovian age is a fauna composed of *Ozarkodina* cf. *stygia* (589), *Ancyrodelloides* cf. *delta* (595a), *Ancyrodelloides omus* (221a) and *Ozarkodina masara* (517a). Representatives of *Pandorinellina st. miae* agree well with this age assignment.

The succeeding Pragian Stage can be demonstrated by the presence of *Icriodus steinachensis* AL-RAWI beta and eta morphotypes in the samples 750a and 8, *Pelekysgnathus serratus* in the samples 750a and P2-21 and finally on the basis of *Polygnathus* cf. *dehiscens* in sample 858a.

Diagnostic conodonts for the following Emsian Stage of the late Lower Devonian are questionable representatives of *Ozarkodina carinthiaca* in sample 1813, *Polygnathus gronbergi* (173a), *Polygnathus serotinus* (403a) and *Polygnathus l. linguiformis* (369a, 209a). The latter, however, may also indicate an early Middle Devonian age.

B) Middle Devonian

(Samples 911a?, 922a)

Yet, index conodonts for the lower portion of the Middle Devonian are missing in our collection. The illustrated icriodid conodont of sample 911a may be correlative with the Eifelian or Givetian Stage.

The zonal conodont for the uppermost Givetian disparilis-zone, *Palmatolepis disparilis* ZIEGLER & KLAPPER, was recognized in sample 922a. This isolated outcrop produced a fairly good preserved and rather abundant conodont fauna dominated by the zonal name-bearer (for comparison see ZIEGLER & KLAPPER, 1976, 1982).

C) Upper Devonian

(Samples 1871, 1598, 51a₂, 5358/2)

Four samples yielded conodonts of the early Upper Devonian. They were identified as *Ancyrodella* sp?, *Palmatolepis* cf. *triangularis*, *Palmatolepis* cf. *regularis*, *Palmatolepis m. minuta* and *Icriodus arkonensis*. Pending on the single representative of the genus *Ancyrodella* only for sample 1871 a definite Frasnian age can be concluded. The three remaining samples, however, may also range into the basal Famennian.

Acknowledgements

The stratigraphy of the Korabi Zone has been studied and worked out by a team from the Geology Department of the University of Tirana (Prof. V. MELO, Doz. S. MEÇO) and members of the Instituti i Studimeve dhe Projektmeve Gjeologjika at

Tirana (Drs. A. XHOMO, P. PASHKO, V. QIRICI and B. KODRA). The authors gratefully acknowledge their help and guidance. A great deal of our studied material was supplied by the above mentioned colleagues. Other samples were collected by the authors. Detailed information about the site of the localities can be obtained by the Albanian authorities. This study was carried out during a four months UNESCO grant of Doz. S. MEÇO at the Geological Survey of Austria at Vienna. The same institution also financed a visit of H. P. SCHÖNLAUB to Albania during which occasion several samples were collected. Our study is based on more than 150 conodont samples.

We pay attention to the fact that this report is a preliminary first account on conodont occurrences in Lower Palaeozoic strata of Albania. Future studies are needed and are planned in cooperation with Albanian representatives to solve stratigraphic questions and problems as well as to refine the stratigraphic data and conclusions drawn in this short paper.

References

- BIGNOT, G., KODRA, A., NEUMANN, M. & PIRDENI, A.: Le Permien supérieur des Alpes Albanaises. Etude préliminaire. – C. R. Acad. Sc. Paris, t. 295, Série II, 883–886, Paris 1982.
- KAHLER, F. & G.: Einige südeuropäische Vorkommen von Fusuliniden. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 61 (1968), 40–60, Wien 1969.
- MEÇO, S.: Rreth pranisë të niveleve konodontmbartëse të depozitimeve paleozoike e triasike të zonës së Korabit (On the presence of the conodont bearing levels in the Paleozoic and Triassic deposits of the Korabi Zone). – Bul. i. Shencave Gjeologjike, No. 2, Tirana 1984.
- MELO, V.: Mbi praninë e silurian-devonianit në zonën e Korabit (On the presence of Silurian and Devonian in the Korabi Zone). – Bul. U. SH. T., Ser. Shk. Nat., Nr. 4, Tirana 1969.

MELO, V.: Mbi praninë e silurian-devonianit në zonën e Korabit (pjesa e dytë). (On the presence of Silurian and Devonian in the Korabi Zone, part 2). – Bul. U. SH. T., Ser. Shk. Nat., Nr. 2, Tirana 1970.

NASSI, V.: Mbi gjetjen e faunës graptolitike në rajonin e Muhurit brenda serisë terrigjeno-rrhospore të zonës së Korabit (About findings of graptolite faunas in the terrigenous-shale formations of the Korabi Zone near Muhur). – Përmbledhje Studimesh, Nr. 2, Tirana 1973.

NOPCSA, F. VON: Geographie und Geologie Nordalbaniens. Mit einem Anhang von H. v. MZIK: Beiträge zur Kartographie Albanien nach orientalischen Quellen. – Geologica Hungarica, ser. geol., 3, 1–704, Budapest 1929.

PINARI, S.: Mbi praninë e faunës me krinoide në rreshtet argjilore-alevritofilitike me ndershtresa gëlqeroresh në rrethin Lojmel (Kukës) dhe rëndësia e saj stratigrafike (On the presence of crinoids in the phyllitic shales series with limestone lenses near the village Lojme (Kukës) and their stratigraphic implications). – Përmbledhje Studimesh, Nr. 2, Tirana 1971.

ZIEGLER, W., KLAPPER, G. & JOHNSON, J. G.: Redefinition and subdivision of the varcus-Zone (Conodonts, Middle – ?Upper Devonian) in Europe and North America. – Geologica et Palaeontologica, 10, 109–140, Marburg 1976.

ZIEGLER, W. & KLAPPER, G.: The disparilis conodont zone, the proposed level for the Middle–Upper Devonian boundary. – Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 55, 463–492, Frankfurt am Main 1982.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 24. Juni 1985.

Plate 1
(Magnification approx. $\times 60$)

- Figs. 1-2, 5-8, 13: *Palmatolepis minuta minuta* BRANSON & MEHL. Localities 1871 (figs. 1-2, 5-7), 51 (fig. 8), 5358 (fig. 13).
Figs. 3, 11: *Palmatolepis* cf. *triangularis* SANNEMANN. Loc. 1871 (fig. 3) and 1598 (fig. 11).
Fig. 4: *Ancyrodella* sp. Juvenile specimen of loc. 1871.
Fig. 9: *Icriodus* sp. aff. *I. arkonensis* STAUFFER. Loc. 1871.
Fig. 10: *Icriodus* sp. aff. *I. nodosus* (HUDDLE). Juvenile specimen of loc. 51.
Fig. 12: *Palmatolepis* cf. *regularis* COOPER. Loc. 1598.
Figs. 14-15, 17-19: *Palmatolepis disparilis* ZIEGLER & KLAPPER. All specimens from loc. 51. Oblique view except fig. 18 with lower view of the basal cavity.
Figs. 16, 20: *Polygnathus* sp. Both specimens are undeterminable due to crystal overgrowth or deformation. Loc. 1598 (fig. 16) and loc. 922 (fig. 20: *disparilis* Zone).
Figs. 21-24: *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, representing probably the alpha morphotype. Fragmentary specimens from localities 209 (figs. 21, 23, 24) and loc. 369 (fig. 22).
Figs. 25-26: *Icriodus* sp. Two fragmentary specimens resembling Middle Devonian representatives of the genus *Icriodus*. Both from loc. 911.
Fig. 27: *Acodina* sp. Simple cone conodont associated with *Pelekysgnathus serratus* JENTZSCH in the middle Pragian. Loc. P2-21.
Figs. 28-29: *Polygnathus serotinus* TELFORD. Oblique view of two specimens with typical platform outline and characteristic shape of basal cavity. Both specimens show platform overgrowth. Loc. 403.
Fig. 30: *Ozarkodina* sp. aff. *O. carinthiaca* (SCHULZE). Strongly recrystallized surface makes identification uncertain. Loc. 1813.
Fig. 31: *Polygnathus* sp. aff. *P. dehiscens* PHILIP & JACKSON. A fragmentary specimen showing middle part of the platform in upper view. Loc. 858.
Figs. 32-33, 36-37: *Pelekysgnathus serratus* JENTZSCH. Lateral view of 4 characteristic specimens from localities P2-21 (figs. 32, 36) and 750 (figs. 33, 37).
Fig. 34: *Polygnathus gronbergi* KLAPPER & JOHNSON. Oblique view of a fragmentary specimen from loc. 173.
Figs. 35, 39: *Icriodus steinachensis* AL-RAWI, beta and eta morphotypes. Fig. 35 is a fragmentary specimen, fig. 39 shows typical lanceolate platform outline. Both from loc. 750 associated with *Pelekysgnathus serratus* (cf. figs. 33, 37).
Fig. 38: Ozarkodinian element, probably belonging to *Pandorinellina steinhornensis miae* (BULTYNCK). Loc. 750; middle Pragian.

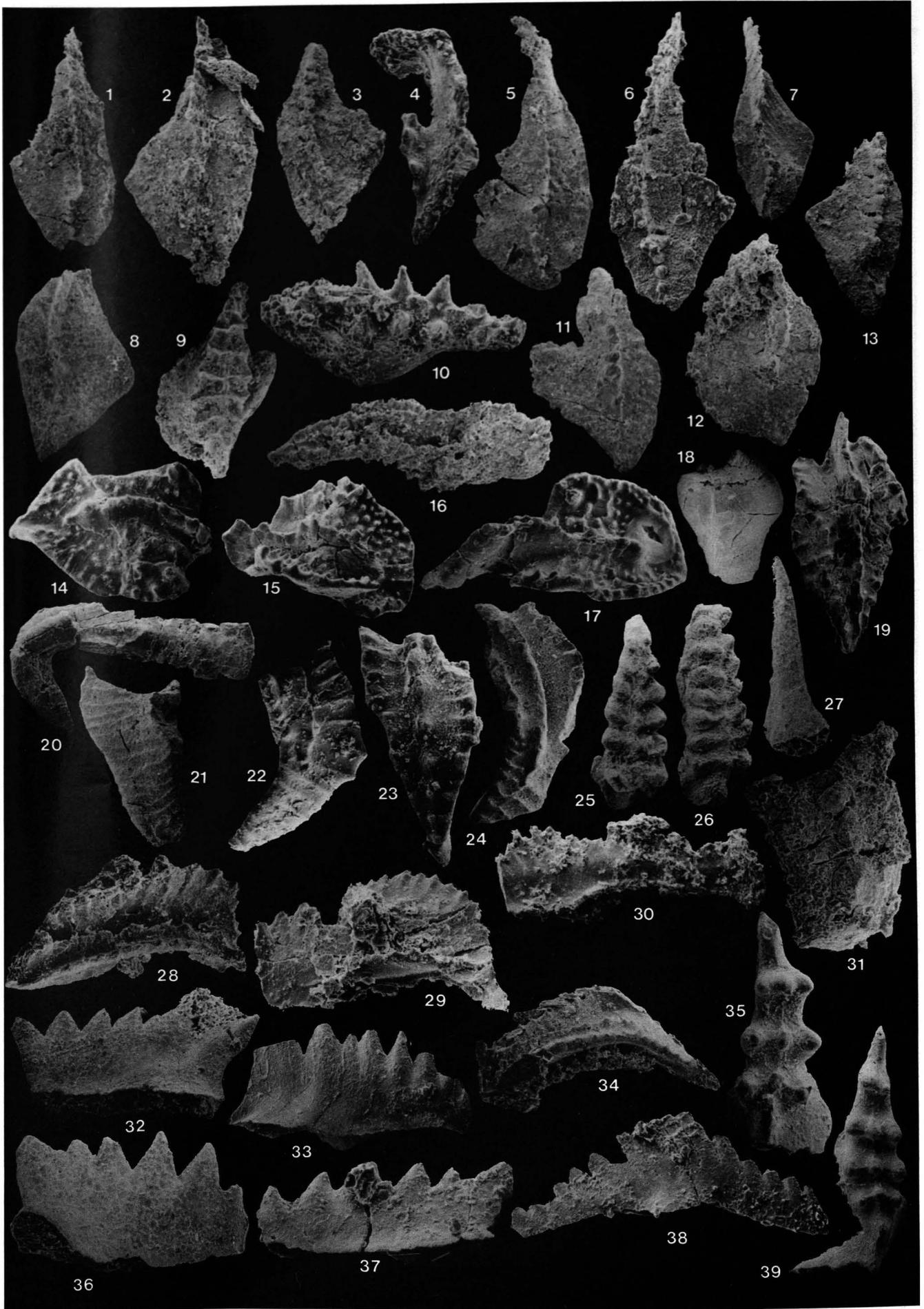
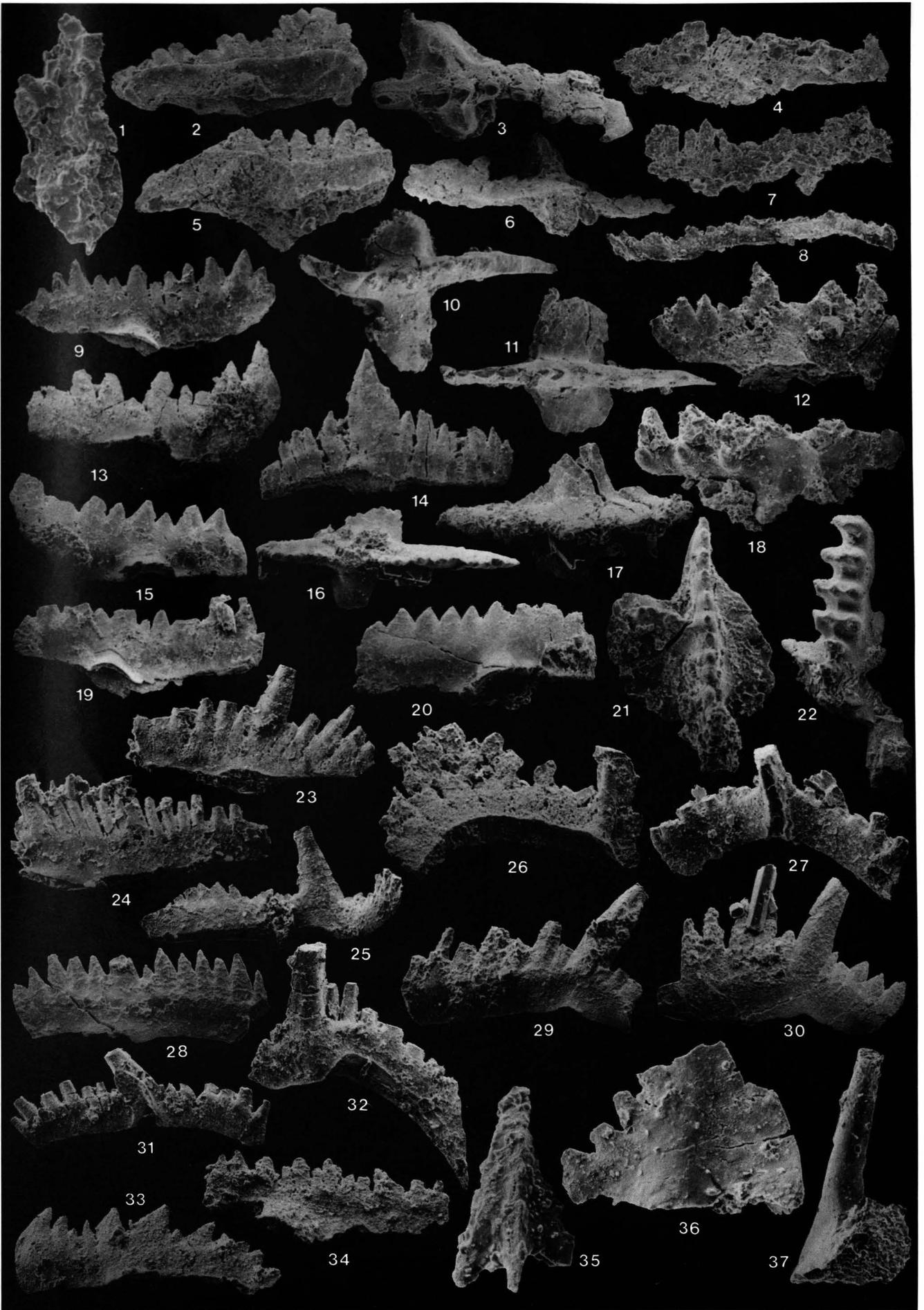


Plate 2
(Magnification approx. $\times 60$)

- Fig. 1: *Ozarkodina* cf. *stygia* (FLAJS). Upper view of the central part of the platform with central node. Fragmentary and strongly recrystallized specimen. Locality 589; upper Lochkovian.
- Figs. 2, 5: *Ancyrodelloides* cf. *delta* (KLAPPER & MURPHY). Lateral view of two fragmentary specimens from loc. 595; upper Lochkovian.
- Figs. 3, 6: *Ancyrodelloides omus* MURPHY & MATTI. Two fragmentary specimens in upper view from loc. 221; upper Lochkovian.
- Fig. 4: Strongly recrystallized blade-element, probably belonging to *Ozarkodina e. excavata*. Loc. 221, associated with *A. omus*; upper Lochkovian.
- Figs. 7, 8: *Ozarkodin* (or spathognathodontiform) element and a hindeodelliform element, probably belonging to *O. e. excavata* from loc. 221, associated with *A. omus*; upper Lochkovian.
- Figs. 9–14: *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (ZIEGLER). Lateral and upper view of a sp- and one oz-element. Fig. 10 resembles *Pandorinellina steinhornensis miae* BULTYNCK. Localities 526 (figs. 9, 10, 11), 520 (figs. 12, 14), 519 (fig. 13), associated with *Icriodus* cf. *woschmidti*; Lochkovian.
- Figs. 15–16, 19–20: *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (ZIEGLER). Lateral and upper view of 4 specimens from loc. 517 resembling partly *O. r. eosteinhornensis* (WALLISER), in particular fig. 20. Associated with *Icriodus* cf. *woschmidti* ZIEGLER and *Ozarkodina masara* SCHÖNLAUB; lower Lochkovian.
- Fig. 17: *Ozarkodina* cf. *pandora* MURPHY, MATTI & WALLISER. Upper view, identification uncertain due to fragmentary preservation. Loc. 520; Lochkovian.
- Fig. 21: *Ozarkodina masara* SCHÖNLAUB. Although overgrowth occurs this specimen exhibits the characteristic features of the species. Loc. 517; Lochkovian.
- Fig. 22: *Icriodus* cf. *woschmidti* ZIEGLER. Upper view, characteristic arrangement of denticle rows on the platform. Loc. 517; lower Lochkovian.
- Figs. 23–24, 26–27: Three elements of the multielement *Ozarkodina e. excavata* from sample 108. Note recrystallized surface of blade. Upper Silurian–Lower Devonian (fig. 24 also suggests representation of *O. r. eosteinhornensis* of late Pridolian or early Lochkovian age).
- Figs. 25, 28, 29–30: *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL). Figs. 29 and 30 represent the oz-element, fig. 28 the sp-element. Note the tabular crystal overgrowth on fig. 30. Loc. 316; Upper Silurian or Lower Devonian.
- Figs. 31, 32: *Ozarkodina e. excavata* (BRANSON & MEHL)? The species is represented by the neoprioniodiniform and the plectospathodontiform elements. They may, however, also belong to another species. Loc. 313; Upper Silurian–Lower Devonian.
- Fig. 33: Gen. et sp. indet., probably belonging to the genus *Ozarkodina*. Loc. 1 sh; Lower Devonian (associated with specimen on fig. 34).
- Fig. 34: *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (ZIEGLER). Strongly recrystallized specimen resembling also *O. r. eosteinhornensis* (WALLISER). Loc. 1 sh; Lower Devonian (?).
- Fig. 35: *Tetraprioniodus* sp. Anterior view. Loc. 104; Upper Ordovician (?).
- Fig. 36: *Prioniodina* sp.? Lateral view. Loc. 104; Upper Ordovician (?).
- Fig. 37: *Drepanodus* sp.? Lateral view. Loc. 104; Upper Ordovician (?).





Die Beziehungen zwischen Sediment und Hinterland: Mathematisch-statistische Modelle aus Schwermineraldaten rezenter fluviatiler und fossiler Sedimente

Von KARL STATTEGGER*)

Mit 68 Abbildungen und 4 Tabellen

*Sedimentologie
Schwerminerale
Flußsande
Liefergebiete
Plattentektonik
multivariate Statistik
Zeitreihenanalyse
Geostatistik*

Österreichische Karte 1 : 50.000

Blätter 17-21, 33, 34, 38, 51, 54, 105, 134-137, 165, 167, 168, 189, 190, 206, 207

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	450
1. Einführung	451
2. Die untersuchten Flüsse und ihre Schwermineralspektren	451
2.1. Auswahlkriterien	451
2.2. Kurzbeschreibung der untersuchten Flüsse	452
2.2.1. Aist	452
2.2.2. Zwettl	453
2.2.3. Kamp	454
2.2.4. Sulm	454
2.2.5. Weizbach	455
2.2.6. Pinka	455
2.3. Probenahme	456
2.4. Gewinnung der Schwermineraldaten	457
2.5. Die Schwermineraldaten	457
2.5.1. Allgemeines	457
2.5.2. Beschreibung der Schwermineralspektren	457
2.5.2.1. Moldanubikum	457
2.5.2.2. Steirisches Randgebirge und Steirisches Becken	459
3. Quantitative Bestimmung von Liefergebieten aus Schwermineralspektren mit der erweiterten Q-Modus-Faktorenanalyse	462
3.1. Methodik	462
3.1.1. Allgemeines	462
3.1.2. Erweiterte Q-Modus-Faktorenanalyse	462
3.2. Ergebnisse	464
3.2.1. Rezente Flußsande	464
3.2.1.1. Moldanubikum	464
3.2.1.2. Steirisches Randgebirge und Steirisches Becken	467
3.2.2. Beispiele aus fossilen sandsteinführenden Sedimenten und Bezüge zur Plattentektonik	469
3.2.2.1. Alpine Gosau	469
3.2.2.2. Variszische Klastika aus Westbulgarien	474
3.3. Schlußfolgerungen	477
4. Schwerminerale in Flüssen und Profilen als ortsabhängige Variablen	478
4.1. Allgemeines	478
4.1.1. Probleme beim Datensammeln	478
4.1.2. Strategie zur Datenauswertung	478
4.2. Methodik	479
4.2.1. Dateninterpolation mit Spline-Algorithmen	479
4.2.2. Zeitreihenanalyse	480

*) Anschrift des Verfassers: Dr. KARL STATTEGGER, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

4.2.2.1. Autokorrelation und Korrelogramm	481
4.2.2.2. Einfache stationäre stochastische Prozesse	481
4.2.2.2.1. AR-Prozesse	481
4.2.2.2.2. MA-Prozesse	483
4.2.2.2.3. ARMA-Prozesse	484
4.2.2.2.4. ARIMA-Prozesse	485
4.2.3. Spektralanalyse	485
4.2.4. Datenfilter	486
4.2.5. Variogramm und Kriging	487
4.3. Ergebnisse	489
4.3.1. Rezente Flußsande	489
4.3.1.1. Allgemeines	489
4.3.1.2. Aist	489
4.3.1.2.1. Variationsuntersuchungen	489
4.3.1.2.2. Autokorrelationsstrukturen	493
4.3.1.3. Pinka	495
4.3.1.3.1. Variationsuntersuchungen	495
4.3.1.3.2. Autokorrelationsstrukturen	497
4.3.1.4. Modellierung stochastischer Prozesse	500
4.3.2. Profil Berende (Devon, Westbulgarien)	503
4.3.2.1. Allgemeines	503
4.3.2.2. Variationsuntersuchungen	504
4.3.2.3. Autokorrelationsstrukturen	507
4.3.2.4. Modellierung stochastischer Prozesse	508
4.3.3. Zusammenfassender Vergleich und Ausblick	509
Dank	510
Literatur	510

Zusammenfassung

Ausgehend von Schwermineralanalysen rezenter Flußsande werden die Beziehungen zwischen Sediment und Hinterland mit mathematisch-statistischen Methoden untersucht.

Am Beginn steht die Beschreibung von Schwermineralspektren aus Flüssen des Moldanubikums (Aist, Zwettl, Kamp) und des Steirischen Randgebirges (Sulm, Weizbach, Pinka) sowie aus dem Anstehenden in der Umgebung der Flüsse (Abb. 7, 8; Tab. 1, 2).

Aus diesen Daten wird mit Hilfe der multivariaten Statistik eine präzise Rekonstruktion der Ausgangsgesteine versucht. Mit der erweiterten Q-Modus-Faktorenanalyse, die methodisch erläutert wird, lassen sich Schwermineral-Endglieder der Flußsande als Ausgangsgesteine bzw. Liefergebiete modellieren. Der Ansatz bietet den Vorteil, lithologische Endglieder durch eine multivariate Kombination verschiedener Schwerminerale und Sedimentproben als deren Mischglieder zu beschreiben. Anstelle einzelner Minerale verwendet man Vektoren mit variablen Relativanteilen der verschiedenen Minerale, wodurch die Endglieder jeweils optimal an die Daten angepaßt werden können. Der Vergleich mit den Umgebungsgesteinen bestätigt die gute Annäherung an die vorherrschenden Gesteinstypen im Hinterland eines Flusses (Abb. 9, 11, 12, 14). Anschließend werden mit dieser Methode als Beispiele fossiler Sedimente Liefergebiete aus Schwermineraldaten der alpinen Gosau für die Oberkreide und eines Sandsteinprofils im Devon der Kraistiden (Westbulgarien) modelliert. Die Aussagen über die Herkunft der klastischen Sedimente ermöglichen in der Gosau eine Präzisierung plattentektonischer Modelle (Abb. 19), in den Kraistiden einen ersten Ansatz dazu und gestatten allgemeine Schlußfolgerungen (Abb. 24).

Im zweiten Teil der Arbeit folgt eine Analyse der Variabilität der Schwermineralführung entlang der Aist, der Pinka und dem Sandsteinprofil der Kraistiden. Damit sollen wesentliche Unterschiede erfaßt und horizontale mit vertikalen Abfolgen verglichen werden, um weitere Modelle der Beziehungen zwischen Sediment und Hinterland zu entwerfen.

Ein methodischer Abschnitt umfaßt die Darstellung folgender in der Sedimentgeologie selten verwendeter mathematisch-statistischer Verfahren: Spine-Algorithmen zur Dateninterpolation, Zeitreihenanalyse mit den Schwerpunkten autoregressive (AR) und gleitende Mittelwert (MA) - Prozesse, Spektralanalyse, Datenfilter und Geostatistik im engeren Sinn (Variogramm-Analyse, Kriging).

Diese Methoden sind unter Einbeziehung der Ergebnisse der erweiterten Q-Modus Faktorenanalyse die Grundlage für Variationsuntersuchungen, Analyse der Autokorrelationsstrukturen und die daraus resultierende Modellierung einfacher sto-

chastischer AR-MA-Prozesse. Die Ergebnisse sind in den Abb. 31–40, 43–48, 56–63 (Variationsdiagramme), 41, 42, 49, 50, 63–65 (Autokorrelationsstrukturen), 51–54, 66–68 (stochastische Prozesse) enthalten:

Der Vergleich von Flüssen und Profil zeigt, daß sich aus horizontalen Schwermineralabfolgen Aussagen über die Position des Hinterlandes ableiten lassen, der im geologischen System Erosion – Transport – Sedimentation entscheidende Bedeutung zukommt. Im Bereich des Liefergebietes wird die Schwermineralführung in Abhängigkeit von den Umgebungsgesteinen eines Flusses durch den Sediment-Input infolge Erosion bestimmt. Variabilität im Alimentationsgebiet bedingt Variabilität im sedimentären Schwermineralspektrum, da der kurze Transport die ständig erneuerte und variierende Materialzufuhr nicht homogenisieren kann. Das Feedback-Phänomen zwischen Sediment und nahe gelegenen Hinterland läßt sich mit autoregressiven Prozessen zweiter Ordnung beschreiben. Eine Stabilisierung des Schwermineralspektrums findet erst statt, wenn die Transportwirkung mit Durchmischung und Mineralsektion gegenüber dem Sediment-Input überwiegt. Dieses Phänomen tritt mit zunehmender Entfernung zum Hinterland deutlicher in Erscheinung und kann mit autoregressiven Prozessen erster Ordnung und/oder gleitenden Mittelwert-Prozessen dargestellt werden.

Beide Phänomene lassen sich in günstigen Fällen nach der vertikalen Sedimentakkumulation in Profilen nachweisen und führen damit zu einer Erweiterung des Walther'schen Gesetzes der faziellen Abfolge von Sedimenten auf die Prozesse, welche diese Ablagerung erzeugen. In Anwendung auf die Plattentektonik bedeutet dies, daß autoregressive Prozesse erster Ordnung auf einigermäßen regelmäßige Sedimentation nach längeren Transportwegen in einer kratonischen Region hinweisen, autoregressive Prozesse zweiter Ordnung als Instabilitäten eines nahen Hinterlandes im Zuge orogener Aktivitäten mit Plattenkollision und -subduktion gedeutet werden können.

Summary

The paper presents some models concerning the relations between clastic sediments and source by means of geomathematics and geostatistics applied to heavy mineral data.

Heavy mineral spectra from recent river sands and surrounding rocks are first described. The following rivers were selected: Aist, Zwettl, Kamp, draining the Moldanubian region in the northern part of Austria (fig. 7, tab. 1); Sulm, Weizbach and Pinka, rising in the eastern margin of the Alps and draining the Styrian basin (fig. 8, tab. 2).

The heavy mineral data were treated by multivariate statistics for a reconstruction of source rocks. Extended Q-mode factor analysis permits the modelling of heavy mineral end members, which reflect source rocks and source areas from river sands in great detail. The advantage of this method lies in the representation of end members, which are expressed as multivariate combinations of all distinct heavy minerals concerned. Vectors are used containing variable relative portions of the distinct minerals instead of single minerals. In the same way, each sample is expressed as a mixture of these end members. This provides an optimal fit of end members to the data structure. Comparisons to surrounding rocks confirm the high accuracy of the proposed modelling (fig. 9, 11, 12, 14). Applications of the method to fossil sediments are demonstrated on heavy mineral data of the Late Cretaceous part of the Alpine Gosau formation and data of a sandstone sequence from the Devonian of the Kraistides (Western Bulgaria). Plate tectonic models thereof are defined more exactly in the first case (fig. 19) and proposed as a first draft in the latter, followed by general remarks on the plate tectonic setting of sands according to their heavy mineral content (fig. 24).

The second part investigates the variability of heavy mineral spectra along a data series: downstream variation in the rivers Aist and Pinka, upward variation within the sandstone sequence of the Kraistides. This is done by mathematical and statistical proceedings rarely used in sedimentary geology. A methodical extract covers: a special type of spline algorithm for the interpolation of data, time series analysis with emphasis on autoregressive (AR) and moving average (MA) processes, spectral analysis, filtering, geostatistics (variogram-analysis, kriging).

The results integrating the findings of extended Q-mode factor analysis point out clearly the main differences among the analysed data series and provide an extensive basis for comparisons. Variation diagrams of the investigated data sets include graphs of the spline-interpolated data with kriging confidence limits, first order finite differences with input maxima and a general trend calculated from unweighted moving averages (fig. 31–40, 43–48, 56–63). The next step analyses the autocorrelation structures: results are plotted as autocorrelation diagrams containing variogram, correlogram and power spectrum of a data sequence (fig. 41, 42, 49, 50, 63–65). Simple stochastic AR processes thereof were fitted (fig. 51–54, 66–68). The horizontal heavy mineral sequences of the rivers allow inferences about the distance of the hinterland to a river. This is of great importance in explaining the geological system of erosion – transport – sedimentation. Within the source area, the composition of a heavy mineral spectrum depends on the erosional input of source rocks. Variability in source rocks implies variability in the fluvial heavy mineral content. Short transport cannot stabilize the continuously renewed and variable influx. Second order autoregressive processes, AR (2), can describe this feedback effect of sediment and nearby source. Stabilization of heavy mineral spectra occurs, provided that interaction of longer transport with mixing and mineral-selection prevails over the sedimentary input. Increasing distance of the sediment to the hinterland is the reason for this phenomenon. It can be modelled by first order autoregressive processes, AR (1), and/or moving averages. Both features can be demonstrated in some cases on sections after the vertical accumulation of sediments. This results in an expansion of Walther's law concerning the facial succession to the processes generating these sediments. Applied to plate tectonics, the following conclusions can be drawn: AR (1) points at fairly regular sedimentation after longer transport, which is typical of a cratonic environment. AR (2) marks instabilities of a nearby source rising from orogenic movements due to plate collision and subduction.

1. Einführung

Schwerminerale gelten als wichtige Anzeiger der Herkunft von sandigen Sedimenten und werden seit langem in der Sedimentgeologie zur Klärung von paläogeographischen und lithostratigraphischen Fragen benutzt. Oft fällt dabei ein umfangreiches Datenmaterial

an, bei dem man sich in vielen Fällen auf eine routinemäßige Auswertung beschränkt (vgl. BOENIGK, 1983 cum lit.). Eine EDV-gestützte mathematisch-statistische Analyse von Schwermineraldaten kann zu geologisch weiterreichenden und umfassenderen Interpretationen führen, wie verschiedene Arbeiten im Bereich der multivariaten Statistik zeigen (z. B. IMBRIE & VAN ANDEL, 1964; BRIGGS, 1965; GASSER, 1968; DEMINA, 1970; VI-STELIUS & DEMINA, 1982): Cluster-, Faktoren- und Diskriminanzanalyse sind geeignete Hilfsmittel, um Veränderungen im Schwermineralspektrum präzise zu beschreiben und Hinweise auf Liefergebiete zu erhalten.

Die vorliegende Arbeit hat das Ziel, aus Schwermineraldaten die Beziehungen zwischen Sediment und Hinterland quantitativ zu erfassen und über mathematisch-statistische Modelle die Wechselwirkungen der zugrundeliegenden geologischen Prozesse zu erklären oder zumindest zu verdeutlichen.

Ein wichtiges Kriterium ist dabei die genaue Erfassung der Ausgangsgesteine. Daher steht am Beginn die Auswertung von Schwermineraldaten rezenter Flußsande. Mit einem speziellen Verfahren der Faktorenanalyse werden die Liefergebiete so genau wie möglich als Endglieder der Schwermineralspektren in den Sedimenten modelliert und mit Gesteinen aus dem Einzugsbereich der Flüsse verglichen. Daran knüpft sich die Frage nach den generellen Aussagemöglichkeiten von Schwermineraldaten in fossilen Sedimenten zur Rekonstruktion des Hinterlandes und nach der Brauchbarkeit der Methodik für plattentektonische Konzepte.

In weiterer Folge werden die Variationen der Schwermineralspektren entlang der Flußläufe mit Methoden der Zeitreihenanalyse und der Geostatistik untersucht, um die Beziehungen zwischen Liefergebiet, Transport und Sediment zu erfassen. Anschließend folgt zum Vergleich von horizontalen mit vertikalen Abfolgen die Analyse eines paläozoischen Sandsteinprofils.

2. Die untersuchten Flüsse und ihre Schwermineralspektren

2.1. Auswahlkriterien

Rezente fluviatile Sedimente kann man als Momentaufnahme der geologischen Prozesse Abtragung, Transport und Ablagerung betrachten. Die wichtigste Voraussetzung für deren Ablauf ist die Bereitstellung von Gesteinen in einem Liefergebiet. Die Auswahl der Flüsse erfolgte daher nach regionalgeologischen Gesichtspunkten, um aus den fluviatilen Schwermineralen die Unterschiede zwischen und innerhalb verschiedener Liefergebiete auszumachen und in weiterer Folge die Variationen der Schwermineralspektren flußabwärts zu untersuchen.

Aus der regionalen Geologie von Österreich boten sich dafür Vergleiche zwischen dem außeralpinen und dem alpinen Teil an, verbunden mit dem Versuch einer optimalen Differenzierung innerhalb der ausgewählten großtektonischen Einheiten. Interessant schien einerseits das Moldanubikum mit dem südböhmischen Granitmassiv und der östlich anschließenden metamorphen Umräumung sowie im Vergleich dazu das Ostalpin, als Beispiel das Steirische Randgebirge mit unter- und mittelostalpinem Kristallin, dessen oberostalpine Auflage mit dem Grazer Paläozoikum und die Überlage-

zung der alpinen Einheiten durch das Steirische Tertiärbecken.

Aufgrund dieser Überlegung wurden folgende Flüsse ausgewählt (s. Abb. 1):

- Außeralpiner Bereich
 - Aist (Waldaist, Schwarze Aist)
 - Zwettl
 - Kamp (ab Einmündung der Zwettl)
- Alpiner Bereich
 - Sulm (Weiße Sulm)
 - Weizbach
 - Pinka (österreichischer Anteil)

2.2. Kurzbeschreibung der untersuchten Flüsse

2.2.1. Aist (Abb. 2)

Länge: 69 km (schwarze Aist – Waldaist – Aist)
 ÖK (Kartennummern der topographischen Karte von Österreich 1 : 50.000): 17, 33, 34, 51, 54.
 Höhendifferenz: 750 m
 Probenzahl: 48 Flußsande, 10 Umgebungsgesteine
 Einzugsgebiet: saure bis intermediäre Plutonite
 Die Aist fließt von ihrem Ursprung nahe Liebenau (Oberösterreich) bis kurz vor ihrer Einmündung in die

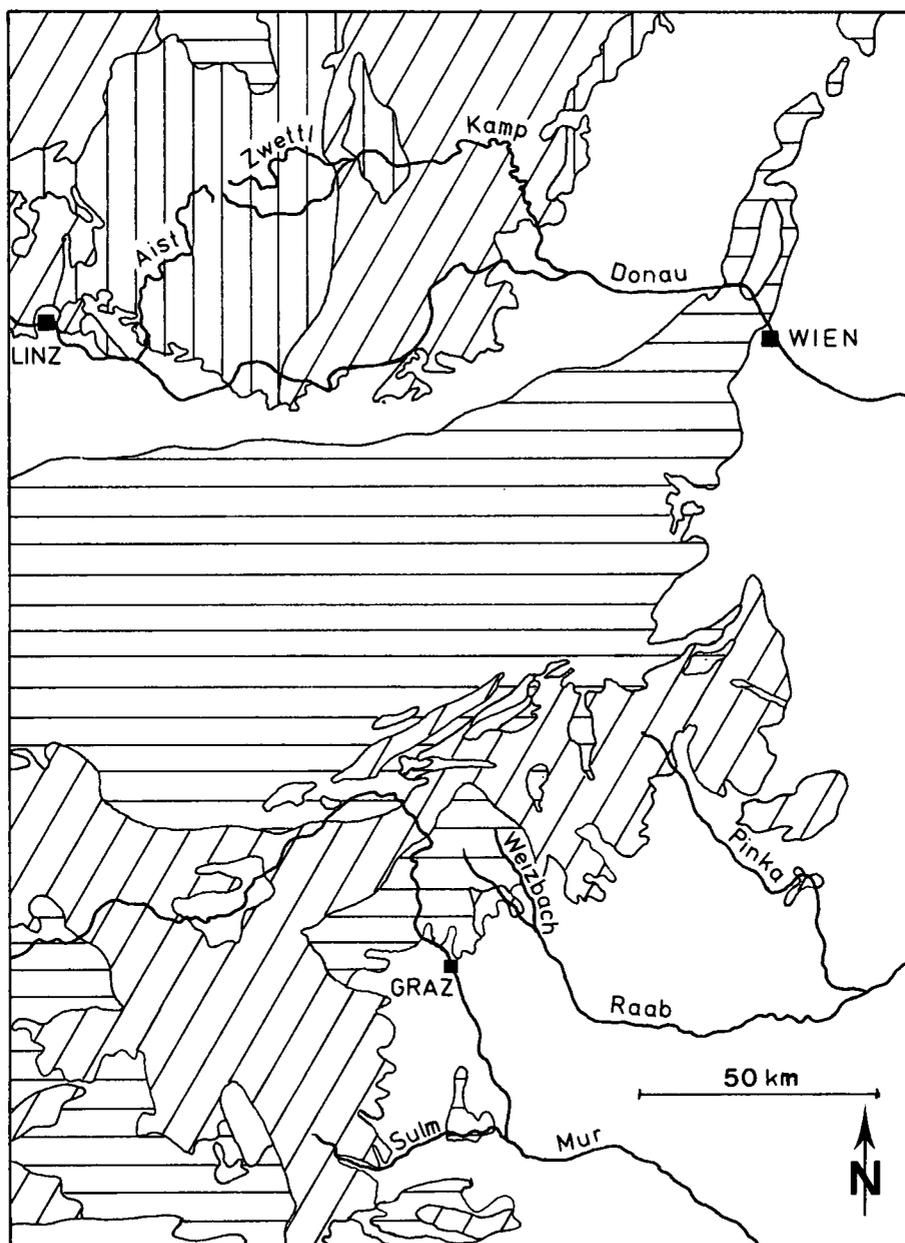
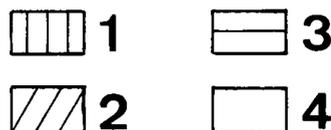


Abb. 1: Die untersuchten Flüsse in ihrem geologischen Rahmen.
 1 = Plutonite; 2 = Metamorphite; 3 = Sedimentgesteine, Paläozoikum bis Alttertiär;
 4 = Sedimentgesteine, Jungtertiär und Quartär.



Donau östlich Mauthausen im südböhmischen Granitmassiv, die letzten sechs Kilometer in Alluvium. In der Umgebung des Flußlaufes stehen im Oberlauf Weinsberger Granit mit einigen Schollen von Diorit und vereinzelt metamorphen Restiten sowie der Freistädter Grandiorit an, im Unterlauf Weinsberger Granit (vgl. FUCHS & MATURA, 1976 cum lit., 1980 cum lit.). Somit besitzt die Aist ein relativ homogenes Einzugsgebiet aus sauren bis intermediären variszischen Plutoniten.

2.2.2. Zwettl
(Abb. 3)

Länge: 48 km
 ÖK: 17, 18, 19
 Höhendifferenz: 440 m
 Probenzahl: 17 Flußsande, 7 Umgebungsgesteine
 Einzugsgebiet: saure Plutonite

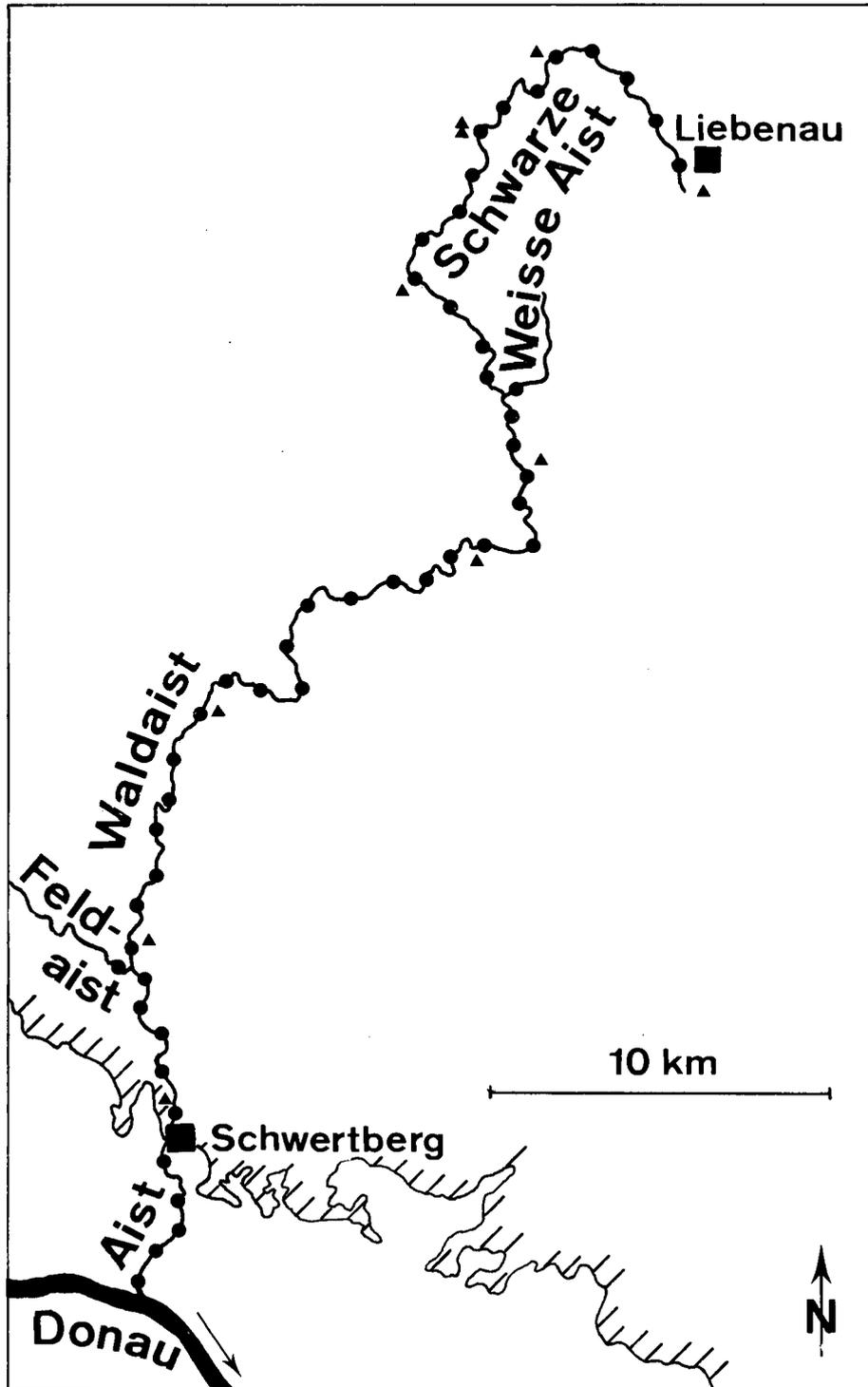


Abb. 2: Beprobungsplan der Aist.
 ● = Flußsandproben; ▲ = Proben aus den Umgebungsgesteinen; ▨ = Begrenzung von Festgesteinsarealen.

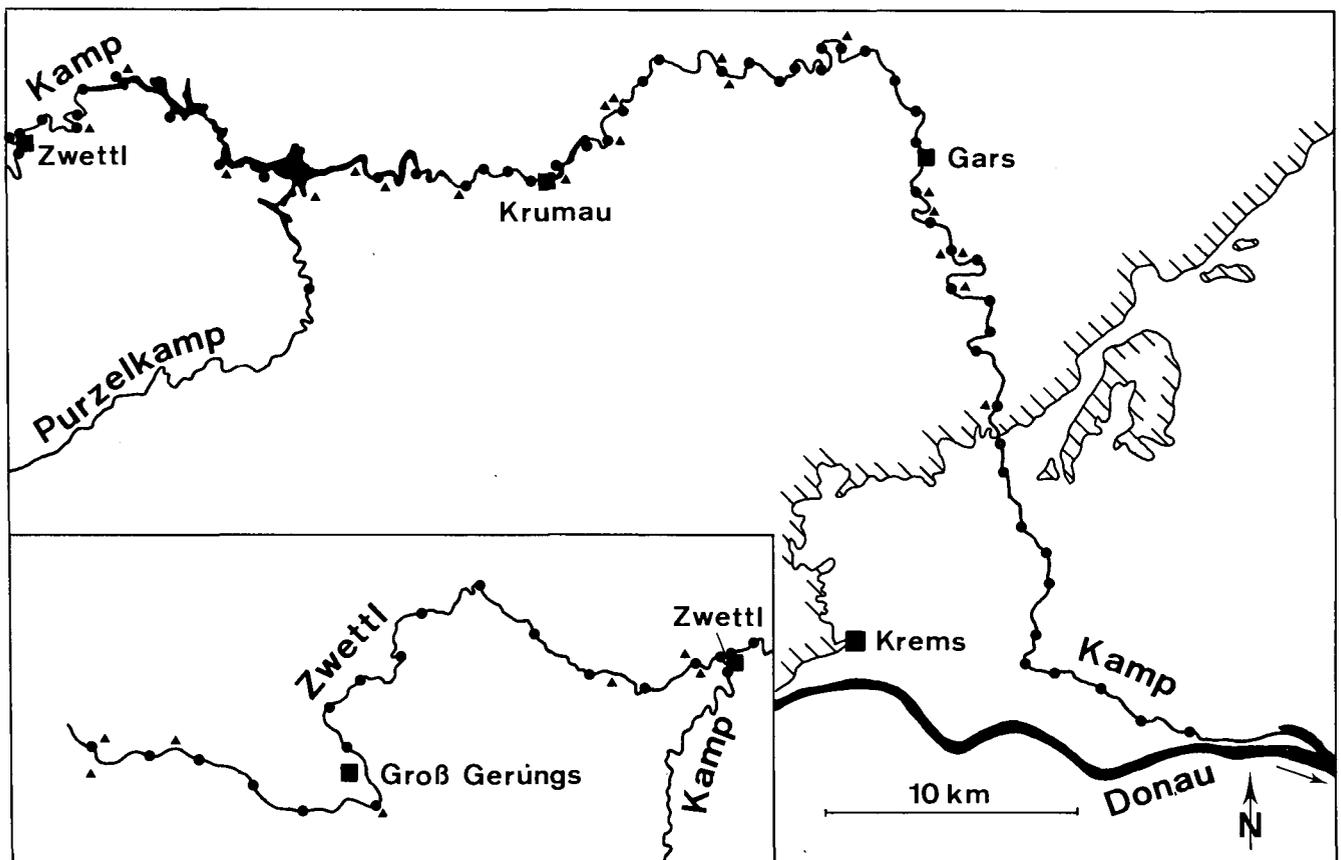


Abb. 3: Beprobungsplan von Zwettl und Kamp. Symbole wie in Abb. 2.

Die Zwettl durchfließt von ihrem Ursprung östlich Karlstift zum größten Teil Weinsberger Granit, die letzten fünf Kilometer vor Einmündung in den Kamp im Ort Zwettl den Paragneiszug, der den Weinsberger Granit im Osten vom Rastenberger Granodiorit trennt (vgl. FUCHS & MATURA, 1976 cum lit., 1980 cum lit.). Der überwiegende Teil des Einzugsgebietes besteht einheitlich aus sauren variszischen Plutoniten.

2.2.3. Kamp (Abb. 3)

Länge: 99 km (ab Einmündung der Zwettl)
 ÖK: 19, 20, 21, 38
 Höhendifferenz: 330 m
 Probenzahl: 52 Flußsande, 20 Umgebungsgesteine
 Einzugsgebiet: Granodiorit, verschiedene Metamorphite (Gneis), Alluvium und jungtertiäre Lockersedimente im untersten Flußabschnitt.

Nach der Einmündung der Zwettl durchschneidet der Kamp auf 23 km Rastenberger Granodiorit (vgl. EXNER, 1969). Flußabwärts folgt auf 57 km die metamorphe Umrahmung des südböhmischen Granitmassivs, in der verschiedene Gneistypen vorherrschen (Dobra Gneis, Gföhler Gneis, Dioritgneis, diverse Paragneise), daneben kommen Granulite, Glimmerschiefer, Amphibolite, Marmore und vereinzelt Ultrabasitschollen vor (vgl. FUCHS, 1971; FUCHS & MATURA, 1976 cum lit.; THIELE, 1977 cum lit.). Die restlichen 18 Kilometer fließt der Kamp im Alluvium und im Jungtertiär der Molasse und mündet südlich von Grafenwörth in die Donau. Zwischen Stift Zwettl und Krumau wurden mehrere Stauseen angelegt, die den Sedimenttransport aus dem

Oberlauf und aus der Zwettl weitgehend verhindern. Das Hinterland besteht somit aus Granodioriten im oberen Teil, denen flußabwärts verschiedene Metamorphite mit Gneisvormacht folgen.

2.2.4. Sulm (Abb. 4)

Länge: 60 km (weiße Sulm – Sulm)
 ÖK: 189, 190, 206, 207
 Höhendifferenz: 1180 m
 Probenzahl: 39 Flußsande, 12 Umgebungsgesteine
 Einzugsgebiet: Paragneis (Plattengneis, pegmatoider Gneis), jungtertiäre und quartäre Lockersedimente.

Die ersten 15 km vom Ursprung am Wolscheneck ist die weiße Sulm vom mittelostalpinen Kristallin der Koralmpe umgeben, das in dieser Zone aus Paragneisen (hauptsächlich Plattengneis und pegmatoider Gneis) und untergeordnet aus Eklogit-Amphiboliten besteht (vgl. BECK-MANNAGETTA, 1980; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984 cum lit.). Danach fließt sie 27 km durch Alluvium im Weststeirischen Tertiärbecken, das im Südwestteil, der Wies-Eibiswalder Bucht, aus miozänen klastischen Lockersedimenten besteht (Eibiswalder, Florianer Schichten, NEBERT, 1983a, 1983b, FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) und vereinigt sich mit der schwarzen Sulm. Anschließend streift der Fluß 7 Kilometer den großteils aus Grünschiefern und Phylliten gebildeten Südrand des Sausal-Paläozoikum (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984 cum lit.) und mündet nach weiteren 10 Kilometern durch Alluvium und Jungtertiär bei Wagner in die Mur. Das kristalline Hinterland tritt an der Sulm wie an ihren

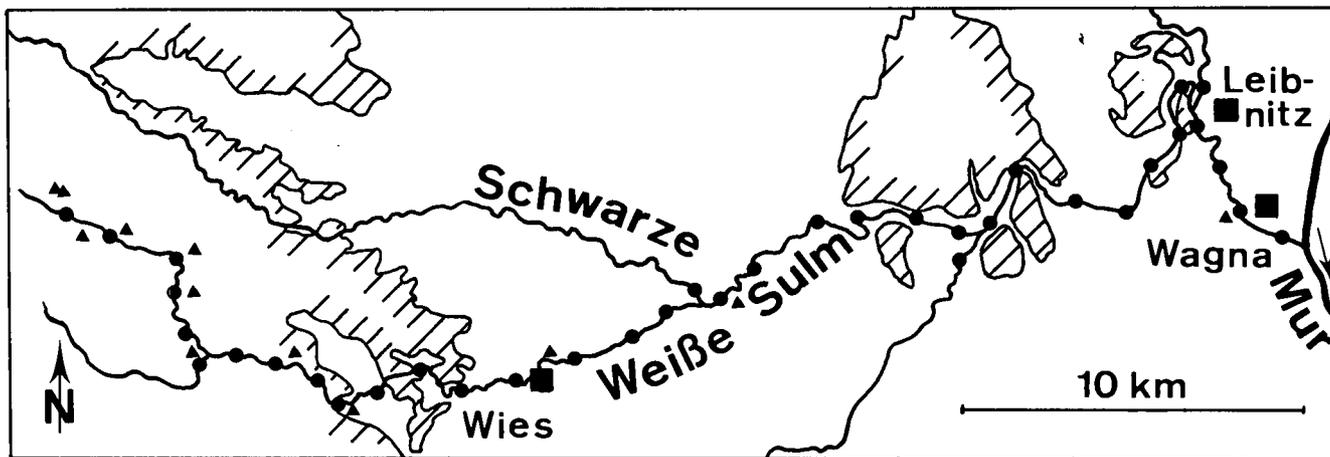


Abb. 4: Beprobungsplan der Sulm. Symbole wie in Abb. 2.

größeren Nebenflüssen nur im Oberlauf in der Ostabdachung der Koralpe in Erscheinung und geht flussabwärts in dessen jungtertiäre und quartäre klastische Aufarbeitungsprodukte über.

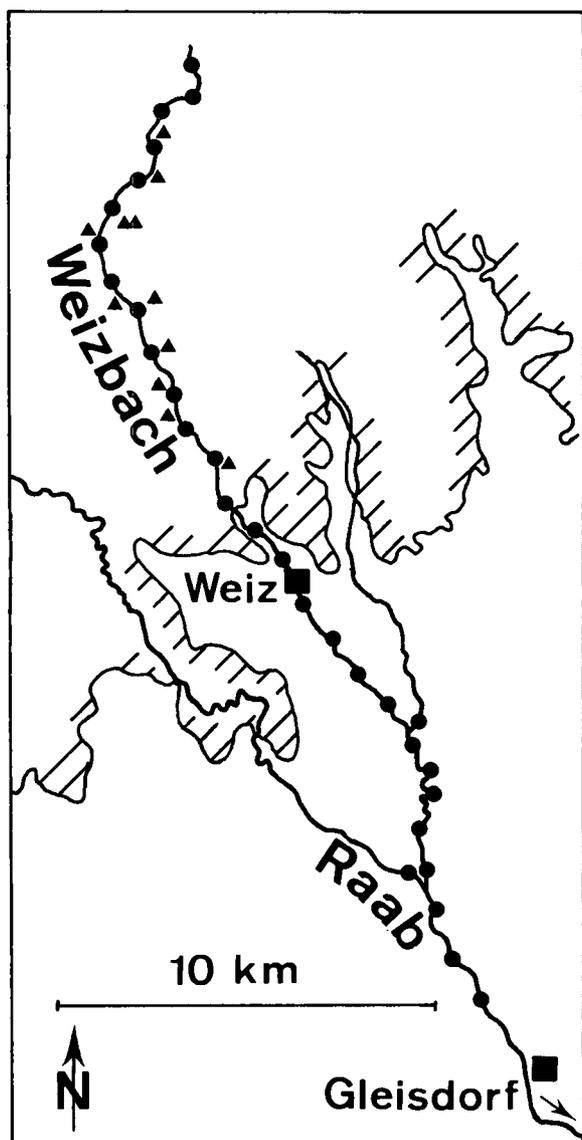


Abb. 5: Beprobungsplan von Weizbach und Raab. Symbole wie in Abb. 2.

2.2.5. Weizbach

(Abb. 5)

Länge: 34 km

ÖK: 134, 135, 165

Höhendifferenz: 840 m

Probenzahl: 30 Flußsande, 11 Umgebungsgesteine
Einzugsgebiet: paläozoische Kalke, Vulkanite und Phyllite, jungtertiäre und quartäre Lockersedimente.

Der Weizbach fließt vom Offner Berg zuerst 17 km durch das Grazer Paläozoikum, das hier aus meist leicht metamorphen Kalken, Vulkaniten (Diabase und Grünschiefer), Phylliten und Quarziten besteht (vgl. EBNER, 1984 cum lit.; FLÜGEL & MAURIN, 1958). Anschließend durchströmt er, zuerst nahe dem Ostende des Radegunder Kristallin mit Schiefergneisen, Alluvium in miozänen klastischen Lockersedimenten (Gleisdorfer, Stegersbacher Schichten), die sich auch nach der Einmündung in die Raab im Raum Gleisdorf fortsetzen (KRAINER, 1984; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Ein schwach metamorph überprägter sedimentär-vulkanogener Gesteinskomplex bildet das Hinterland, das den Weizbach im Oberlauf begleitet, am Unterlauf finden wir jungtertiäre Lockersedimente.

2.2.6. Pinka

(Abb. 6)

Länge: 83 km (in Österreich)

ÖK: 105, 136, 137, 167, 168

Höhendifferenz: 1200 m

Probenzahl: 41 Flußsande, 15 Umgebungsgesteine
Einzugsgebiet: (diaphthoritische) Gneise und Glimmerschiefer, Amphibolite, jungtertiäre und quartäre Lockersedimente.

Entlang der ersten acht Kilometer südlich vom Wechselpaß tritt das Grundgebirge des Wechselkristallins zutage. Neben Grobgneisen kommen diaphthoritische Gneise und Glimmerschiefer vor (vgl. FAUPL, 1970, 1972). Vor Friedberg taucht das Grundgebirge unter das Jungtertiär der Friedberger Bucht mit vorwiegend klastischen Lockersedimenten des Miozän (Sinnersdorf, Tauchen Formation, Stegersbacher Schichten, vgl. NEBERT, 1982, 1983a). Die Pinka fließt weiter beckeneinwärts zur pannonischen Tiefebene durch Alluvium im steirischen und burgenländischen Jungtertiär, wobei sie südlich Hannersdorf auf 2,5 km einen paläozoisch-penninischen Aufbruch mit Dolomiten, Phylliten und Grün-

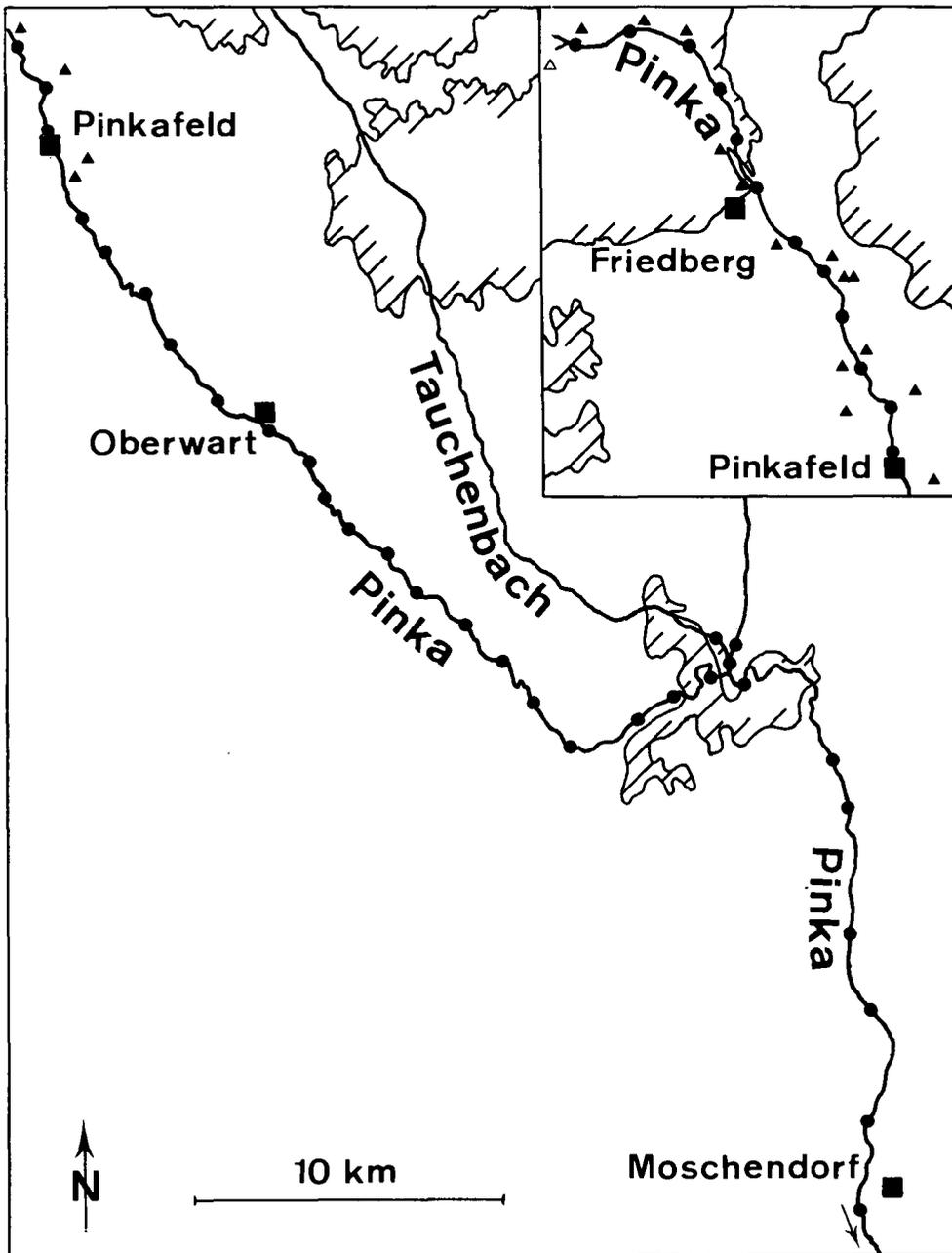


Abb. 6: Beprobungsplan der Pinka. Symbole wie in Abb. 2.

schiefern streift (PAHR, 1980 cum lit.). Sie verläßt südlich Moschendorf Österreich. Das kristalline Hinterland steht nur am obersten Flußabschnitt im Südabhang des Wechselgebirges an, der größte Teil des Einzugsgebietes liegt in jungtertiären klastischen Lockersedimenten, ein Zufluß (Tauchenbach mit Seitenbächen) durchquert vor dem Jungtertiär Phyllite, Grünschiefer und Serpentine der penninischen Rechnitzer Schieferinsel.

2.3. Probenahme

Von den ausgewählten Flüssen, die schwach gekrümmt oder mäandrierend, teilweise künstlich begräbt verlaufen, wurden entsprechend den Geländebedingungen in einigermaßen regelmäßigen Abständen Sedimentproben gesammelt, außerdem Proben aus den wichtigsten Zuflüssen im Mündungsbereich. Die Beprobung erbrachte 225 Einzelproben, wobei die Probenab-

stände zwischen 700 und 2600 Metern liegen. Dazu kamen für Vergleichszwecke noch 75 Proben aus dem Anstehenden in der Umgebung der Flüsse.

Sämtliche Sedimentproben stammen aus dem Boden eines Flußbettes, ufernah in ca. 10 bis 30 cm Wassertiefe, bevorzugt aus Abschnitten mit gleichmäßiger Strömung und geringer Wasserturbulenz. Es handelt sich um die obersten Sedimentlagen von „lower-stage plane beds“ und „bars“ (vgl. ALLEN, 1982, 1983; LEEDER, 1983). Das sind ebene Sedimentschichten am Boden eines Flußbettes bzw. flache, longitudinale Sandrücken, die sich aus jenen durch Strömungsinstabilitäten und nachfolgender Behinderung des Transportes von Sedimentpartikeln bilden (s. COSTELLO, 1974; COSTELLO & SOUTHARD, 1981). Beide gelten als ziemlich stabile Lagerungsformen, an denen nur geringe Sedimentation oder Erosion stattfindet.

Das Gewicht der Proben lag in Abhängigkeit von der Korngröße (Feinkies bis Feinsilt) zwischen 500 und

1000 Gramm. Alle Proben eines Flusses wurden vorsichtig mit einer Schaufel an einem oder zwei aufeinanderfolgenden Tagen entnommen.

2.4. Gewinnung der Schwermineraldaten

Von jeder Probe wurde zunächst die Korngrößenfraktion 500–250 Mikron, 250–125 Mikron, 125–63 Mikron sowie die Grob- und Feinanteile naß abgesiebt, die Festgesteine zuvor mechanisch auf Bruchstücke unter fünf Millimeter Durchmesser zerkleinert.

In den drei Sandfraktionen erfolgte die Abtrennung der Schwerminerale gravitativ mit Tetrabromethan in Scheidetrichtern nach dem gängigen Verfahren (s. BOENIGK, 1983). Danach wurden die abgetrennten Schwerminerale trocken gewogen, für jede Probe in jedem Korngrößenbereich Streupräparate mit Bromnaphthalin als Einbettungsmittel angefertigt, sodann unter dem Polarisationsmikroskop pro Präparat 200–300 durchsichtige Schwermineral Körner und der Opakanteil ausgezählt und in Kornprozentwerte der einzelnen Mineralarten umgerechnet.

Bei der Ermittlung repräsentativer durchschnittlicher Kornprozentgehalte der verschiedenen Schwerminerale in einer Probe dienten die Gewichtsanteile der einzelnen Korngrößenfraktionen als Gewichtungsfaktoren. Da man quantitative Untersuchungen an Schwermineralen unter Berücksichtigung der Granularvariation, das ist die Korngrößenverteilung im Sediment (s. FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977 cum lit.) durchführen soll, erschienen die auf diese Weise gewichteten Durchschnittsgehalte einer Probe für die mathematisch-statistische Auswertung am besten geeignet. Sie werden teilweise der Feinsandfraktion (125–63 Mikron) gegenübergestellt, in der bei fossilen Sedimenten meist der Hauptteil an Schwermineralen auftritt.

2.5. Die Schwermineralspektren

2.5.1. Allgemeines

Die in einem Schwermineralspektrum enthaltenen Minerale werden quantitativ durch Häufigkeitszählungen erfaßt und als Prozentwerte der Gesamtheit aller vorkommenden Minerale dargestellt. Da eine Auflistung aller Proben unübersichtlich ist, beschränkt sich die folgende Übersicht auf die Beschreibung von Probengruppen entlang der Flüsse, die durch eine typische von anderen Proben abweichende Schwermineralführung gekennzeichnet sind. Analog wurden lithologisch gegliederte Gruppen der in der Umgebung der Flüsse anstehenden Gesteine erstellt. Wesentliche Informationen enthalten die tabellarischen Zusammenstellungen der elementaren statistischen Kenngrößen Mittelwert (arithmetisches Mittel), Standardabweichung und Wahrscheinlichkeit einer statistischen Normalverteilung¹⁾ der empirischen Häufigkeitsverteilung aus den Prozentwerten der verschiedenen Schwerminerale als Variablen

¹⁾ Der Normalverteilung folgen viele empirische Variablen in geologischen Datensätzen, die als homogene Gruppe betrachtet werden. Viele statistische Berechnungen und Testverfahren gehen von einer Normalverteilung der Daten aus. Ein sensibler Test um abzuklären, ob eine Normalverteilung vorliegt, ist der hier verwendete Kolmogoroff-Smirnow Test, der auf den Maximalunterschied zwischen den Summenkurven zweier Verteilungen als Prüfgrößen beruht (vgl. z. B. KREYSZIG, 1979).

für die unterschiedenen Gruppen in den Tabellen 1 und 2. Die Variabilität der Schwerminerale im Verlauf verschiedener Flüsse bzw. Flußabschnitte behandelt.

Auf eine Beschreibung der Schwerminerale wird, soweit nicht Ergänzungen zu den bekannten Darstellungen in verschiedenen Handbüchern (z. B. MILNER, 1962; PARFENOFF et al., 1970; TRÖGER, 1971; BOENIGK, 1983) angebracht sind, verzichtet. Bei den Prozentwerten summieren die transluzenten Minerale auf 100, durchsichtige Minerale, Opakanteil und Biotit (falls vorhanden) auf zusammen ebenfalls 100. Bei größerem Zirkongehalt wird zwischen idiomorphen und gerundeten Körnern unterschieden, und der idiomorphe Anteil in Prozenten des Gesamtgehaltes angeführt.

2.5.2. Beschreibung der Schwermineralspektren

2.5.2.1. Moldanubikum

(Tab. 1a, 1b, Abb. 7)

In den Flüssen des Moldanubikums lassen sich vier Schwermineralspektren unterscheiden, die in Aist und Zwetl nur lokale Fluktuationen in einem jeweils charakteristischen Spektrum zeigen, sich hingegen im Kamp zweimal verändern.

Die Aist besitzt ein Spektrum, das durchschnittlich zu etwa 85 % aus den Hauptmineralen Apatit (37 %), grüner Hornblende (21 %), idiomorphem Zirkon (15 %) und Epidot-Alterit (12 %) besteht. Weiters sind noch Granat (7 %), sowie untergeordnet Titanit, Monazit, Cassiterit, Turmalin und vereinzelt Rutil, Brookit-Leukoxen, Pyroxen, Korund, Sillimanit und Epidot vorhanden. Der Opakanteil (52 %) ist höher als der Gehalt an transluzenten Mineralen (44 %), der Biotitanteil beträgt 4 %. Das Spektrum repräsentiert gut, wie Vergleiche mit den Festgesteinen zeigen, die in der Umgebung anstehenden Granite, Granodiorite und vereinzelt Diorite des südböhmischen Granitmassivs. Unter den häufig auftretenden Mineralen sind Granat und Epidot-Alterit unregelmäßig verteilt. Bei Granat ist dies auf das unregelmäßige Vorkommen im Hinterland zurückzuführen, wo mitunter Restschollen metamorpher Gesteine auftreten, bei Epidot-Alterit wird die unterschiedliche Saussuritisierung der Plutonite durch große Transportinstabilität verstärkt. Diese ist auch für die unregelmäßige Biotitführung und den im Vergleich zu den Plutoniten deutlich niedrigeren Gehalt verantwortlich.

Die Zwetl und in der Forsetzung der Oberlauf des Kamp bis zum Ottensteiner Stausee unterscheiden sich von der Aist durch einen höheren Apatitanteil (53 %) und niedrigere Hornblendengehalte (6 %). Die durchsichtigen Minerale sind etwas häufiger (50 %) als die opaken (44 %). Das Spektrum entspricht dem rein granitischen Hinterland mit Weinsberger Granit.

Vom Ottensteiner Stausee flußabwärts (Kamp 1) verändert sich das Schwermineralspektrum sehr rasch durch eine starke Hornblendeschüttung von durchschnittlich 83 %. Daneben kommen noch Granat (9 %), Apatit (3 %), untergeordnet Titanit, Turmalin, Zirkon, Epidot-Alterit, Sillimanit, vereinzelt Rutil vor. Zirkon ist zu etwa zwei Drittel idiomorph ausgebildet. Die opaken Minerale (9 %) treten gegenüber den durchsichtigen (87 %) sehr zurück, der Biotitgehalt beträgt 4 %. Das Hinterland besteht vorwiegend aus Rastenberger Granodiorit, der nach den Festgesteinsproben das Schwermineralspektrum prägt. Der Umschlag ist dadurch bedingt, daß aus dem flußaufwärts (Zwetl, Kamp) gelegenen Weinsberger Granit kaum sandiges Sediment durch

Tabelle 1a: Schwermineralspektren rezenter Flußsande aus dem Moldanubikum.

AP (Apatit) + HBP (plutonische Hornblende) + GR (Granat) + EP (Epidot) + HBM (metamorphe Hornblende) + MHM (übrige Minerale aus mittel- bis hochgradigen Metamorphiten, hauptsächlich Sillimanit, Disthen, Staurolith) + TI (Titanit) + MO (Monazit) + TU (Turmalin) + ZR (Zirkon gesamt) + RU (Rutil) + PYR (Pyroxen) + EPAL (Epidot-Alterit) + RES (Rest: Cassiterit, Korund, Brookit-Leukoxen, Anatas) = 100 %.

DSM (durchsichtige Minerale) + OP (Opakanteil) + BI (Biotit) = 100 %.

n = Probenzahl; \bar{x} = arithmetisches Mittel; s = Standardabweichung, p = Wahrscheinlichkeit des Vorliegens einer statistischen Normalverteilung.

		AP	HBP	GR	EP	HBM	MHM	TI	MO	TU	ZR	RU	PYR	EPAL	RES	ZID	ZRU	DSM	OP	BI
Aist n = 48	\bar{x}	37.0	20.8	7.3	x	-	0.2	2.4	1.1	1.3	17.3	0.1	x	11.8	0.6	84.7	15.3	44.1	51.9	4.0
	s	9.1	14.5	7.9		-	0.7	1.7	1.3	1.6	8.8	0.2		11.1	1.7	9.4	9.4	13.5	13.7	6.3
	p	0.97	0.87	0.01					0.07			0.65			0.01		0.11	0.11	1.00	0.89
Zwettl n = 23	\bar{x}	53.1	6.1	6.8	-	-	0.9	1.4	1.0	0.5	19.9	0.1	-	10.0	0.2	79.9	20.1	49.7	44.5	5.9
	s	16.1	7.0	5.3	-	-	3.0	1.3	0.7	0.8	9.3	0.2	-	11.5	0.3	9.7	9.7	7.3	9.1	5.4
	p	0.95	0.11	0.33							0.68			0.04		0.62	0.62	0.36	0.99	0.17
Kamp 1 n = 17	\bar{x}	3.9	83.3	8.9	-	-	0.3	1.4	x	0.4	0.9	0.1	-	0.7	x	66.0	34.0	86.7	8.9	4.4
	s	1.8	18.4	10.9	-	-	0.6	0.7		0.6	0.6	0.2	-	2.4		20.9	20.9	4.9	4.5	6.1
	p	0.84	0.13	0.22												0.67	0.67	0.85	0.94	0.23
Kamp 2 n = 29	\bar{x}	3.0	42.2	38.9	2.6	9.6	0.7	1.2	x	0.8	0.7	0.1	0.1	x	x	58.3	41.7	86.8	10.4	2.8
	s	1.3	10.3	14.5	2.0	7.3	0.7	0.7		1.5	0.5	0.1	0.3			17.2	17.2	4.8	2.7	4.4
	p	0.88	0.42	0.95	0.24	0.56										0.08	0.08	0.28	0.67	0.01
Gesamt 500-63 n = 117	\bar{x}	27.1	32.3	15.3	0.7	2.4	0.5	1.7	0.7	0.9	11.2	0.1	0.05	6.8	0.25	74.5	25.5	62.3	33.6	4.1
	s	21.9	25.0	16.8	2.2	5.5	1.8	1.3	1.0	1.3	10.8	0.1	0.2	10.1	1.1	17.6	17.6	22.0	21.6	5.6
	p																			
Gesamt 125-63 n = 117	\bar{x}	26.5	31.0	10.2	0.8	2.9	0.1	1.7	0.9	0.4	18.4	0.1	0.1	6.7	0.2	65.5	34.5	68.0	30.6	1.3
	s	19.1	25.9	12.1	1.8	6.1	0.3	1.4	1.4	0.9	16.0	0.1	0.3	9.8	0.6	22.6	22.6	18.0	18.0	2.5
	p																			

Tabelle 1b: Schwermineralspektren von Gesteinen in der Umgebung der untersuchten Flüsse des Moldanubikums. Erläuterungen siehe Tabelle 1a.

		AP	HBP	GR	EP	HBM	MHM	TI	MO	TU	ZR	RU	PYR	EPAL	RES	ZID	ZRU	DSM	OP	BI
Granit n = 12	x	72.2	4.3	2.8	-	-	-	1.6	0.5	1.6	11.8	0.1	-	4.3	0.8	91.6	8.4	15.5	5.9	78.6
	s	15.7	7.0	3.6	-	-	-	2.3	1.9	1.5	9.7	0.1	-	8.9	1.7	12.7	12.7	14.1	4.5	14.1
Diorit, Granodiorit n = 6	x	10.2	85.3	2.7	-	-	-	0.6	0.1	0.1	0.6	0.1	-	0.1	0.2	96.3	3.7	42.0	6.2	51.8
	s	15.1	18.3	4.3	-	-	-	0.7	0.1	0.1	0.8	0.1	-	0.1	0.5	6.4	6.4	25.4	8.6	33.6
Orthogneis n = 6	x	73.4	6.9	15.2	0.4	-	-	0.5	0.6	0.6	2.1	0.1	-	-	0.1	78.6	21.4	16.7	23.2	60.1
	s	8.7	11.6	12.2	0.4	-	-	0.3	0.9	0.4	3.0	0.2	-	-	0.2	20.8	20.8	20.2	32.9	46.9
Paragneis, Granulit n = 8	x	16.7	-	71.7	3.0	1.0	2.9	0.5	-	3.2	1.0	-	-	-	-	20.8	79.2	70.6	1.6	27.8
	s	13.6	-	30.2	4.6	1.1	2.9	1.2	-	6.6	2.0	-	-	-	-	18.9	18.9	36.4	1.4	36.6
Amphibolit, Ultrasit n = 5	x	0.8	-	5.0	15.6	71.9	-	0.1	-	1.8	0.1	-	3.1	-	1.6	x	x	94.3	5.7	-
	s	1.1	-	7.4	26.3	44.2	-	0.1	-	2.5	0.1	-	7.2	-	3.7			8.1	8.1	-

den Stausee transportiert wird. Höhere Granatgehalte finden wir nur in den weitest flußabwärts gelegenen Proben des hornblendereichen Spektrums bei Krumau, hier bestehen die Umgebungsgesteine bereits aus verschiedenen Gneisen der metamorphen Umrahmung des südböhmischen Granitmassivs.

Von Krumau flußabwärts steigt der Granatanteil weiter an, was schließlich zur Unterscheidung eines Hornblende-Granat-Mischspektrums (Kamp 2) führt, das im Durchschnitt zu 42 % aus plutonischer grüner Hornblende und zu 39 % aus Granat besteht. Nördlich von Gars setzt eine Schüttung von metamorpher grüner Hornblende mit durchschnittlich 10 % ein. Eine Unterscheidungsmöglichkeit der beiden Hornblende-Varianten bietet die gedrungene prismatische Kristallform mit etwas höherer Lichtbrechung aus den Plutoniten (Hastingsit) bzw. die vorwiegend gestreckte Form und etwas niedrigere Lichtbrechung aus Amphiboliten (Tschermakit). Die restlichen 9 % des Spektrums bilden Apatit, Epidot, Titanit, Turmalin, Zirkon, vereinzelt Disthen, Staurolith, Sillimanit, Rutil und Pyroxen. Die durchsichtigen Minerale (87 %) bleiben gegenüber den

opaken (10 %) dominant, Biotit nimmt auf 3 % ab. Das Mischspektrum besteht somit aus dem verdünnten Hornblendeanteil, der flußaufwärts im Bereich des Rastenberger Granodiorits vorherrscht und flußab transportiert wird, sowie aus dem neu hinzutretenden metamorphen Anteil der am Unterlauf des Kamp anstehenden Gesteine (s. Kap. 2.2.). Die Spuren von Pyroxen dürften aus Ultrasitkörpern in den Metamorphiten stammen. Der unterste Flußabschnitt, der durch Molasse bzw. durch Alluvium führt, bringt keine weitere Veränderung des Mischspektrums.

Insgesamt betrachtet, findet man eine enge Abhängigkeit von lokalen Variationen der Festgesteine mit größerer Variabilität der Schwermineralführung im oberen Teil, mehr Homogenität infolge Durchmischung im unteren Teil der Flüsse. Die beschriebenen Spektren stehen in Einklang mit der regionalen Geologie des Moldanubikums. Die zur Kennzeichnung der verschiedenen Spektren wichtigsten Minerale sind Apatit, Hornblende, Granat, Zirkon, Epidot-Alterit und der Opakanteil (vgl. die Kreisdarstellungen in Abb. 7). In der Feinfraktion hat von diesen Mineralen Granat niedrigere,

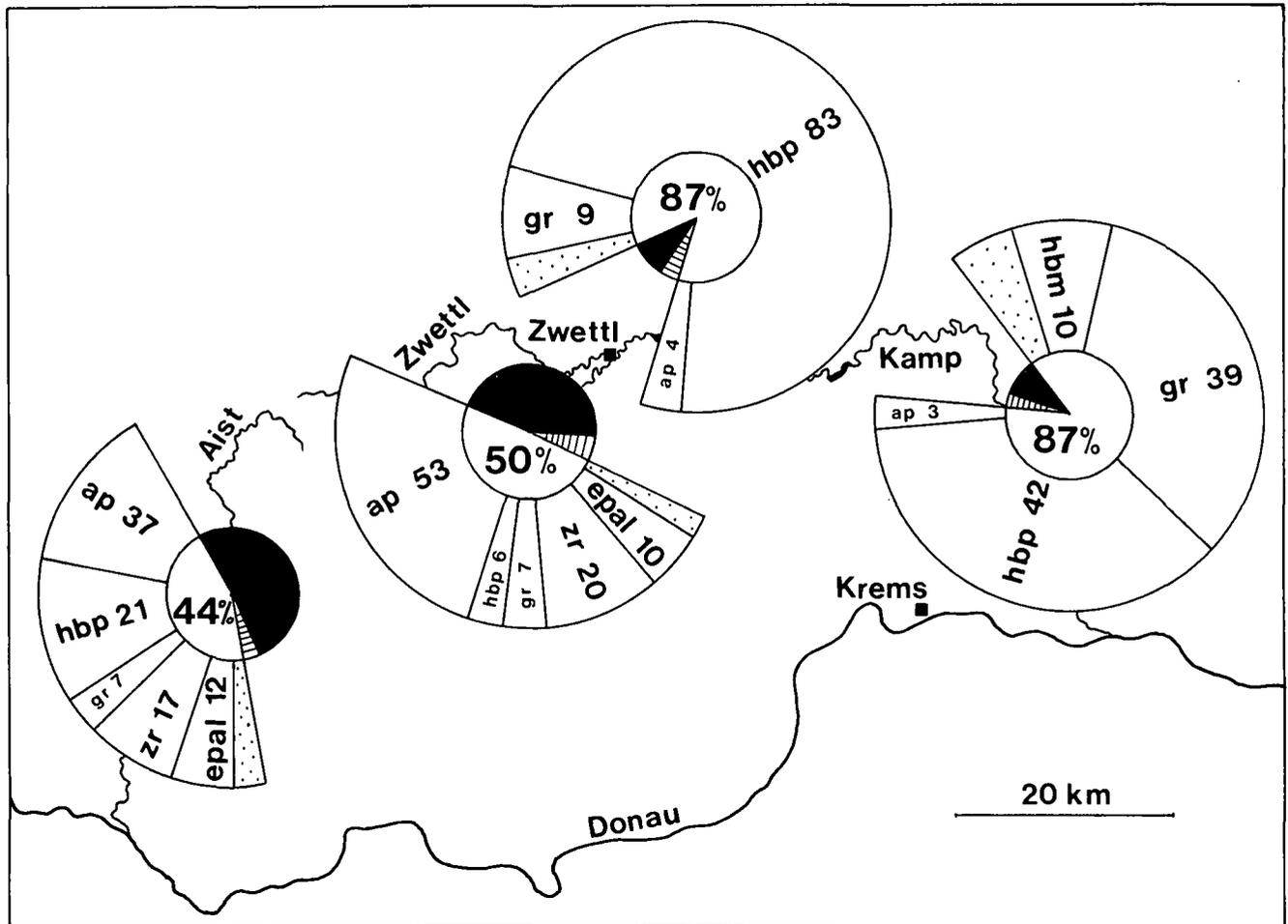


Abb. 7: Schwermineralspektren rezenter Flußsande des Moldanubikums, prozentmäßig aufgeteilt wie in Tab. 1a. Die Segmente im inneren Kreis bedeuten: weiß = durchsichtige Minerale; schwarz = Opakanteil; schraffiert = Biotit. Im äußeren Kreisringteil sind die wichtigsten durchsichtigen Schwerminerale nach Tab. 1a enthalten, punktiert der Rest.

hingegen Zirkon höhere Gehalte als in der gewichteten Gesamtfraktion, weiters konnte eine signifikante²⁾ Granularvariation bei Biotit und gerundetem Zirkon beobachtet werden. Im Vergleich zu den Gesteinen des Anstehenden sind folgende Veränderungen hervorzuheben: Anreicherung von Opakanteil, Zirkon, teilweise von Epidot-Alterit und Granat, Verarmung an Apatit und Biotit im Bereich der Plutonite, ebenfalls Verarmung an Apatit und Biotit in den Metamorphiten. Wegen der geringen Probenzahl in den Umgebungsgesteinen können obige Aussagen nur als erster Anhaltspunkt dienen und sind durch eine weiterführende multivariate statistische Auswertung zu überprüfen.

2.5.2.2. Steirisches Randgebirge und Steirisches Becken

(Tab. 2a, 2b, Abb. 8)

Die untersuchten Flüsse aus dem Steirischen Randgebirge zeigen mit Ausnahme des Weizbaches eine einheitliche Schwermineralführung, insgesamt wurden vier Spektren unterschieden.

Die Schwermineralverteilung der Sulm wird durch Granat (71 %) geprägt, gefolgt von Epidot (18 %) und

Hornblende (8 %). Untergeordnet sind Rutil, Apatit, Turmalin und Zirkon vorhanden, daneben noch einzelne Körner von Staurolith, Disthen und Chloritoid. Die opaken Minerale (6,5 %) treten im Vergleich mit den transluzenten (93,5 %) weit zurück. Das metamorphe Spektrum mit dem hohen Granatanteil und wenig Hornblende entspricht den Plattengneisen und den selteneren Amphiboliten der Koralpe, die im obersten Flußabschnitt anstehen; im Jungtertiär des Weststeirischen Beckens kommt noch Epidot als wichtige Komponente dazu (vgl. NEBERT, 1983a, 1983b).

Im Weizbach treten zwei Schwermineralgesellschaften auf. Im Oberlauf finden wir eine Schwermineralverteilung mit den Leitmineralen grüne Hornblende (55 %) und Apatit (24 %), weiters Epidot (6 %) und Granat (5 %). Außerdem sind noch gerundeter Zirkon, Turmalin und Rutil mit zusammen 5,5 % vorhanden, seltener Chloritoid, vereinzelt Disthen, Brookit-Leukoxen, Anatas. Der Opakanteil ist mit 80 % sehr hoch. Einzugsgebiet ist das Grazer Paläozoikum: Hornblende und der größte Teil an Apatit und Epidot stammen aus Diabasen und Grünschiefern, Granat und der Rest von Apatit und Epidot aus Kalken und Kalkmarmoren, Zirkon, Turmalin und Rutil vorwiegend aus Quarziten.

Flußabwärts nimmt nach Verlassen des Paläozoikums und dem Eintreten in das Jungtertiär des Oststeirischen Beckens der Granatgehalt rasch zu und dominiert schließlich mit 57 %. Damit geht eine Abnahme von Hornblende (19 %) und Apatit (8 %) einher. Epidot

²⁾ Die statistische Überprüfung erfolgte über den Vergleich zweier Mittelwerte mit dem t-Test (vgl. KREYSZIG, 1979) unter Annahme einer Irrtumswahrscheinlichkeit <1 %.

steigt auf 9 % an. Die übrigen Minerale bleiben ähnlich dem Oberlauf verteilt, nur Staurolith nimmt leicht zu. Die Änderung des Schwermineralspektrums wird durch den Übergang in eine neues Einzugsgebiet, das Jungtertiär des Steirischen Beckens, verursacht, das in den

Randbereichen zum Ostalpin vorwiegend Granat in den Unterlauf des Weizbachs liefert (vgl. KRAINER, 1984). Nach der Einmündung in die Raab, die vorher das Radegunder Kristallin durchströmt, das in diesem Bereich größtenteils aus Schiefergneisen besteht (s. NEUBAUER

Tabelle 2a: Schwermineralspektren rezenter Flußsande aus Steirischem^o Randgebirge, Grazer Paläozoikum und Steirischem Becken.

AP (Apatit) + GR (Granat) + EP (Epidot) + HB (Hornblende) + CD (Chloritoid) + ST (Staurolith) + DI (Disthen) + TU (Turmalin) + ZR (Zirkon) + RU (Rutil) + RES (Rest: Titanit, Sillimanit, Orthit, Korund, Pyroxen, Brookit-Leukoxen, Anatas) = 100 %. DSM (durchsichtige Minerale) + OP (Opakanteil) + BI (Biotit) = 100 %.

n = Probenzahl; \bar{x} = arithmetisches Mittel; s = Standardabweichung, p = Wahrscheinlichkeit des Vorliegens einer statistischen Normalverteilung.

		AP	GR	EP	HB	CD	ST	DI	TU	ZR	RU	RES	DSM	OP
Sulm n = 38	\bar{x}	1.2	70.8	17.6	7.6	x	0.2	0.1	0.6	0.3	1.5	x	93.5	6.5
	s	1.0	9.7	7.0	3.6		0.3	0.2	0.5	0.4	1.4		3.5	3.5
	p	0.14	0.97	0.84	0.44								0.03	0.03
Weizbach vulk.-sed. n = 16	\bar{x}	27.4	5.1	6.4	54.6	0.7	-	x	2.0	2.5	1.0	0.2	19.7	80.3
	s	10.1	2.7	3.9	14.9	1.5	-		1.6	1.8	1.2	0.4	6.1	6.1
	p	0.79	0.49	0.49	0.92				0.37	0.77			0.93	0.93
Weizbach Jungtert. n = 13	\bar{x}	8.0	57.4	8.7	19.1	0.6	0.7	0.2	2.4	1.5	1.1	0.3	38.2	61.8
	s	5.3	21.1	3.1	15.4	0.4	0.4	0.4	1.1	2.0	0.7	0.4	18.8	18.8
	p	0.48	0.99	0.67	0.76				0.62				0.52	0.52
Pinka n = 41	\bar{x}	2.6	31.7	44.0	17.1	1.4	0.2	0.2	1.0	0.7	1.0	0.1	74.1	25.9
	s	1.9	15.8	17.3	8.1	2.3	0.3	0.2	1.3	0.9	1.7	0.3	12.1	12.1
	p	0.24	0.62	0.42	0.91								0.04	0.04
Gesamt 500-63 n = 108	\bar{x}	6.4	44.6	24.9	19.5	0.7	0.2	0.15	1.2	0.95	1.2	0.2	68.6	31.4
	s	10.0	27.1	19.3	18.0	1.7	0.4	0.25	1.3	1.4	1.4	0.35	28.4	28.4
Gesamt 125-63 n = 108	\bar{x}	8.2	44.5	25.3	14.4	1.1	0.05	0.15	1.1	1.5	3.0	0.7	72.2	27.8
	s	11.5	27.1	19.2	12.2	2.6	0.1	0.3	1.2	2.2	4.6	0.6	23.6	23.6

Tabelle 2b: Schwermineralspektren von Gesteinen in der Umgebung der untersuchten Flüsse im Steirischen Randgebirge, Grazer Paläozoikum und Steirischem Becken. Erläuterungen siehe Tabelle 2a.

		AP	GR	EP	HB	CD	ST	DI	TI	TU	ZR	RU	DSM	OP	
Plattengneis n = 6	x	3.3	93.8	2.1	-	-	x	x	-	0.6	x	-	94.3	5.7	
	s	1.5	4.0	2.7	-	-	-	-	-	0.9	-	-	2.0	2.0	
Pegmat.Gneis n = 2	x	5.0	55.5	1.0	-	-	-	-	-	38.5	-	-	96.0	4.0	
Augengneis n = 2	x	88.5	10.0	0.5	0.5	-	-	-	-	0.5	-	-	26.0	74.0	
Diaphthor.Gneis n = 3	x	27.3	3.7	66.0	1.0	-	-	-	-	1.5	-	0.5	51.0	49.0	
Grünschiefer n = 3	x	4.7	-	33.6	60.8	-	-	-	x	0.7	-	-	25.7	74.3	
Diabas n = 3	x	24.0	2.0	17.3	53.7	-	-	-	x	1.0	1.2	0.6	13.3	86.7	
Kalk, Kalkmarmor n = 3	x	9.3	81.3	2.2	1.3	-	-	-	-	0.8	3.3	1.8	16.0	84.0	
Quarzit n = 2	x	6.0	19.5	2.5	4.5	-	-	-	-	3.5	63.5	0.5	38.0	62.0	
Jungtertiär	Friedberger Bucht, Basis n = 5	x	13.6	44.6	31.7	1.0	1.8	x	0.8	1.6	1.8	1.3	1.7	57.1	42.9
		s	7.0	15.4	8.2	1.2	1.6		1.2	1.8	2.3	0.5	0.9	9.9	9.9
	Friedberger B. Baden-Pannon n = 5	x	2.3	11.7	68.8	6.6	1.6	x	0.6	1.6	1.9	1.5	3.3	63.8	36.2
	s	1.1	6.3	13.3	10.4	1.5		0.7	1.3	1.3	0.7	1.6	7.3	7.3	
Eibiswalder B. n = 4	x	3.0	53.8	30.8	1.5	0.5	0.8	0.8	0.3	3.0	2.0	3.5	54.5	45.5	

& STATTEGGER, 1981), wird die Granatführung nochmals bis auf 85 % erhöht.

Die Pinka führt ein Epidot(44 %)-Granat(32 %)-Hornblende(17 %)-Spektrum mit zusammen 93 % dieser drei Minerale. Untergeordnet kommen Apatit, Chloritoid, Turmalin, Zirkon, Staurolith und Disthen, vereinzelt Rutil, Brookit-Leukoxen und Korund vor. Die durchsichtigen Minerale überwiegen mit 74 %, der Opakanteil beträgt 26 %. Die Schwermineralverteilung wird im obersten Flußabschnitt durch die meist diaphthoritischen Gneise und Glimmerschiefer und darin eingelagerte Grünschiefer des Wechselkristallins als Einzugsgebiet bestimmt, flußabwärts durch dessen jungtertiäre Aufarbeitungsprodukte bzw. quartäre Ablagerungen. Das Vorherrschen von Epidot und der im Vergleich mit anderen Spektren höhere Gehalt an Chloritoid (1,4 %) zeigen die retrograde Metamorphose an. Häufige Granatmaxima im mittleren Flußabschnitt konnten in den Umgebungsgesteinen nur im basalen Jungtertiär nachgewiesen werden (vgl. NEBERT, 1982, 1983a).

In den drei untersuchten Flüssen stehen die metamorphen bzw. sedimentär-vulkanogenen paläozoischen Liefergebiete nur im Oberlauf an, die längeren Flußab-

schnitte befinden sich in jungtertiären Lockersedimenten oder Quartär, den älteren Aufarbeitungsprodukten der Alimentationsgebiete, so daß in den Flüssen eine mindestens sekundäre Umlagerung der Ausgangsgesteine stattfindet. Die wichtigsten fluviatilen Schwerminerale sind Granat, Epidot und Hornblende mit zusammen 89 % im Gesamtdurchschnitt. Dabei zeigt sich, daß auch das Jungtertiär Granat- oder Epidotvormacht aus dem Kristallin des Steirischen Randgebirges besitzt, hingegen das Grazer Paläozoikum kaum Spuren im Tertiär hinterläßt. So ist das Schwermineralspektrum der Sulm recht einheitlich ausgebildet, da alle Umlagerungen von ähnlichen Spektren, in denen Granat überwiegt, ausgehen. Im Weizbach hingegen wird das vulkanogen-sedimentäre Spektrum mit Hornblende und Apatit nach Verlassen des Grazer Paläozoikums rasch ausgedünnt und geht in eine dem dortigen Jungtertiär entsprechende Granatdominanz über, die, wenn man das granatreiche Spektrum der Raab zum Vergleich heranzieht, aus der Aufarbeitung des Radegunder Kristallins stammen dürfte. Die Pinka fließt größtenteils durch Jungtertiär und Quartär, die Schwankungen bei Epidot, Granat und Hornblende sind in den verschiede-

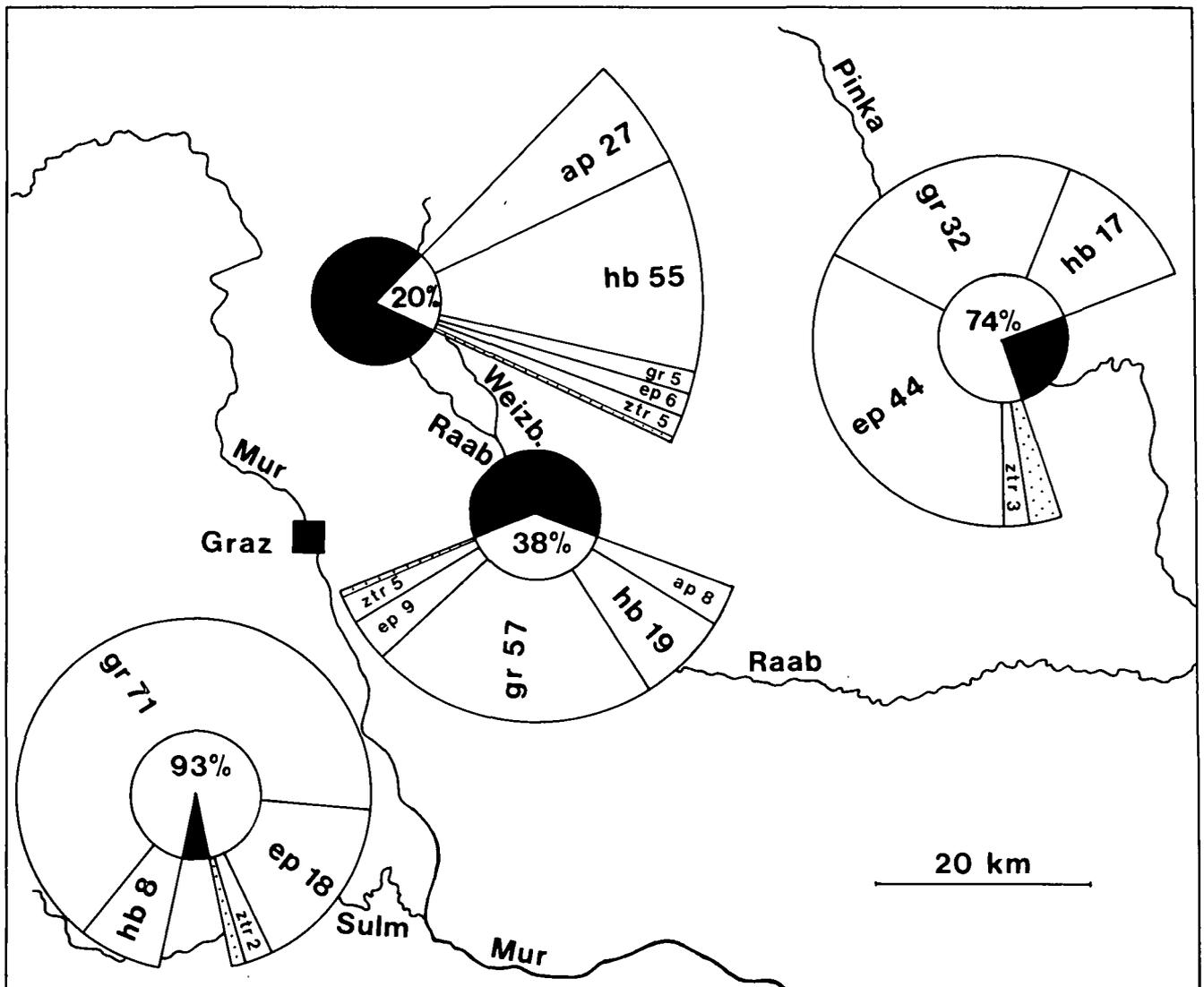


Abb. 8: Schwermineralspektren rezenter Flußsande aus dem Steirischen Randgebirge, Grazer Paläozoikum und Steirischem Becken, prozentmäßig aufgeteilt wie in Tab. 2a. Der innere Kreis ist nach Opakanteil (schwarz) und durchsichtigen Mineralen segmentiert. Der äußere Kreisringteil enthält die wichtigsten durchsichtigen Schwerminerale nach Tab. 2a, punktiert den Rest.

nen stratigraphischen Niveaus des Jungtertiärs vorgezeichnet und durch mehrmalige Umlagerung möglicherweise verzerrt.

Alle Spektren sind durch unterschiedliche Relationen der drei häufigsten Minerale Granat, Epidot und Hornblende bestimmt, die aus den unter- und mittelostalpinen Metamorphiten des Steirischen Randgebirges stammen und ähnlich ihren dortigen Relativanteilen in die Flüsse gelangen dürften, wenn man von kleineren Veränderungen infolge Umlagerung absieht. Dazu tritt im Oberlauf des Weizbaches noch Apatit als wichtige Komponente. Die Unterscheidung vulkanischer Hornblende aus dem Grazer Paläozoikum von metamorpher aus dem Kristallin war mineraloptisch nicht möglich.

Granularvariation ließ sich beschränkt bei Hornblende mit einer Abnahme in der Feinfraktion nachweisen, was als Anzeichen von Transportinstabilität gedeutet werden könnte. Bei Rutil findet man gemäß der hohen Dichte eine Anreicherung in der Feinfraktion, jedoch sind die Prozentsätze insgesamt sehr gering.

3. Quantitative Bestimmung von Liefergebieten aus Schwermineralspektren mit der erweiterten Q-Modus Faktorenanalyse

Ausgehend von den Daten der gewichteten Gesamtfraktion, welche die Schwermineralverteilungen quantitativ am besten beschreiben, folgt der Versuch, die Beziehungen zwischen den fluviatilen Spektren und den Ausgangsgesteinen mit Hilfe der multivariaten Statistik präzise zu erfassen und dabei auch fossile Schwermineralverteilungen aus Sandsteinen einzubeziehen. Darauf aufbauend werden in Kap. 4 die Variationen der Schwermineralführung entlang der Flüsse und in einem Sandsteinprofil untersucht.

3.1. Methodik

3.1.1. Allgemeines

Die vorliegenden Schwermineraldaten sind ihrer Struktur nach Kompositionsdaten, da sich die schwermineralogische Zusammensetzung einer Probe aus den Relativanteilen der einzelnen Schwerminerale am Gesamtgehalt, ausgedrückt in Kornprozentwerten einer konstanten Gesamtsumme, ergibt. Das Ziel der statistischen Analyse ist die genaue Erfassung der Ausgangsgesteine. Dies ist der Schlüssel zur Bestimmung der plattentektonischen Position von klastischen Sedimenten. Da ein Schwermineralspektrum ein Mischungsverhältnis in Abhängigkeit von der regionalen Verbreitung der Ausgangsgesteine und vom Transport darstellt, ist es wichtig, geologisch sinnvolle Endglieder als Liefergebiete aus den Mischungsproportionen der Schwermineralverteilungen in den Sedimenten zu ermitteln. Für eine statistische Bearbeitung bieten sich daher Verfahren der multivariaten Statistik an. Unter der Vielzahl der Methoden werden in der Geologie Cluster-, Faktoren- und Diskriminanzanalyse in verschiedenen Varianten häufig verwendet (vgl. z. B. KRUMBEIN & GRAYBILL, 1965; JÖRESKOG et al., 1976; LE MAITRE, 1982 cum lit.), um die Anzahl der Variablen zu reduzieren und Proben objektiv zu klassifizieren. Vom Ansatz her unterscheidet man R-Modus-Analyse, welche die Beziehungen zwi-

schen den Variablen untersucht und Q-Modus-Analyse, die Proben miteinander vergleicht.

Bei Schwermineraldaten bietet die Q-Modus-Faktorenanalyse zusätzlich die Möglichkeit, errechnete Faktoren auf Liefergebiete rückzuführen: Petrogenetisch verwandte und statistisch korrelierte Minerale werden in einem Faktor zusammengefaßt, der sich geologisch sinnvoll als Liefergebiet darstellen lassen soll (vgl. die klassischen Studien von IMBRIE & VAN ANDEL, 1964; BRIGGS, 1965). Die prinzipielle Schwierigkeit bei Anwendung dieser Methoden liegt in der vorher erwähnten Struktur der Schwermineraldaten, die als Kompositionsdaten ein geschlossenes System mit konstanter Variablensumme bilden (s. CHAYES, 1971; AITCHISON, 1982, 1983, 1984), wodurch die echten Korrelationen zwischen den Variablen stark verzerrt werden können. Andererseits setzt die Rekonstruktion von verschiedenen Ausgangsgesteinen als Unterscheidungskriterium die Bildung von Mineralgruppen voraus, deren Variablen innerhalb einer Gruppe positiv und zu den Variablen anderer Gruppen nicht oder negativ korreliert sind. Ein spezieller Ansatz zur Q-Modus-Faktorenanalyse von Kompositionsdaten wurde von KLOVAN & IMBRIE (1971), MIESCH (1976) und KLOVAN & MIESCH, (1976) entwickelt, der sich für die Analyse der Schwermineraldaten geeignet erwies und daher kurz erläutert wird.

3.1.2. Erweiterte Q-Modus-Faktorenanalyse

Die Faktorenanalyse hat das Ziel, aus einer Menge quantitativ beschriebener Variablen oder Proben hypothetische Größen in Form von Faktoren abzuleiten. Die Zusammenhänge zwischen m Variablen und n Proben werden durch Ähnlichkeitsmaße ausgedrückt und in Matrixform angeordnet (siehe ÜBERLAA, 1968; DAVIS, 1973). Aus der Analyse der Ähnlichkeitsmatrix mittels Extraktion von Eigenvektoren und Eigenwerten erhält man die Faktoren. Diese weisen bestimmte Beziehungen zu den Variablen und Proben auf, lassen sich geometrisch als Vektoren in einem Variablen- oder Probenraum darstellen und enthalten in Abhängigkeit von der Vektorlänge, das ist der zugehörige Eigenwert, einen bestimmten Teil der Datenvarianz.

Die Q-Modus-Faktorenanalyse geht von einer Ähnlichkeitsmatrix der Proben aus. An quantitativen Ergebnissen unterscheidet man Faktorenladungen (factor loadings), das sind die Anteile der Proben und Faktorenwerte (factor scores), welche die Anteile der Variablen an jedem Faktor enthalten. Um die Berechnung sehr großer Matrizen, wie sie bei einer größeren Probenzahl anfallen, zu vermeiden, kann die Extraktion von Eigenvektoren und Eigenwerten nach KLOVAN & IMBRIE (1971) in deren Computer-Programm CABFAC auf eine Ähnlichkeitsmatrix der Variablen beschränkt bleiben, aus der dann die Faktoren berechnet werden.

Ein Element z_{ik} einer standardisierten Datenmatrix wird über die Variablen als Linearkombination von q Faktoren ausgedrückt:

$$z_{ik} = a_{i1} f_{k1} + a_{i2} f_{k2} + \dots + a_{iq} f_{kq} \quad (3.1.)$$

$i = 1, \dots, n$ (Proben)
 $k = 1, \dots, m$ (Variablen)
 $p = 1, \dots, q$ (Faktoren)

oder:

$$[Z] = [A][F] \quad (3.2.)$$

[Z] = Matrix der standardisierten Ausgangsdaten $\{z_{ik}\}$
[A] = Matrix der Faktorenladungen $\{a_{ip}\}$
[F] = Matrix der Faktorenwerte $\{f_{kp}\}$

Das meistverwendete Ähnlichkeitsmaß zum Vergleich zweier Proben i und j mit m Variablen k ist der Kosinus-Theta-Koeffizient:

$$\cos \vartheta_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^m x_{ik} x_{jk}}{\left[\sum_{k=1}^m (x_{ik})^2 \sum_{k=1}^m (x_{jk})^2 \right]^{1/2}} \quad (3.3.)$$

der die proportionalen Ähnlichkeiten zwischen den Proben beschreibt und daher besonders bei der Analyse von Kompositionsdaten, die in Form von Proportionen (z. B. Prozenten) vorliegen, geeignet ist.

Bei Standardisierung der Daten:

$$z_{ik} = \frac{x_{ik}}{\left[\sum_{k=1}^m (x_{ik})^2 \right]^{1/2}} \quad (3.4.)$$

errechnet sich die n-n Ähnlichkeitsmatrix [S] der Proben:

$$[S] = [Z][Z'] \quad (3.5.)$$

und folgt dem Fundamentaltheorem der Faktorenanalyse:

$$[S] = [A][A'] \quad (3.6.)$$

mit:

$$[A'][A] = [L] \quad (3.7.)$$

und:

$$[A] = [V][L] \quad (3.8.)$$

$\lambda = 0$

wobei [V] der Matrix der Eigenwerte von [S] entspricht und [L] einer Diagonalmatrix der von Null verschiedenen Eigenwerte λ in [S].

Analog ist:

$$[R] = [Z'] [Z] \quad (3.9.)$$

die m-m Ähnlichkeitsmatrix [R] der Variablen aus den standardisierten Daten. Nach den Regeln der Matrixalgebra gleichen einander die Elemente der Diagonalmatrix [L] der von Null verschiedenen Eigenwerte in [Z][Z'] und [Z'] [Z], sodaß deren Berechnung nach (3.9.) von [R] mit m-m Elementen nach der Zahl der Variablen, meist wesentlich kleiner als [S], ausgehen kann:

$$[R] = [V][L][V'] \quad (3.10.)$$

V stellt die Matrix der mit [L] verbundenen Eigenvektoren in Form von normalisierten Spaltenvektoren bezüglich der Proben dar. Damit folgt aus (3.5.):

$$[S] = [Z][V][Z'] [V'] \quad (3.11.)$$

da [V] normalisiert ist und weiters aus (3.6.) und (3.7.):

$$[A] = [Z][V] \quad (3.12.)$$

Die Datenmatrix [Z] muß somit nur mehr mit der Matrix der Eigenvektoren [V], die aus der Ähnlichkeitsmatrix der Variablen gewonnen wurde, multipliziert werden, um die gewünschte Matrix der Faktorenladungen [A] zu erhalten und in weiterer Folge die Matrix der Faktorenwerte [F]:

$$[F] = [Z'] [A][L] = [R][V][L] \quad (3.13.)$$

Mit den Faktorenladungen können die Kommunalitäten der Variablen

$$(h_k)^2 = \sum_{p=1}^q (a_{kp})^2 \quad (3.14.)$$

bestimmt werden, das sind die Varianzanteile der Proben, die durch das Faktorenmodell mit einer entsprechenden Anzahl von Faktoren erklärt werden und so groß wie möglich sein sollen.

Zur besseren Anpassung an die Daten läßt man die Faktoren um einen optimalen Drehwinkel rotieren. Mann kann dabei nach dem Varimax-Kriterium vorgehen, wonach durch orthogonale Drehung der Faktoren die Varianz der Faktorenladungen maximiert wird oder nach dem Promax-Kriterium, bei dem anschließend an die Varimax-Rotation die Abstände der Proben zu den Faktoren minimiert werden, was in einer schiefwinkligen Drehung resultiert (oblique projection nach MANSON & IMBRIE, 1964):

$$[A_{var}] = [A][T] \quad (3.15.)$$

$$[T] = \begin{bmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix}$$

$\alpha = \text{Drehwinkel}$

$$[A_{obl}] = [A_{var}][T] \quad (3.16.)$$

Für Kompositionsdaten modifizierten KLOVAN & MIESCH (1976) und MIESCH (1976) die Methode zur erweiterten Q-Modus-Faktorenanalyse "extended Q-mode factor analysis", aus deren Ergebnissen mit dem Programm QMODEL Endglieder modelliert werden können. Durch die konstante Variablensumme kann man über Skalierungsfaktoren (scale factors) s_p , unter Berücksichtigung der Maximalwerte x_{max} und Minimalwerte x_{min} eine Normierung der Faktorenladungen und Faktorenwerte durchführen:

$$s_p = \left[c - \sum_{k=1}^m x_{min_k} \right] / \left[\sum_{k=1}^m f_{kp} (x_{max_k} - x_{min_k}) \right] \quad (3.17.)$$

$$c = \sum_{k=1}^m x_{ik} = \text{konstante Variablensumme}$$

Damit berechnet man die Kompositions-Faktorenladungen (composition loadings) a'_{ip} , welche die Proportionen der Endglieder bezüglich der Proben angeben:

$$a'_{ip} = \frac{(a_{ip}/s_p)}{\sum_{p=1}^q (a_{ip}/s_p)} \quad (3.18.)$$

und die Kompositions-Faktorenwerte (composition scores) der q Endglieder, f'_{kp} , welche die Kompositionswerte von Endgliedern in der Größenordnung der Variablen bestimmen:

$$f'_{kp} = s_p f_{kp} (x_{max_k} - x_{min_k}) + x_{min_k} \quad (3.19.)$$

Mit diesen Größen kann man die einzelnen Elemente der Datenmatrix [X] schätzen:

$$\hat{x}_{ik} = \sum_{p=1}^q a'_{ip} f'_{kp} \quad (3.20.)$$

Die Auswahl der Endglieder kann nach sechs verschiedenen Kriterien erfolgen. Endglieder sind

- 1) ursprüngliche Faktoren,
- 2) orthogonal rotierte Faktoren,

- 3) schiefwinkelig rotierte Faktoren,
- 4) Proben mit extremer Variablen-Komposition,
- 5) Proben mit extremer Zusammensetzung der Faktorladungen,
- 6) „theoretische“ externe Endglieder mit vorgegebener Variablenzusammensetzung.

Diese spezielle Variante der Faktorenanalyse erlaubt es, mit der geringstmöglichen Anzahl von Faktoren als Endglieder die Datenstruktur plausibel zu erklären, weiters die Zusammensetzung der Endglieder mit den Variablen über die Kompositionsfaktorenwerte auszudrücken und jede Probe mit den Kompositionsfaktorladungen im Polytop der Endglieder darzustellen.

Qualitätskriterien der Analyse sollten die geologisch sinnvolle Erklärbarkeit der Endglieder, weitgehend positive Kompositionsfaktorenwerte bei allen Faktoren, Beschreibung des größtmöglichen Teils der Datenvarianz und die weitgehende Übereinstimmung zwischen den Daten $\{x_{ik}\}$ und deren Schätzwerten durch das Faktorenmodell $\{\hat{x}_{ik}\}$ sein. Die Aussagekraft des Faktorenmodells läßt sich mit dem Faktor-Varianz-Diagramm darstellen. Dazu berechnet man ein Bestimmungsmaß (coefficient of determination) $(r_k)^2$, das Schätzwerte einer Variablen \hat{x}_{ik} für ihren Ausgangswert x_{ik} , das dem Quadrat des Korrelationskoeffizienten aus Daten und Schätzwerten dieser Variablen entspricht und den durch das Modell erklärten Varianzanteil der Variablen enthält:

$$(r_k)^2 = \frac{(s_{xk})^2 - (s_{(x-\hat{x})k})^2}{(s_{xk})^2} \quad (3.21.)$$

Im Faktor-Varianz-Diagramm werden die Varianzanteile der einzelnen Variablen gegen die Anzahl der Faktoren aufgetragen. Da die Bestimmung der Endglieder weitgehend von Proben mit extremer Zusammensetzung abhängt oder aus theoretischen Überlegungen folgt (externe Endglieder), können unrealistische negative Kompositionsfaktorladungen vorkommen. Bei derart strukturierten Datensätzen geben FULL et al. (1981; extended Q-model) und FULL et al. (1982; fuzzy Q-model) günstigere Ansätze zur Modellierung realistischer Endglieder, die zu positiven Kompositionsfaktorladungen führen sollen.

3.2. Ergebnisse

Um die Ausgangsgesteine der Flußsande zu rekonstruieren, wurden die Schwermineraldaten der gewichteten Gesamtfractionen 500–63 Mikron mit der erweiterten Q-Modus-Faktorenanalyse ausgewertet und mit den Referenzproben aus dem Anstehenden in der Umgebung der Flußläufe verglichen. Unter den verschiedenen Möglichkeiten, Endglieder zu modellieren, erwies sich die schiefwinklige Rotation der Faktoren (oblique projection) und eine teilweise nachfolgende leichte Modifikation zu externen Endgliedern in Annäherung an die Proben aus dem Anstehenden als ausreichend, da in den Kompositionsfaktorladungen der Proben nur wenige schwach negative Werte enthalten sind. Anschließend werden die auf die gleiche Weise gewonnenen Ergebnisse von Schwermineraldaten aus der alpinen Gosau (Oberkreide) und aus dem Variszikum von Westbulgarien (Oberdevon) vorgestellt.

3.2.1. Rezente Flußsande

3.2.1.1. Moldanubikum

Die ermittelten Endglieder aus zwei bis fünf extrahierten Faktoren sind im Endglieder-Faktoren-Entwicklungsmodell der Abb. 9 mit den wichtigsten Kompositionsfaktorenwerten dargestellt. Darin sind die Varianten mit drei und vier Faktoren geologisch am besten interpretierbar.

Das 2-Faktoren-Schema, welches bereits 86 % der Datenvarianz erklärt, führt im Vergleich mit den Gesteinen aus dem Anstehenden (s. Tab. 1b) zu einem „Granit“-Endglied mit den charakteristischen Variablen Apatit, Zirkon, Epidot-Alterit, idiomorpher Zirkon und Opakanteil sowie zu einem „Nicht-Granit“-Endglied, das hauptsächlich durch plutonische Hornblende, Granat und durchsichtige Minerale gekennzeichnet ist. Dieser Faktor teilt sich im 3-Faktoren-Schema in zwei Endglieder, „Diorit-Granodiorit“ mit den Variablen plutonische Hornblende, idiomorpher Zirkon, transluzente Minerale, Biotit und „Metamorphite“ mit Granat, metamorpher und plutonischer Hornblende, gerundetem Zirkon, transluzenten Mineralen. Im 4-Faktoren-Schema bildet sich zusätzlich ein „Granit-Granodiorit“-Endglied, das von Granit durch niedrigere Apatitwerte und höhere Gehalte an plutonischer Hornblende abweicht. Im 5-Faktoren-Schema bleiben davon nur mehr „Granit“ und „Diorit-Granodiorit“ erhalten. Zu „Granit-Granodiorit“ kommt ein höherer Granatgehalt, der sich dafür bei den „Metamorphiten“ verringert. Weiters spaltet sich von „Granit“ ein „Granit-Restit“-Endglied ab, das weniger Apatit, aber einen bedeutenden Granatanteil hat. Der erklärte Varianzanteil der Daten steigt auf knapp 93 %. Bei der Modellierung der Endglieder fällt auf, daß sich kein Endglied für reine Metamorphite bilden läßt. Die Beimengung plutonischer Hornblende ist charakteristisch für die Sandproben im Unterlauf des Kamp infolge Durchmischung plutonischer und metamorpher Alimentsgebiete, so daß dieser Effekt sich in abgeschwächter Form auf das Endglied dieser Proben auswirkt.

Zwischen modellierten Endgliedern und untersuchten Festgesteinen finden sich einige Unterschiede (s. Tab. 1b): In allen Endglieder-Varianten liegen Apatit leicht und Biotit bedeutend unter den Gehalten der Festgesteinsproben. Im Granit-Modell werden Zirkon, Epidot-Alterit und besonders der Opakanteil angereichert, im Diorit-Granodiorit-Modell plutonische Hornblende und durchsichtige Minerale, im Metamorphit-Modell Granat, plutonische Hornblende und durchsichtige Minerale. Damit ergeben die modellierten Endglieder durch den Prozeß der Aufarbeitung gefilterte Ausgangsgesteine, die sich optimal zur Rekonstruktion von Liefergebieten eignen.

Aus dem Faktor-Varianz-Diagramm in Abb. 10 geht hervor, daß die zur Kennzeichnung der Endglieder wichtigen Variablen mit Ausnahme von metamorpher Hornblende, Epidot-Alterit und Biotit bereits im 3-Faktoren-Schema mit ausreichenden Varianzanteilen repräsentiert sind und mit Ausnahme von Epidot-Alterit keine wesentlichen Verbesserungen im 4- und 5-Faktoren-Schema auftreten. Daher scheint die Darstellung der Kompositionsfaktorladungen der Proben im Dreiecksdiagramm der Abb. 11, in dem nur wenige negative Werte vorkommen, und damit das 3-Faktoren-Schema zur Herleitung der Flußsande aus den Liefergebieten am besten geeignet.

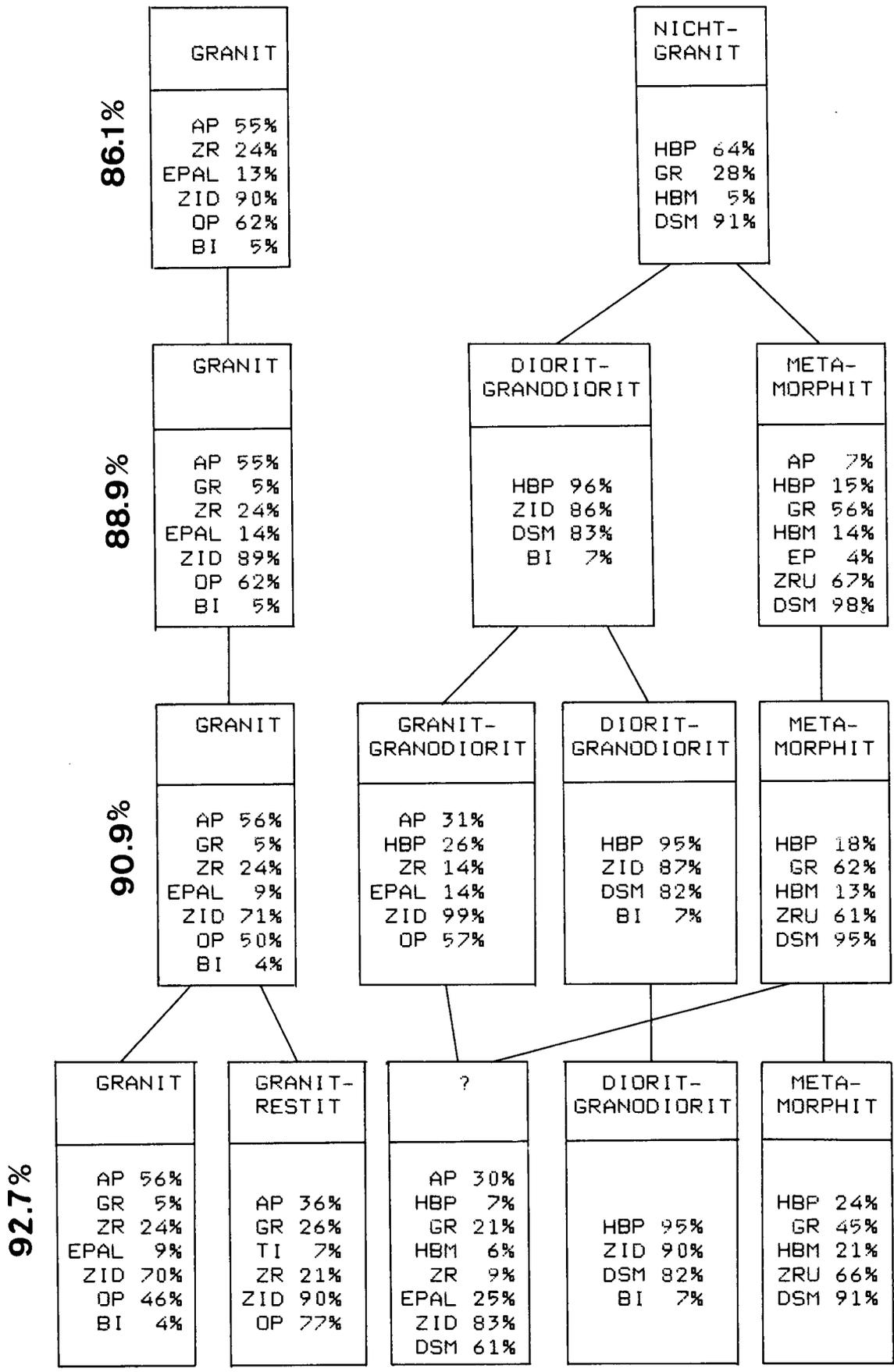


Abb. 9: Endglieder-Faktoren-Modell der Flußsande aus dem Moldanubikum mit zwei, drei, vier und fünf Endgliedern und deren wichtigsten Schwermineral-Kompositions-Faktorenwerten in Prozenten. Abkürzungen siehe Tab. 1a. Die Prozentwerte links von jeder Endglieder-Reihe geben die durch die entsprechende Anzahl der Faktoren erklärten Varianzanteile der Proben an.

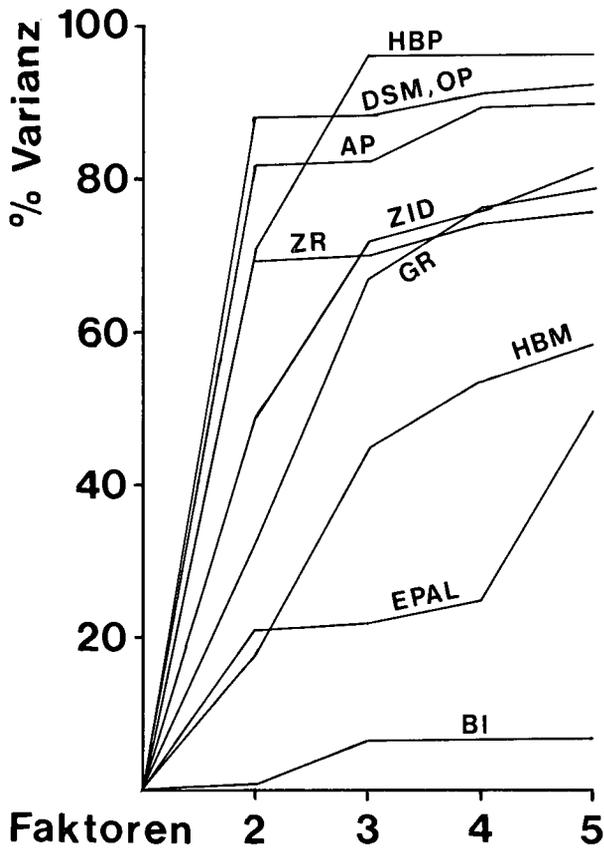


Abb. 10: Faktor-Varianz-Diagramm der für die Bestimmung der Endglieder in Abb. 9 wichtigen Variablen. Die Varianzanteile der einzelnen Variablen sind gegen die Zahl der Faktoren (Endglieder) aufgetragen.

Die Proben sind in Abb. 11 auf zwei Gruppen verteilt. Entlang der Aist, Zwettl und Kamp bis zum Dobra-Stausee herrscht generelle Granitvormacht mit geringer Beteiligung von Diorit-Granodiorit und metamorphen Restiten. Vom Dobra-Stausee kampabwärts finden wir eine Mischpopulation zwischen dem dioritisch-granodioritischen und dem metamorphen Endglied. Dies deckt sich gut mit den regionalgeologischen Verhältnissen: Aist, Zwettl und Kamp bis zum Dobra-Stausee fließen durch ein überwiegend granitisches Gebiet, so daß keine stärkere Durchmischung als vom Hinterland vorgegeben stattfinden kann und eine eventuelle Transportinstabilität von Mineralen durch den ständigen Nachschub ausgeglichen wird. Kampabwärts stehen der Rastenberger Granodiorit und anschließend verschiedene Metamorphite an, was im Flußabschnitt der Metamorphite zu einer Vermischung der beiden betreffenden Endglieder führt, wobei die Proben insgesamt betrachtet näher am dioritisch-granodioritischen Endglied, da von diesem ausgehend, liegen, während der Einfluß der flußaufwärts gelegenen Granite durch die Stauseen fast vollständig unterdrückt wird (vgl. Kap. 2.5.1.1.).

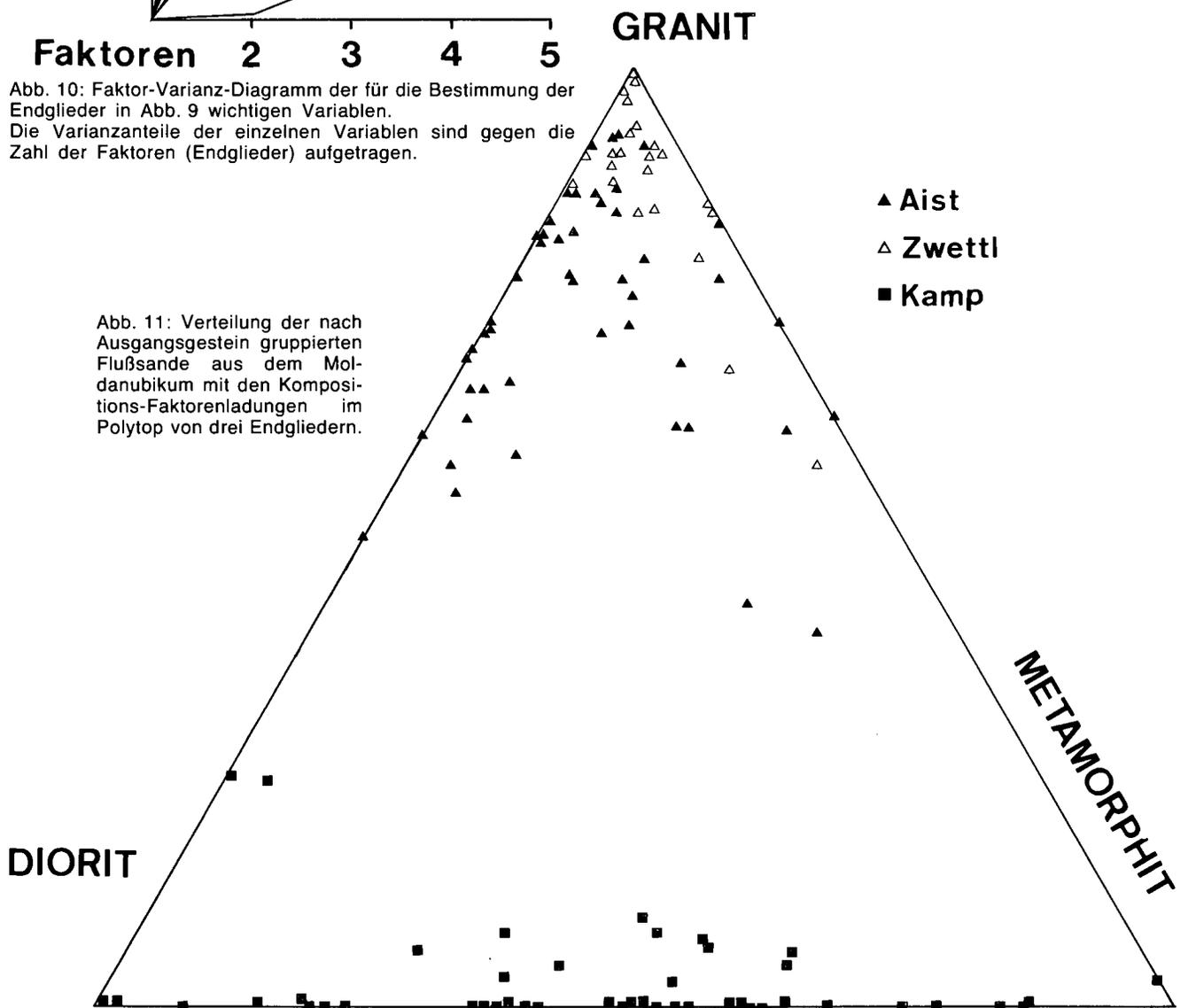


Abb. 11: Verteilung der nach Ausgangsgestein gruppierten Flußsande aus dem Moldanubikum mit den Kompositions-Faktorenladungen im Polytop von drei Endgliedern.

3.2.1.2. Steirisches Randgebirge und Steirisches Becken

Das Endglieder-Faktoren-Entwicklungsmodell in Abb. 12 wurde wiederum für zwei bis fünf Faktoren ausgerichtet. Auch hier läßt sich das 3-Faktoren-Schema geologisch am besten erklären, die entsprechenden

Endglieder bleiben nach den Kompositionsfaktorenwerten im 4- und 5-Faktoren-Schema beinahe unverändert.

Das 2-Faktoren-Schema erklärt 83,5 % der Datenvarianz. Es unterscheidet ein „Metamorphit“-Endglied mit Granat, Epidot und durchsichtigen Mineralen sowie ein „Vulkanit-Sediment“-Endglied aus Hornblende, Apatit,

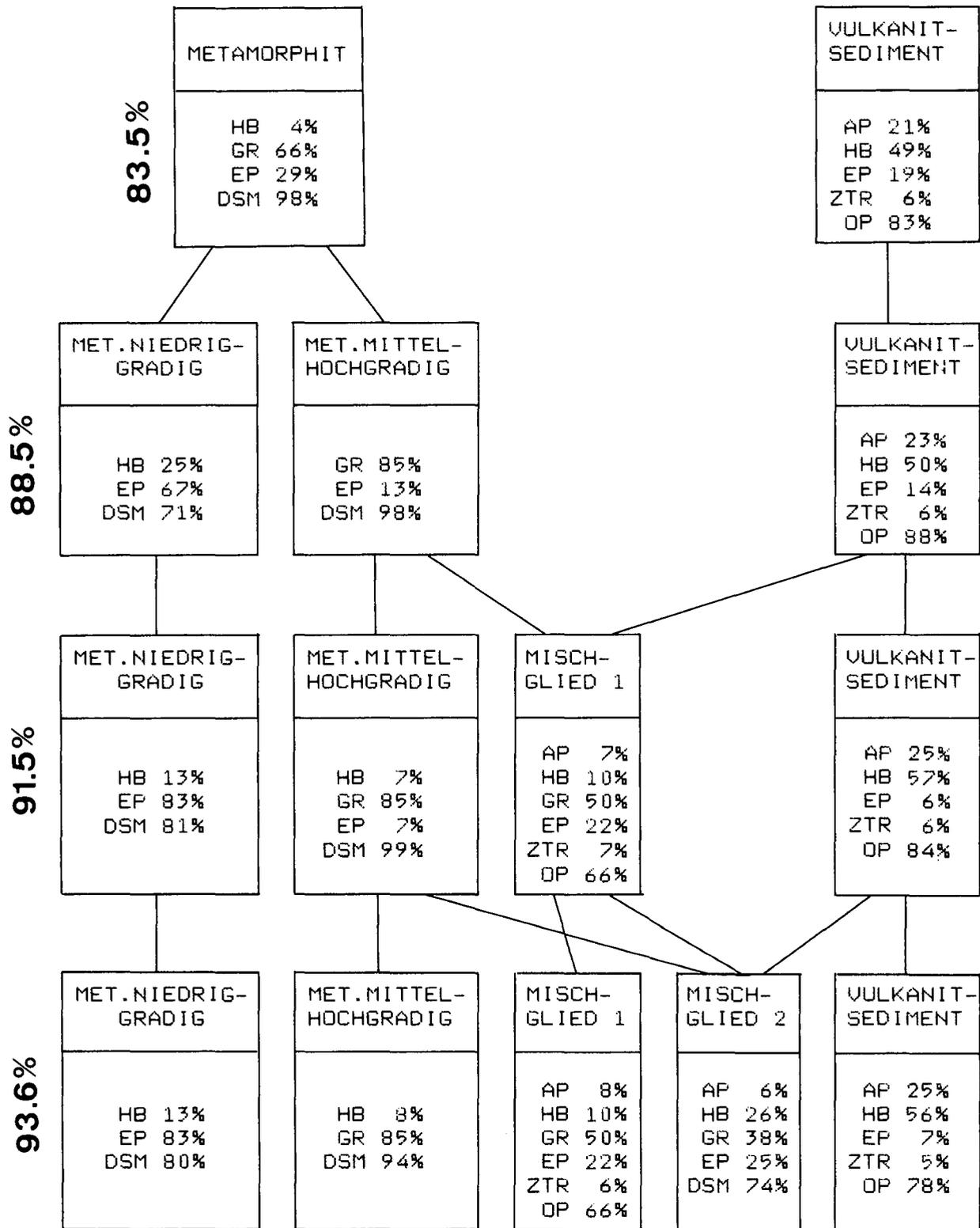
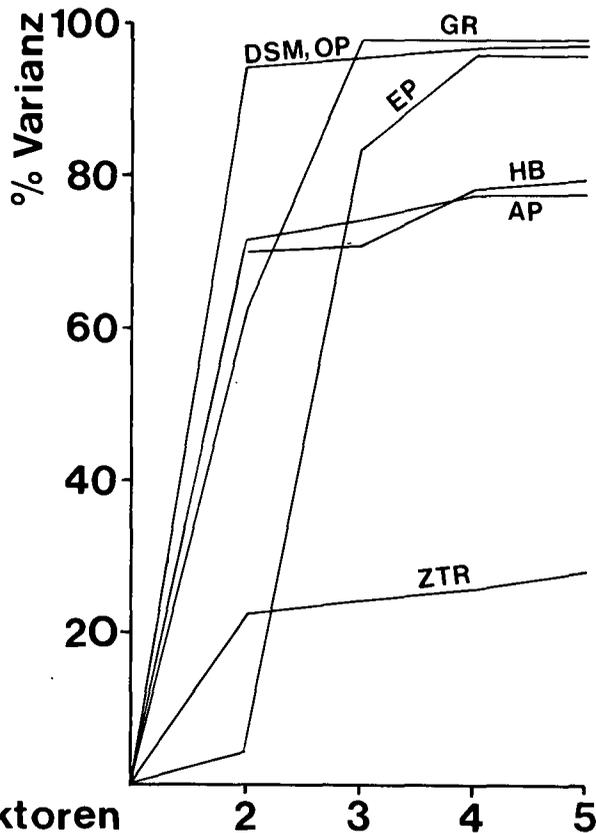


Abb. 12: Endglieder-Faktoren-Modell der Flußsande aus dem Steirischen Randgebirge, Grazer Paläozoikum und Steirischem Becken. Abkürzungen siehe Tab. 2a, Erläuterungen siehe Abb. 9.



Epidot, Zirkon-Turmalin-Rutil und Opakanteil (s. Tab. 2a). „Metamorphit“ gliedert sich im 3-Faktoren-Schema in die Endglieder „Metamorphit-niedriggradig“ mit Epidot, Hornblende und transluzenten Mineralen und „Metamorphit-mittel-hochgradig“ mit Granat, wenig Epidot, transluzenten Mineralen und etwas Disthen. Das 4-Faktoren-Schema generiert ein weiteres Endglied aus „Metamorphit-mittel-hochgradig“ und „Vulkanit-Sediment“, in dem Granat, Epidot, Hornblende, Apatit, Zirkon-Turmalin-Rutil und der Opakanteil die wichtigsten Komponenten bilden, was den Proben aus dem Unterlauf des Weizbaches bzw. seiner jungtertiären Umgebung nahekommt. Das 5-Faktoren-Schema bildet daraus noch ein Endglied mit weniger Granat, mehr Hornblende und durchsichtigen Mineralen. Somit geben die Endglieder im 3-Faktoren-Schema repräsentative Zusammensetzungen der Ausgangsgesteine bezogen auf die ursprünglichen Liefergebiete wieder, die von Aufarbeitungsprozessen weitgehend unberührt bleiben und diese erst im 4- und 5-Faktoren-Schema einbeziehen.

Im Faktor-Varianz-Diagramm der Abb. 13 sind bereits alle wichtigen Variablen, ausgenommen Zirkon-Turmalin-Rutil durch drei Faktoren mit hohen Varianzanteilen vertreten, so daß dieses Modell zur Beschreibung der Proben mit Kompositions-faktorenladungen ausreicht,

Abb. 13: Faktor-Varianz-Diagramm zu Abb. 12. Erläuterungen siehe Abb. 10.

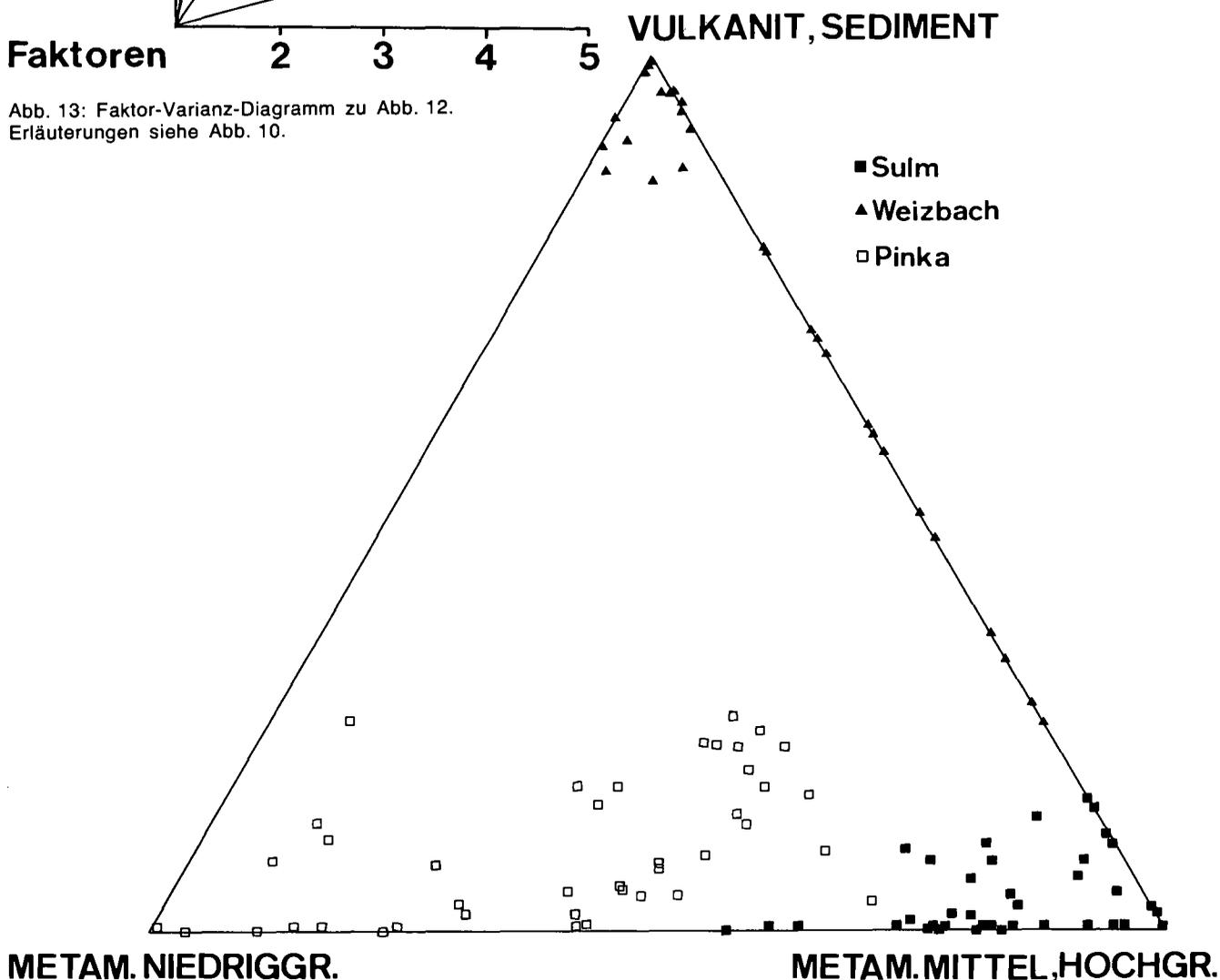


Abb. 14: Verteilung der nach Ausgangsgesteinen gruppierten Flußsande aus dem Steirischen Randgebirge, Grazer Paläozoikum und Steirischem Becken mit den Kompositions-Faktorenladungen im Polytop von drei Endgliedern.

deren Darstellung im Dreiecksdiagramm der Abb. 14 enthalten ist. Darin befinden sich alle Proben aus der Sulm nahe dem „Metamorphit-mittel-hochgradig“-Endpunkt mit vereinzelt etwas größeren Beimengungen von „Metamorphit-niedriggradig“. Die Proben aus dem Weizbach gruppieren sich im Oberlauf nahe um den „Vulkanit-Sediment“-Endpunkt und bilden im Unterlauf eine Mischreihe mit „Metamorphit-mittel-hochgradig“ ohne Beteiligung des dritten Endgliedes. Die Pinka streut ihre Proben breit vom „Metamorphit-niedriggradig“-Endpunkt bis weit in den „Metamorphit-mittel-hochgradig“-Bereich mit teilweise größeren Beimengungen des Endgliedes „Vulkanit-Sediment“. Die regional-geologischen Verhältnisse in den Einzugsgebieten der Flüsse bestätigen die Lage der Probenpunkte im Diagramm der Faktorenwerte (vgl. Kap. 2.2.). Hervorzuheben ist die starke Streuung in der Pinka, welche auf Mischungseffekten beim Durchfließen des Jungtertiärs und Quartärs beruht. Diese Durchmischung ist in der Sulm nur ansatzweise vorhanden und verweist auf die Dominanz des Hinterlandes der Koralpe. Im Weizbach und dessen Fortsetzung in der Raab bleibt in enger Abhängigkeit vom Wechsel des Hinterlandes von paläozoischen Vulkaniten und Sedimenten zu mittel- bis hochgradigen Metamorphiten im Radegunder Kristallin bzw. dessen jungtertiären Aufarbeitungsprodukten die Vermischung auf diese beiden Endglieder beschränkt.

Anhand der Beispiele von rezenten Flußsanden läßt sich nachweisen, daß die verwendete Methode zuverlässige Aussagen über die Zusammensetzung von Liefergebieten erlaubt. Die damit verbundene Betrachtung verschiedener großtektonischer Einheiten im Hinterland der Flüsse zeigt die variablen Möglichkeiten, die Herkunft sandiger Sedimente aus ihren Schwermineralspektren zu bestimmen.

3.2.2. Beispiele aus fossilen sandsteinführenden Sedimenten und Bezüge zur Plattentektonik

Mit der Analyse von Schwermineraldaten aus mesozoischen und paläozoischen Klastika wird untersucht, woraus sich die Endglieder im Vergleich zu den rezen-

ten fluviatilen Sedimenten zusammensetzen und welche Gemeinsamkeiten abgeleitet werden können. Unterschiede zwischen fossilen Schwermineralspektren kann man zusätzlich zum regionalen Aspekt in rezenten Spektren auch in ihrer zeitlichen Abfolge betrachten. Rückschlüsse auf Veränderungen im Hinterland in Abhängigkeit von Zeit und Raum werfen die Frage nach der Konsistenz mit plattentektonischen Konzepten auf.

3.2.2.1. Alpine Gosau

Die zu großen Teilen klastischen Gesteine der alpinen Gosau sind orogene Sedimente, die während der alpidischen Gebirgsbildung in Oberkreide und Alttertiär abgelagert wurden. Die stratigraphisch jüngsten Sedimente im Bereich der Nördlichen Kalkalpen gelten im Ostalpenraum als „klassisches“ Beispiel, Veränderungen im Hinterland eines Sedimentbeckens infolge orogener Bewegungen aus dem Umschlag des Schwermineralspektrums nachzuweisen (vgl. WOLETZ, 1963, 1967; OBERHAUSER, 1980 cum lit.): Bis ins Untercampan sind Chromspinell und Zirkon, die sich aus „basischen Eruptiva“ herleiten, die Leitminerale, nach einer tektonischen Diskordanz im Zuge der intragosauischen Gebirgsbildungsphase dominiert Granat aus einem metamorphen Hinterland. Daran knüpfen sich zusammen mit anderen geologischen Befunden in der Interpretation plattentektonische Szenarios zur Rekonstruktion der orogenen Vorgänge (z. B. DIETRICH, 1976; DIETRICH & FRANZ, 1976; ROEDER & BÖGEL, 1978; TOLLMANN, 1978, 1980; FRISCH, 1979; OBERHAUSER, 1980).

Zur statistischen Auswertung wurden die Schwermineraldaten von 111 Proben aus WOLETZ (1963), beschränkt auf die Kreidevorkommen Muttekopf, Brandenburg, Gosau, Gams, Grünbach und Südlicher Wienerwald ausgewählt (s. Abb. 15). Auf die Hinzunahme weiterer Proben wurde verzichtet, da einerseits die wichtigsten aus den Gosausedimenten bekannten Variationen der Schwermineralführung in diesem Datensatz enthalten sind und andererseits gerade bei der Übernahme quantitativer publizierter Angaben auf deren einheitliches Zustandekommen, wenn möglich durch einen Bearbeiter, zu achten ist.

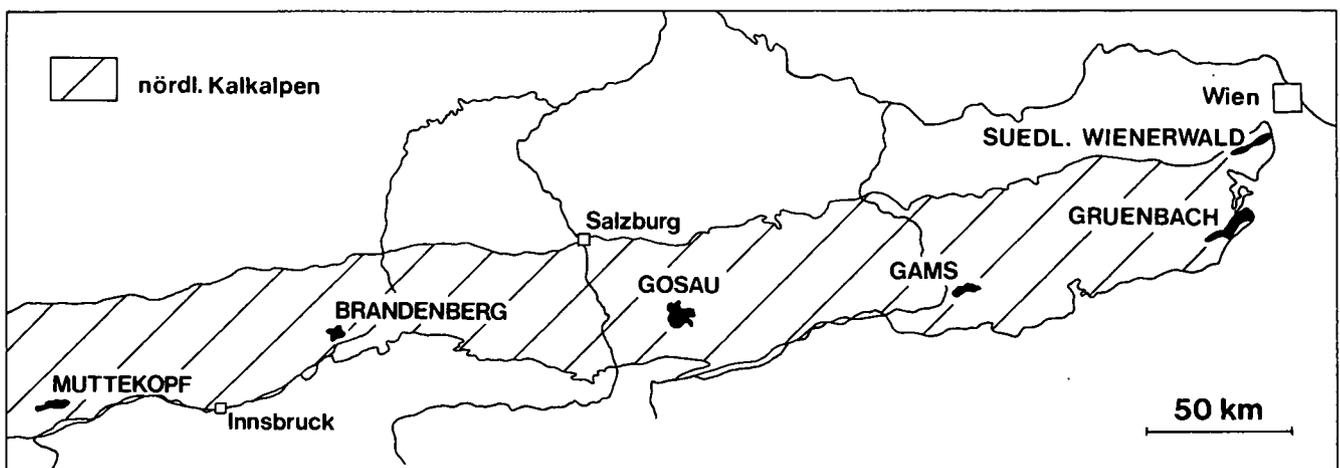


Abb. 15: Lage der untersuchten Gosau-Vorkommen.

Tabelle 3: Schwermineralspektren der Gosau-Sedimente in der höheren Oberkreide nach den Daten von WOLETZ (1963). AP (Apatit) + CR (Chromspinell) + GR (Granat) + EP (Epidot/Zoisit) + CD (Chloritoid) + MHM (übrige Schwerminerale aus mittel- bis hochgradigen Metamorphiten) + TU (Turmalin) + ZR (Zirkon) + RU (Rutil) + RES (Rest: Brookit, Anatas, Titanit, Monazit, Hornblende) = 100 %. DSM (durchsichtige Minerale) + OP (Opakanteil) + BC (Biotit/Chlorit) = 100 %. n = Probenzahl; \bar{x} = arithmetisches Mittel; s = Standardabweichung, p = Wahrscheinlichkeit des Vorliegens einer statistischen Normalverteilung.

		AP	CR	GR	EP	CD	MHM	TU	ZR	RU	RES	DSM	BC	OP
Maastricht n = 27	\bar{x}	11.3	0.2	43.8	3.1	2.3	0.1	9.8	17.3	11.5	0.6	60.1	10.7	29.2
	s	19.3	0.6	32.1	11.3	3.1	0.3	8.2	13.7	4.8	1.3	18.0	11.8	13.5
	p	0	-	0.36	-	-	-	0.76	0.76	0.42	-	0.99	0.05	0.94
O. Campan n = 24	\bar{x}	19.5	1.6	21.4	1.4	9.6	0.7	8.6	27.5	8.3	1.4	45.3	12.9	41.8
	s	18.5	3.2	21.4	4.2	13.4	2.1	6.3	20.2	7.0	2.4	15.2	13.6	16.6
	p	0.12	-	0.57	-	0.14	-	0.46	0.41	0.49	-	0.77	0.18	0.79
U. Campan n = 23	\bar{x}	4.6	15.4	3.5	0.1	0.7	-	19.8	40.0	15.5	0.4	43.8	16.2	40.0
	s	4.0	28.8	3.9	0.4	0.9	-	10.8	18.8	8.6	1.3	17.5	13.4	20.2
	p	0.53	0	0.41	-	-	-	0.86	0.85	0.99	-	0.96	0.77	0.36
Santon n = 37	\bar{x}	3.1	63.9	4.4	0.4	1.3	0.1	8.9	13.5	3.8	0.6	50.8	2.7	46.5
	s	4.5	24.8	5.2	1.6	1.6	0.2	9.1	12.4	5.1	1.1	20.2	2.4	19.8
	p	-	0.11	-	-	-	-	0.03	0.02	-	-	0.99	-	0.96

Die Kornprozentanteile der einzelnen Schwerminerale sind stratigraphisch gruppiert mit dem arithmetischen Mittel (\bar{x}), zugehöriger Standardabweichung (s) und Wahrscheinlichkeit (p) des Vorliegens einer statistischen Normalverteilung (vgl. Kap. 2.5.1.) in Tab. 3 angeführt. Die älteste (Santon) und jüngste (Maastricht) Probengruppe zeigen die erwartete Chromspinell- bzw. Granatvornacht, während im Campan Zirkon mit einem schwächeren Maximum das Leitmineral stellt, begleitet von Turmalin, Rutil und unregelmäßig verteiltem Chromspinell im Untercampan bzw. von Granat und Apatit im Obercampan.

Die Auswertung mit der erweiterten Q-Modus-Faktorenanalyse brachte folgende Ergebnisse: Das Endglieder-Faktoren-Modell in Abb. 16 unterscheidet zunächst durch zwei Faktoren „Ophiolith“ mit Chromspinell und „Nicht-Ophiolith“ ohne Chromspinell. Aus dem „Nicht-Ophiolith“-Endglied werden im 3-Faktoren-Schema, das 83 % der Datenvarianz erklärt, „Metamorphit“ mit einer Vormacht von Granat und transluzenten Mineralen und „Maturität³⁾-Granit“ mit Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit und Opakanteil. Das 4-Faktoren-Schema ist nicht stabil und liefert wegen der teilweise hohen negativen Faktorladungen und Faktorenwerte keine sinnvollen Ergebnisse. Im 5-Faktoren-Schema bleiben „Ophiolith“ und „Metamorphit“ erhalten, zusätzlich entstehen die neuen

Endglieder „Maturität“ mit Zirkon, Turmalin, Rutil und Opakanteil, „Granit“ mit Apatit, Zirkon, Turmalin, Chlorit-Biotit und einer Beimengung von Chloritoid als Fremdkomponente sowie „Ophiolith-Apatit“. Es zeigt sich, daß bei der Rekonstruktion der Alimentationsgebiete neben den durch Granat und Chromspinell charakterisierten Endgliedern auch „Maturität-Granit“ zu berücksichtigen ist. Da nach dem Faktor-Varianz-Diagramm in Abb. 17 die betreffenden Minerale noch nicht zufriedenstellend erklärt sind (unter 50 % gegenüber 83 % der Gesamtvarianz), muß auch das 5-Faktoren-Schema in die Betrachtung einbezogen werden, in dem „Maturität“ und „Granit“ als Endglieder erhalten sind. Leider liegen keine Angaben über den Rundungsgrad der Zirkone vor, womit die Zuordnung zur Maturität durch gerundeten und „Granit“ durch idiomorphe Körner präzisiert werden könnte. Die weitere Differenzierung führt zu keiner grundlegenden Veränderung des 3-Faktoren-Schemas, weshalb dieses Grundlage der Interpretation bleibt.

Bei der Übersetzung der mathematisch modellierten Endglieder in konkrete Liefergebiete lassen sich „Ophiolith“ und „Metamorphit“ in Übereinstimmung mit den oben zitierten Arbeiten auf ozeanische Krustenbereiche bzw. das ostalpine Kristallin beziehen. Hingegen kann der Herleitung von Zirkon und damit auch von Turmalin, Rutil und Apatit aus Eruptivgesteinen (WOLETZ, 1963) nicht zugestimmt werden. Das zugehörige Endglied mit der Maturität- und Granitkomponente legt eher ein kratonisches Hinterland nahe, aus dem reifer und sauer-plutonischer Detritus in ein Sedimentbecken transportiert wird (vgl. Kap. 3.1.2.). Entsprechende heute noch nachweisbare Gesteinskomplexe ausreichender Größe, die während der Oberkreide als Abtragungsge-

³⁾ Zum Begriff Maturität ist anzumerken, daß prinzipiell zwischen mitgebrachter Maturität, die sich auf das Liefergebiet bezieht, und in situ-Maturität als Diageneseerscheinung zu unterscheiden ist. Wegen der Affinität der reifen Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil zu dem diagenesesensiblen Apatit und der generellen Variabilität der Schwermineralspektren wird der sich auf die Verhältnisse im Hinterland beziehenden Deutung der Vorzug gegeben (vgl. HUBERT, 1960).

biet in Frage kamen, sind die Böhmisches Masse mit dem südböhmischen Granitpluton und das Mittelpenninikum (Briançonnais) mit dem Zentralgneis des Tauernfensters, Tasnagranit des Unterengadiner Fensters und Sulzfluhgranit des Gargellen Fensters.

Die Dreiecksdarstellung der Proben bezogen auf ein Polytop mit drei Endgliedern zeigt in Abb. 18 folgende zeitliche Entwicklung: Während des Santon liegt der Schwerpunkt bei chromspinellreichem Detritus aus

Ophiolithen mit teilweise großer Beteiligung eines kratonischen Hinterlandes. Im Untercampan verlagert sich das Hinterland zum größeren Teil in kratonische Gebiete, nur vereinzelt treten Ophiolith-Maxima auf. Der kratonische Einfluß bleibt auch noch im Obercampan erhalten. Dazu kommt ein metamorphes Liefergebiet, das ab dem Maastricht zu dominieren beginnt. Zwischen der allgemein bekannten Umstellung der Ablagerungsräume von Chromspinell- auf Granatführung ist also für

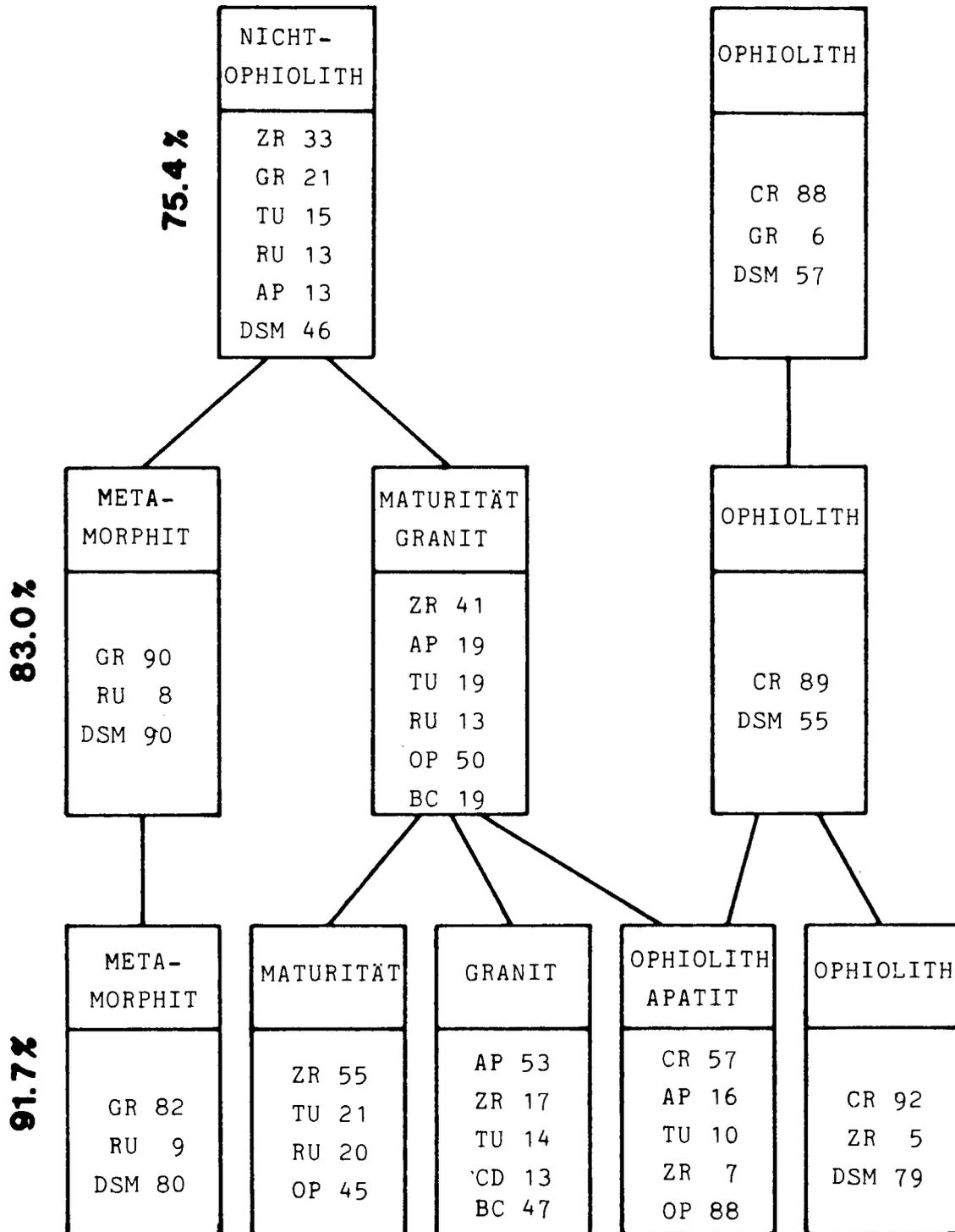


Abb. 16: Endglieder-Faktoren-Modell der untersuchten Gosau-Vorkommen mit zwei, drei und fünf Endgliedern und deren wichtigsten Schwermineral-Kompositions-Faktorenwerten in Prozenten. Abkürzungen siehe Tab. 3, Erläuterungen siehe Abb. 9.

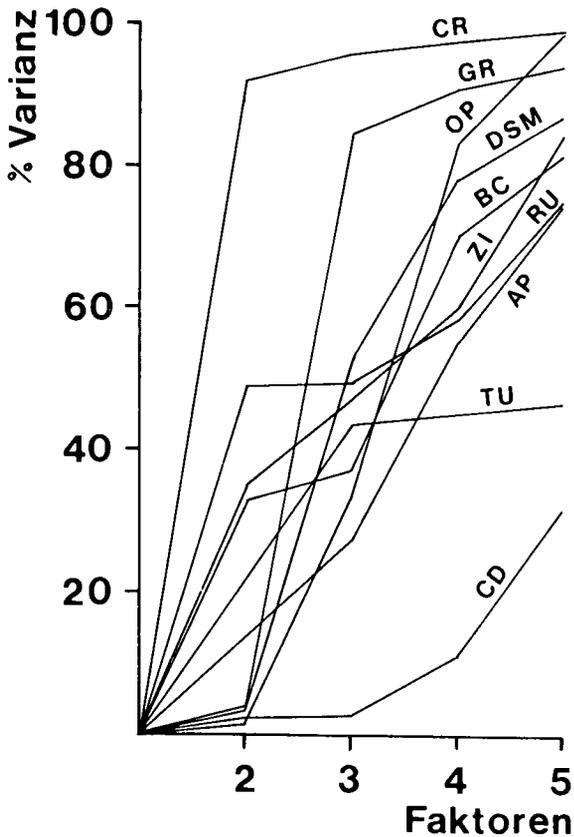


Abb. 17: Faktor-Varianz-Diagramm zu Abb. 16. Erläuterungen siehe Abb. 10.

das Campan ein Zirkon-Turmalin-Rutil-Apatit-Spektrum charakteristisch.

Aus dem Endglieder-Modell können allgemein folgende Stadien der plattentektonischen Entwicklung des Hinterlandes abgeleitet werden:

- 1) Konvergenzstadium mit einem Subduktionskomplex → ophiolitischer Detritus.
- 2) Stadium mit einer passiven kontinentalen Plattform → kratonischer Detritus.
- 3) Kollisionsstadium mit isostatischem Ausgleich → metamorpher Detritus.

In Modellen der plattentektonischen Entwicklung des Ostalpenraumes gilt Chromspinell als Indikator einer Subduktionszone, abgetragen von einem Stauwulst mit Gesteinen ozeanischer Kruste nördlich des Ostalpins. Vor Beginn der Gosau-Sedimentation finden wir Chromspinell in den höchsten stratigraphischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen aus höherer Unter- und tiefer Oberkreide (Roßfeldschichten, Tannheimer Schichten, Grabenwaldschichten, vgl. WOLETZ, 1970). In den Roßfeldschichten tritt dazu noch Hornblende, wobei FAUPL & TOLLMANN (1979) neben grüner auch basaltische Hornblende (Kärsutit) beschreiben, die basischen Vulkanismus anzeigt. Die Annahme einer generellen Mate-

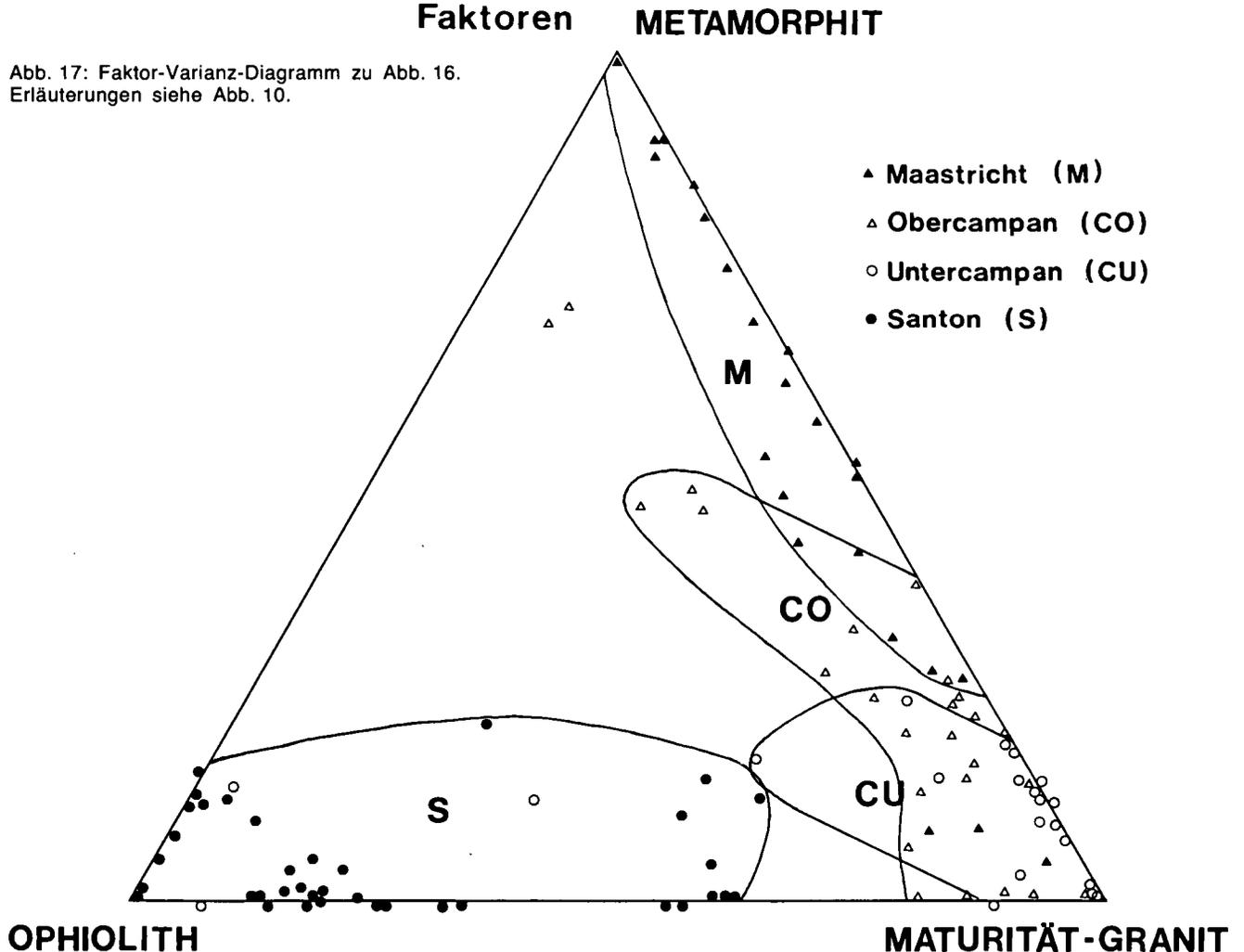


Abb. 18: Verteilung der stratigraphisch gruppierten Proben aus den untersuchten Gosau-Vorkommen mit den Kompositions-Faktorenladungen im Polytop von drei lithologischen Endgliedern. Schwach negative Faktorenladungen sind knapp außerhalb der gegenüberliegenden Dreieckskante gekennzeichnet.

rialzufuhr aus Süden läßt sich nur durch Grobklastika (z. T. Gleitschollen) belegen. DIETRICH (1976) und DIETRICH & FRANZ (1976) nehmen eine vom Cenoman bis ins Eozän reichende Subduktionsphase ozeanischer Kruste im penninischen Raum an, während deren Anfangsstadium Chromspinell von Norden in die Gosauseimente gelangt, halten aber im Gegensatz zu WOLETZ (1963, 1980) fest, daß hochkretazische und alttertiäre Klastika der Gosau kaum ophiolitischen Detritus enthalten. Die Veränderungen der Schwermineralspektren bleiben in diesem Modell unberücksichtigt. OBERHAUSER (1968, 1973, 1980) geht davon aus, daß die weitere Entwicklung in der Gosau vom ostalpinen Hinterland im Süden gesteuert wurde und erklärt so den Granatreichtum ab dem Obercampan.

Das plattentektonische Konzept von FRISCH (1979) läßt sich besser mit den vorgelegten Ergebnissen vereinbaren. Danach öffnet sich gleichzeitig mit der Subduktion des südpenninischen Piedmont-Ozeans der nordpenninische Valais-Ozean, wodurch die mittelpen-

ninische Briançonnais-Platte gegen die adriatische Platte, die das Ostalpin enthält, nach Süden drifftet, schließlich mit ihr kollidiert und überschoben wird. Diese Kollision mit dem Zuschub des Piedmont Ozeans würde sowohl die Beendigung der Chromspinellschüttung erklären als auch den zunehmenden Schwermineralanteil aus einem kratonischen Liefergebiet, der damit aus der nördlich gelegenen Briançonnais-Platte vor und während deren Subduktion zu beziehen ist (vgl. Abb. 19). Aus den Schwermineral-Endgliedern „Maturität-Plutonit“ bzw. „Plutonit“ sprechen dafür die generelle Hinweis auf saure Plutonite, die im Mittelpenninikum häufig vorkommen, beispielsweise die Zentralgneise des Tauernfensters (vgl. die petrologischen Befunde von KARL, 1959). Ein weiteres Indiz ist der hohe Biotit-Chlorit-Anteil, man vergleiche damit die bereits vormalmisch chloritisierten Tasna- und Sulzfluhgranite, die auch als Olistholithe im Wildflysch des Ultrahelvetikums und des Engadiner Fensters auftreten (STAUB & CADISCH, 1921; CADISCH, 1946; FREIMOSER, 1972; BERTLE, 1974) und

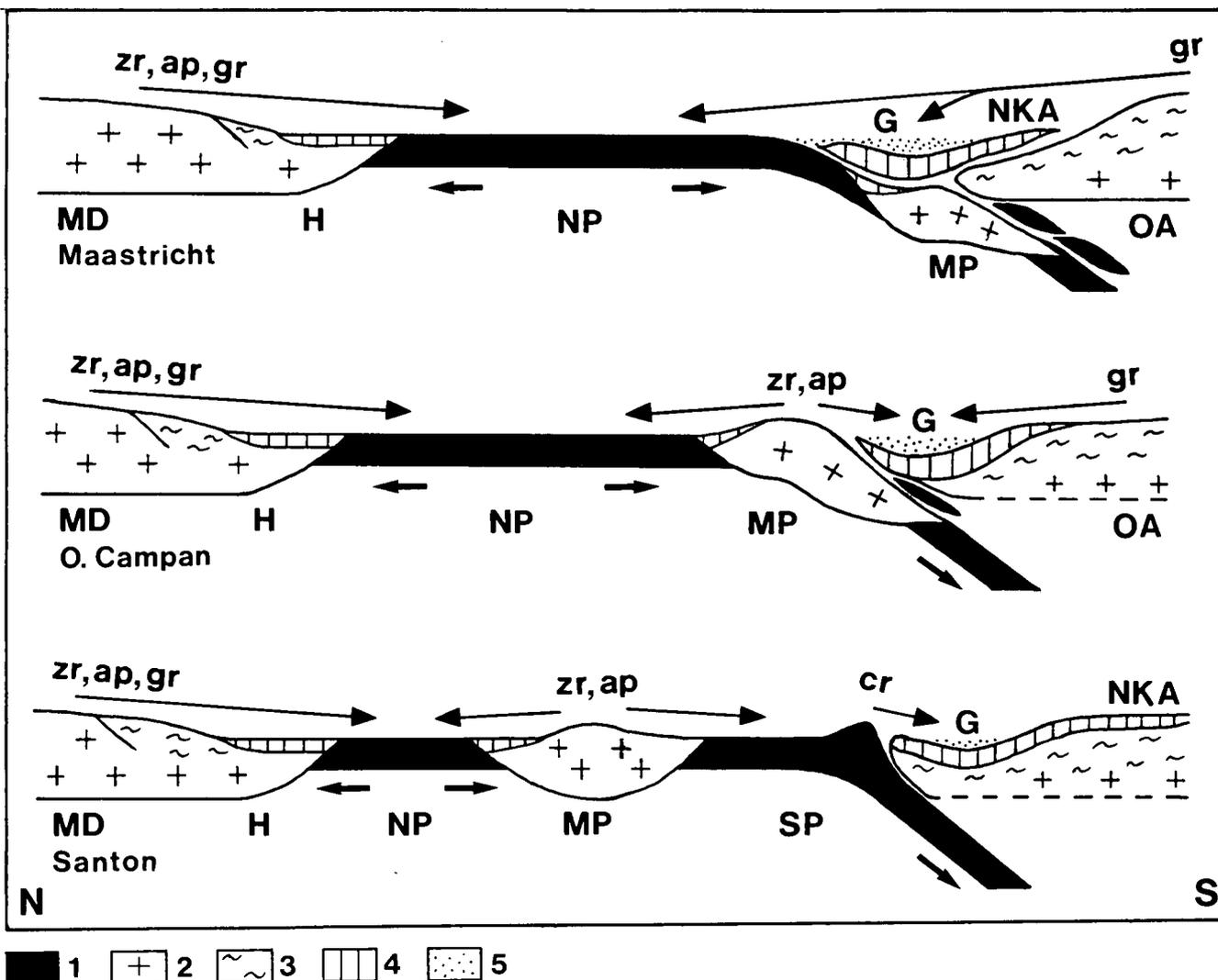


Abb. 19: Modell der plattentektonischen Entwicklung im Ostalpenraum während der höheren Oberkreide aus den mit der erweiterten Q-Modus-Faktorenanalyse ermittelten Liefergebieten der Gosau-Sedimente. MD = Moldanubikum; H = Helvetikum; NP = Nordpenninikum; MP = Mittelpenninikum; SP = Südpenninikum; OA = Oberostalpin; NKA = Nördliche Kalkalpen; G = Gosau. 1 = ozeanische Kruste; 2 = Plutonite; 3 = Metamorphite; 4 = Sedimente; 5 = Gosau-Sedimente (2-5: kontinentale Kruste). Abkürzungen der Schwerminerale siehe Tab. 3.

nach FRISCH (1984) aus dem Mittelpenninikum oder Unterostalpin zu beziehen sind. Ob Chloritoid ebenfalls aus dem Mittelpenninikum stammen kann, bleibt offen. Durch die Kollision kommt es zu größeren tektonischen Bewegungen im Ostalpin der adriatischen Platte, die zur starken Absenkung der Gosaubecken und zur Freilegung von Altkristallinaren im Zuge der Deckenbewegungen der Nördlichen Kalkalpen führen, was die Anlieferung metamorpher Schwerminerale ab dem Obercampan ermöglicht. Demnach müßte die intragosauische Phase im Zusammenhang mit der Kollision stehen und das Ende der dritten Entwicklungsperiode nach FRISCH (1979) mit der Schließung des Piedmont-Ozeans zwischen hohem Unter- und tiefem Obercampan anzusetzen sein. Mit der generellen Granatvormacht, die sich im Maastricht einstellt, ist das Mittelpenninikum vollständig überschoben.

WEIDICH (1984) nimmt bereits während des Santon und Untercampan einen Sedimenttransport aus Süden an, da nördlich des Sedimentationsraumes der Gosau eine Schwellenregion (Oberndorfer Schwelle) und eine bathyale Entwicklung (Branderfleck-Schichten) zumindest im Westteil der Nördlichen Kalkalpen anschließen, weshalb der Transport von ophiolithischem und kratonischem Material aus weiter nördlich gelegenen Gebieten schwer möglich erscheint. Nach ROEDER (1976) erfolgt der Sedimenttransport in die ältere Gosau ebenfalls aus Süden, aus dem dinarischen Raum.

Die Ähnlichkeit der Schwermineralspektren von rhodanubischem Flysch und Gosau mit zunehmenden Granatgehalten im Obercampan und Maastricht könnte auf eine Verbindung der beiden Ablagerungsräume in diesem Zeitraum rückzuführen sein (s. DIETRICH, 1976). Eine andere Möglichkeit wäre die Abtragung der metamorphen Hüllserie des südböhmischen Granitplutons, aus dem NIEDERMAYER (1966) die Zirkon-Spektren des Wienerwald-Flysch herleitet.

Die Subduktion des nordpenninischen Valais Ozeans läßt sich in gleicher Weise mit Chromspinell im Eozän der Gosau nachweisen (s. WOLETZ, 1963, 1980), wenn auch in abgeschwächter Form, da gleichzeitig die Granatzufuhr aus dem Ostalpin anhält. Chromspinell ist auch aus dem Paleozän der oberbayrischen Tratenbachschichten bekannt, fehlt aber im Ostteil des rhodanubischen Flysches. Im Nordhelvetikum der Westalpen führt der obereozäne bis unteroligozäne Tavayannaz-Sandstein vorwiegend basaltischen bis andesitischen Detritus mit einem Schwermineralspektrum, in dem Hornblende und Pyroxen vorherrschen, was auf eozänen Vulkanismus hinweist (vgl. VUAGNAT, 1952; MARTINI, 1968; DIETRICH, 1976).

3.2.2.2. Variszische Klastika aus Westbulgarien

Aus den klastischen Sedimenten des Devon und Karbon der Kraistiden in Westbulgarien, die vor der variszischen Orogenese abgelagert wurden, liegen Schwermineraldaten aus einem etwa 350 Meter mächtigen Profil bei Berende (s. Abb. 20), das Mittel- und Oberdevon enthält und zur Katina-Formation gehört, vor (SPASSOV et al., 1978; SPASSOV, 1983; HOLZER et al., in Vorb.). In dem Profil, das tektonisch durch eine Störung in zwei Abschnitte zerfällt, lassen sich entsprechend der tekto-

nischen und stratigraphischen Position zwei Schwermineralspektren unterscheiden (s. Tab. 4, Abb. 20): Im liegenden Teil überwiegt ein reifes Spektrum, während im hangenden Teil Apatit- und Granatvormacht mehrmals wechseln.

Die Auswertung mit der erweiterten Q-Modus-Faktorenanalyse erfolgte analog den bereits angeführten Beispielen und führte zu folgenden Ergebnissen:

Die tektonische und stratigraphische Zweiteilung des Profils ist im 2-Faktoren-Schema des Endglieder-Faktoren-Entwicklungsmodells der Abb. 21 enthalten. Ein „Maturität“-Endglied (vgl. Anmerkung 3, Kap. 3.2.2.1.) (Zirkon, Turmalin, Rutil, gerundeter Zirkon, Opakanteil) steht einem „Plutonit-Metamorphit“-Faktor (Apatit, Granat, idiomorpher Zirkon, durchsichtige Schwerminerale) gegenüber. Aus dem zweiten Endglied entstehen im 3-Faktoren-Schema ein „Plutonit“-Endglied mit Apatit, idiomorphem Zirkon, Opakanteil und ein „Gneis“-Endglied mit Granat, Apatit, idiomorphem Zirkon und durchsichtigen Mineralen. Der hohe Anteil an idiomorphem Zirkon dürfte die Beteiligung von Orthogneisen bei den Metamorphiten anzeigen. Die Berechnung von mehr als drei Faktoren bringt keine weiterreichenden Ergebnisse, da die Kompositionsfaktorenladungen und Kompositionsfaktorenwerte zum Teil hohe negative Werte aufweisen und keine geologische Interpretation erlauben. Außerdem erklärt das 3-Faktoren-Schema mit 93 % den größten Teil der Datenvarianz. Auch im Faktor-Varianz Diagramm der Abb. 22 sind bei drei Faktoren bis auf

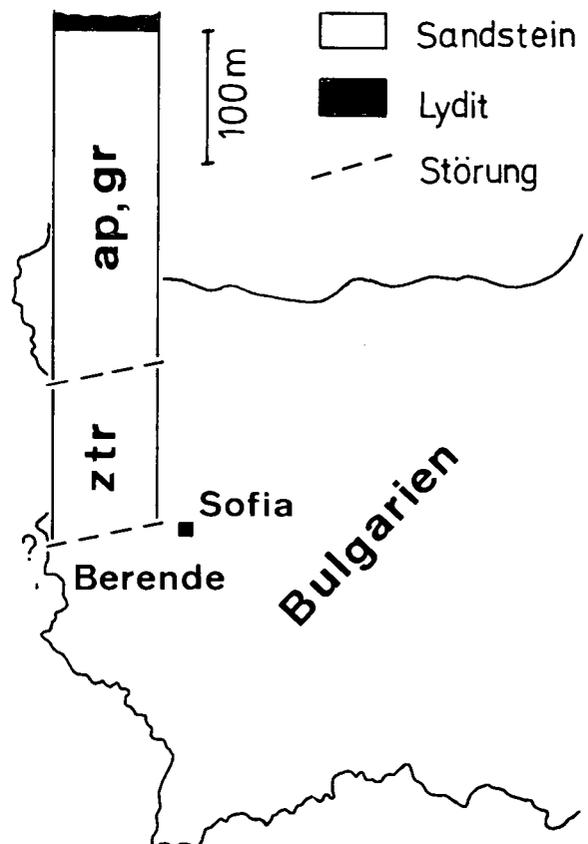


Abb. 20: Das Profil Berende im Devon der Kraistiden, Westbulgarien, mit seiner Schwermineralführung. ap = Apatit; gr = Granat; ztr = gerundeter Zirkon + Turmalin + Rutil (vgl. Tab. 4).

Tabelle 4: Schwermineralspektren von Sandsteinen aus dem Profil Berende.

AP (Apatit) + GR (Granat) + LM (Minerale aus niedriggradigen Metamorphiten, hauptsächlich Epidot, Chloritoid) + TU (Turmalin) + ZR (Zirkon gesamt) + RU (Rutil) + RES (Rest: Titanit, Brookit-Leukoxen, Anatas) = 100 %, ZID (idiomorpher Zirkon) + ZRU (gerundeter Zirkon) = 100 %, DSM (durchsichtige Minerale) + OP (Opakanteil) = 100 %.
 n = Probenzahl; \bar{x} = arithmetisches Mittel; s = Standardabweichung, p = Wahrscheinlichkeit des Vorliegens einer statistischen Normalverteilung.

		AP	GR	LM	TU	ZR	RU	RES	ZID	ZRU	DSM	OP
Berende, liegend n = 28	x	6.6	9.4	0.8	8.0	68.6	5.1	1.5	11.5	88.5	27.4	72.6
	s	9.9	18.7	1.4	4.7	23.1	3.3	1.9	8.2	8.2	10.5	10.5
	p	0.04	0		0.42	0.14	0.93		0.20	0.20	0.80	0.80
Berende, hangend n = 69	x	38.1	44.3	1.1	3.9	11.3	0.5	0.8	59.9	40.1	48.8	51.2
	s	16.2	19.4	1.6	2.5	6.9	1.0	1.2	13.8	13.8	22.9	22.9
	p	0.45	0.80		0.15	0.11			0.61	0.61	0.09	0.09
Berende, gesamt n = 97	x	29.0	34.3	1.0	5.1	27.8	1.8	1.0	45.9	54.1	42.6	57.4
	s	20.4	24.7	1.5	3.8	29.2	2.8	1.5	25.1	25.1	22.2	22.2

Turmalin alle im Endgliedermodell angeführten Variablen mit hohen Varianzanteilen enthalten.

Die Position der Proben im Endglieder-Polytop gibt das Dreiecksdiagramm in Abb. 23 wieder. Die Proben aus dem Liegendteil befinden sich vom Endglied „Maturität“ ausgehend größten Teils an der Dreieckskante zu „Plutonit“, wobei der Plutonit-Anteil 40 % nicht überschreitet. Die Proben aus dem Hangenden liegen zwischen „Plutonit“ und „Gneis“ unter geringer Beteiligung von Maturität (bis 25 %). Das homogene Spektrum im Liegenden ist demnach aus einem kratonischen Liefergebiet, das reife Sedimente und Abtragungsprodukte

von Plutoniten bereitstellt, abzuleiten. Der Umschlag des Spektrums und die größere Variabilität im Hangenden lassen auf eine Reaktivierung und/oder Änderung des Hinterlandes schließen, in dem nunmehr saure Plutonite und Gneise abgetragen werden. Die Tendenz der Sedimentanlieferung aus Metamorphiten nimmt gegen das Hangende zu. Nach der Ablagerung von Lyditen, die das untersuchte Profil im Hangenden begrenzen, ist die Umgestaltung des Hinterlandes weitgehend abgeschlossen. An anderen Lokalitäten (Giginci, Selišde Dol, vg. HOLZER et al., in Vorb.) besteht das Schwermineralspektrum über den Lyditen, altersmäßig wahr-

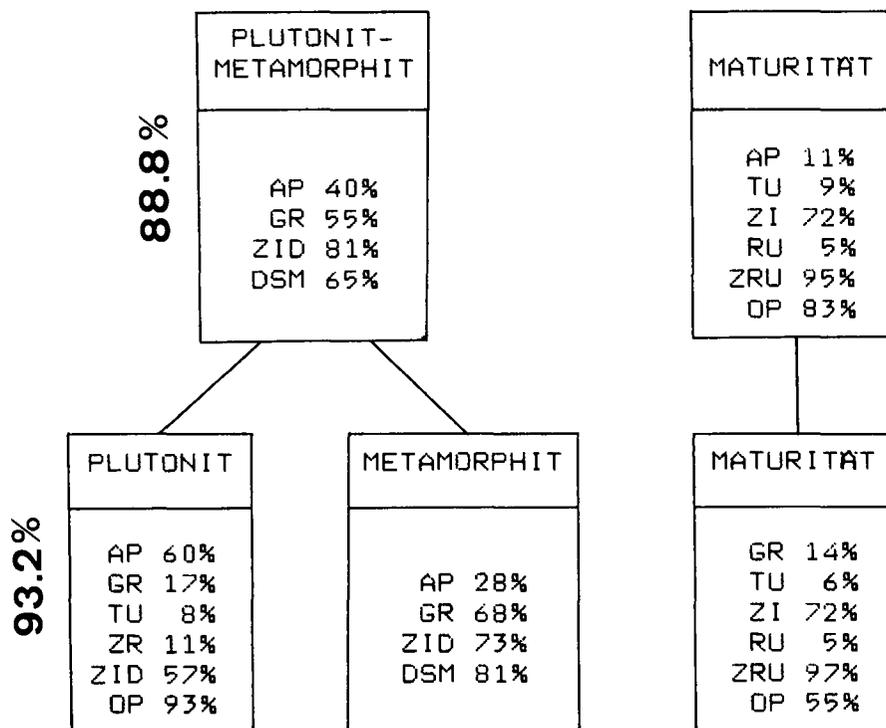


Abb. 21: Endglieder-Faktoren-Modell für das Profil Berende mit zwei und drei Endgliedern und deren wichtigsten Schwermineral-Kompositions-Faktorenwerten in Prozenten.

Abkürzungen siehe Tab. 4, Erläuterungen siehe Abb. 9.

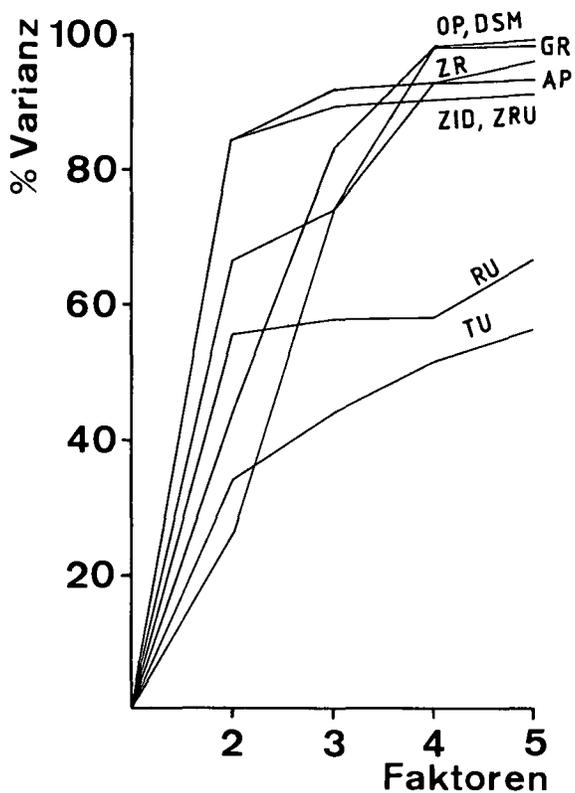


Abb. 22: Faktor-Varianz-Diagramm zu Abb. 21. Erläuterungen siehe Abb. 10.

scheinlich Unterkarbon, hauptsächlich aus Granat (durchschnittlich 69 %) und Apatit (22 %), entspricht also sehr genau dem „Gneis“-Endglied aus Berende.

In den Schwermineralspektren gibt es, bedingt durch das Fehlen von Chromspinell und anderen Mineralen aus basischen und ultrabasischen Magmatiten keinen Hinweis auf eine Subduktionsphase. Trotzdem vollzieht sich eine Umgestaltung des Hinterlandes, das zunächst reifen kratonischen Detritus liefert und nach plutonisch-metamorphen Intervallen mit einem metamorphen Spektrum vor der variszischen Orogenese endet. Der mehrmalige Wechsel von Plutonit- und Metamorphitvorkommen läßt für längere Schüttungsperioden auf das gleichzeitige Vorhandensein der betreffenden Gesteine im Hinterland schließen, die aus verschiedenen Richtungen Material dem Sedimentationsraum zugeführt haben oder wechselweise hintereinander. Im Profil Berende kommen nur vereinzelt Turbidite vor (s. HOLZER et al., in Vorb.), was zusammen mit dem Fehlen ozeanischer Kruste auf kratonische Sedimentation hinweist. Unter der Annahme, daß Plutonite und Metamorphite

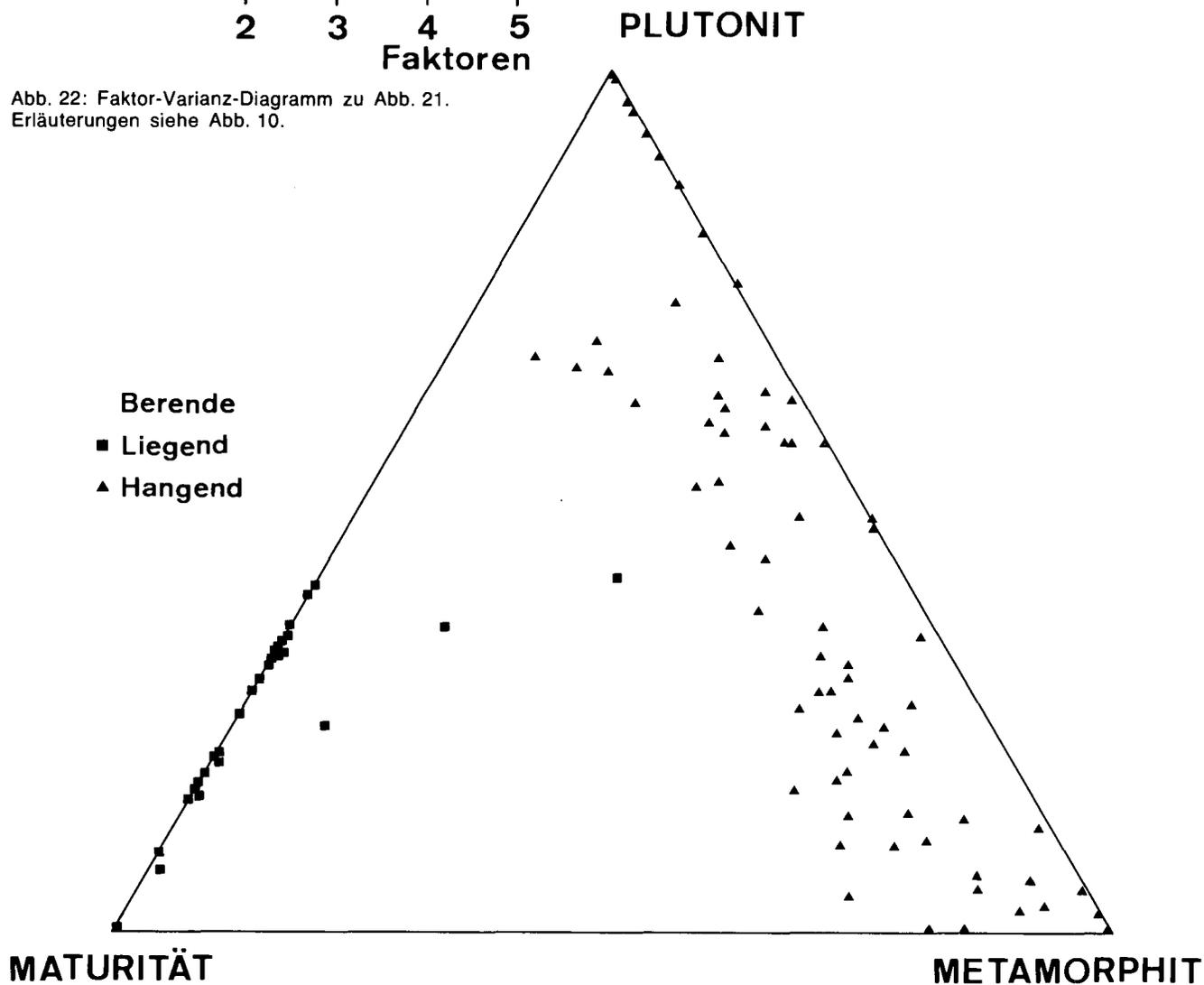


Abb. 23: Verteilung der lithostratigraphisch gruppierten Proben aus dem Profil Berende im Polytop von drei lithologischen Endgliedern. Erläuterungen siehe Abb. 18.

als einheitliches kontinentales Hinterland nach einem „basement uplift“ zur Verfügung stehen und die Plutonite sich in größerer Entfernung vom Ablagerungsraum befinden, läßt sich die Schwermineralabfolge mit einem Wechsel proximaler und distaler Schüttungen im Bereich eines (zunächst?) passiven Kontinentalrandes erklären.

Das mit der Zeit zunehmend morphologisch akzentuierte Becken, belegt durch den Turbiditcharakter der jüngeren Klastika von Giginci, bezieht schließlich den metamorphen Detritus aus einem nahe gelegenen Festland. Das granatreiche Spektrum, das die orogene Sedimentation beendet, spricht gegen die Vorstellung eines einheitlichen Hinterlandes.

Eine andere Möglichkeit, den Wechsel in der Bereitstellung von kratonisch-plutonischen zu metamorphen Ausgangsgesteinen zu erklären, besteht in der Annahme einer kontinentalen Plattenkollision: Von einem kratonischen Hinterland wird zunächst reifer Detritus in ein vorgelagertes zum Kraton gehörendes Sedimentbecken transportiert. Mit der Annäherung und nachfolgenden Kollision eines anderen Kontinentalblockes, verbunden mit dessen „basement uplift“ steht ein zweites Liefergebiet zur Verfügung, das mit steigender Intensität metamorphen Detritus in das Becken einbringen kann (s. auch Kap. 4.3.2.).

Die variszischen Klastika von Westbulgarien sind weiters von Bedeutung, weil ähnliche Schwermineralspektren auch aus dem Variszikum der Ost- und Südalpen (SCHNABEL, 1976; STATTEGGER, 1982a) und dem alpidischen Anteil von Iberien (STATTEGGER, 1982b cum lit.) bekannt sind, wenn auch teilweise in anderer Abfolge.

3.3. Schlußfolgerungen

Die petrologische Zusammensetzung sandiger Sedimente ist von der plattentektonischen Situation der Liefergebiete abhängig. Zahlreiche Arbeiten, die den Versuch unternehmen, das Hinterland aus dem Sediment zu rekonstruieren, beruhen auf der quantitativen Bestimmung der detritischen Sandfraktion mit den Hauptbestandteilen Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücke (vgl. POTTER, 1978; DICKINSON & SUCZEK, 1979; DICKINSON & VALLONI, 1980; SCHWAB, 1981; DICKINSON et al., 1983). Die mineralogische Zusammensetzung einer Probe wird im ternären System Q–F–L bzw. Subsystemen davon dargestellt. Das QFL-Dreieck ist in Felder nach der Herkunft des sandigen Detritus eingeteilt, die auf die plattentektonische Position des Hinterlandes Bezug nehmen und eine einfache Zuordnung der Proben ermöglichen sollen.

Schwerminerale können, wie gezeigt wurde, Liefergebiete präziser erfassen. Mit der im allgemeinen größeren Zahl herkunftssensitiver Minerale im Vergleich zur Leichtfraktion kann bei angemessener Probenzahl eine genauere Differenzierung erfolgen. Eine wichtigere Rolle als einzelne Minerale spielt dabei die Charakterisierung von Mineralassoziationen. Die Wiedergabe von Proben in einem System weniger Einzelminerale, das graphisch einfach darstellbar ist, ist in vielen Fällen zu wenig aussagekräftig, da ein zu starrer Rahmen vorgegeben wird. Wesentlich günstiger erweist sich die Modellierung von repräsentativen Endgliedern, aus denen Ausgangsgesteine bestimmt werden können, mit Hilfe der erweiterten Q-Modus-Faktorenanalyse: Gesteine im Hinterland werden durch eine bestimmte Mineralkombi-

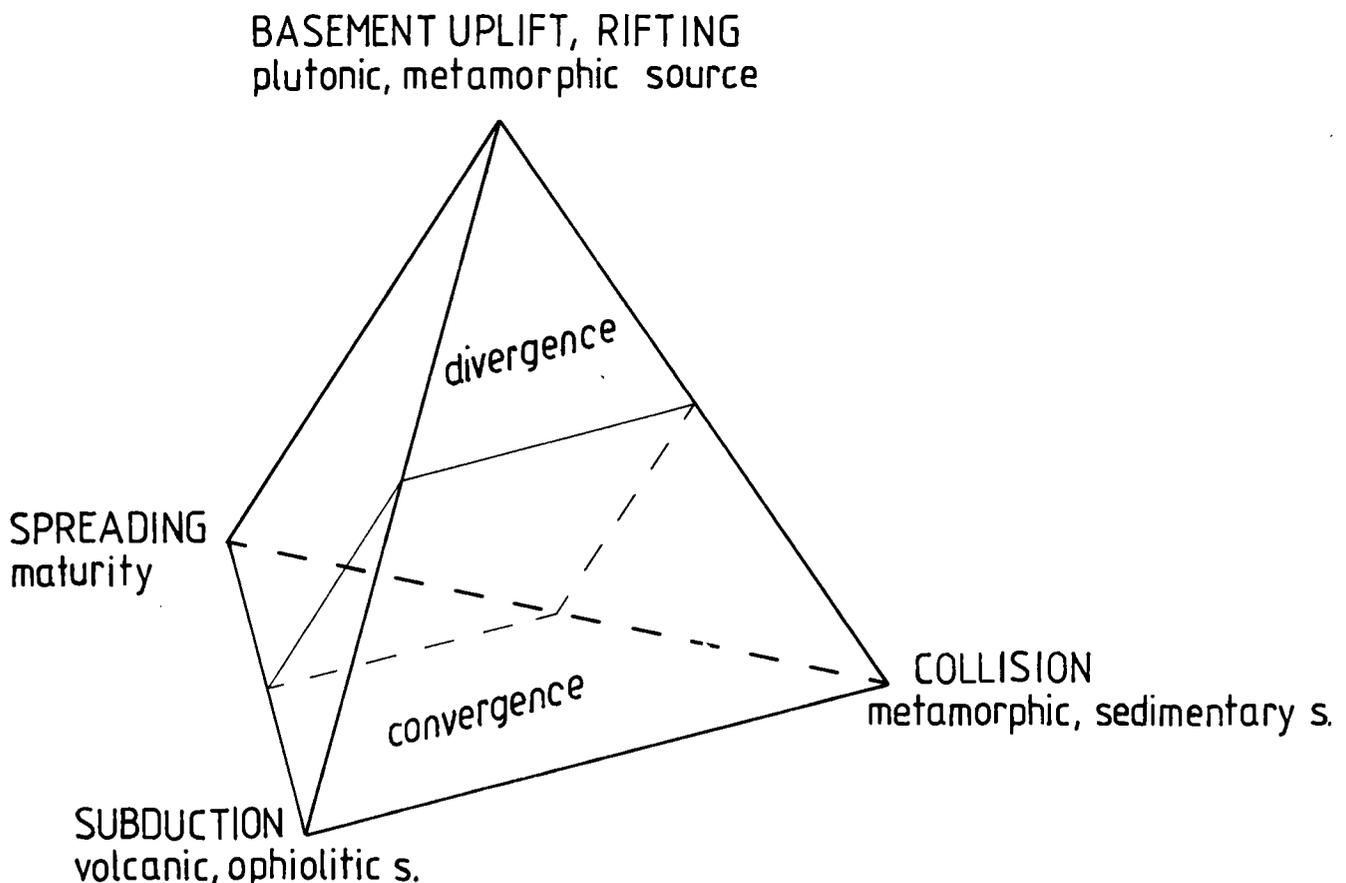


Abb. 24: Die Modellierung von lithologischen Endgliedern aus Schwermineraldaten der Sedimente ermöglicht die Rekonstruktion der Liefergebiete in ihrem plattentektonischen Rahmen.

nation beschrieben, die meist geringe Zahl von Endgliedern erleichtert eine übersichtliche Präsentation der Ergebnisse und erlaubt Rückschlüsse auf die plattentektonische Position der Liefergebiete (s. Abb. 24). Anstelle von Einzelmineralen, die durch ihr alleiniges Vorhandensein zu Konstanten werden, verwendet man Vektoren mit variablen Relativanteilen der einzelnen Minerale, wodurch der aus den Endgliedern definierte Rahmen eines Probenraumes jeweils optimal an die Struktur der Daten angepaßt werden kann.

4. Schwerminerale in Flüssen und Profilen als ortsabhängige Variablen

4.1. Allgemeines

Geologische Beobachtungen stehen in einem Bezug zum Ort, aus dem sie stammen. Eine regionale Betrachtung der untersuchten Phänomene und die daraus resultierende Ortsabhängigkeit geologischer Daten gehört zu den Grundlagen geologischen Denkens.

In der Geostatistik werden als ortsabhängige Variablen im allgemeinen Größen bezeichnet, deren Werte sich in Abhängigkeit von Ortskoordinaten ändern (s. MATHERON, 1965). Die Koordinaten können ein-, zwei- oder dreidimensional sein, wenn man die Daten linear, in der Fläche oder räumlich betrachtet. Die dafür entwickelten mathematisch-statistischen Rechenstrategien gliedern sich in zwei Gruppen:

Deterministische Verfahren

Aus der regionalen Verteilung der Daten wird ein Trend berechnet. Dies geschieht über Gleichungssysteme deterministischer Funktionen in ein bis drei Dimensionen. Es handelt sich dabei um Regressionsgleichungen, in denen meist mittels Polynom- oder Splineapproximation diejenigen Werte der Variablen berechnet werden, welche die kleinsten Abweichungsquadrate von den Daten als Residuen haben und somit einen, wenn möglich signifikanten, Trend anzeigen, der mit einfachen Kurven niedriger Ordnung darstellbar sein soll. In den Geowissenschaften sind diese Prozeduren unter dem Namen Trendflächenanalyse kartenmäßig darstellbarer Daten bekannt.

Stochastische Verfahren

Die Variablen mit wechselnden Werten von Punkt zu Punkt folgen stationären Zufallsfunktionen, welche im gesamten betrachteten Gebiet deren Änderung steuern. Die Werte an verschiedenen Punkten stehen in Beziehung zueinander, so daß der Wert einer Variablen an einem Punkt als Funktion derselben Variablen an verschiedenen Punkten errechnet werden kann. Wichtig ist dabei, daß die Variablen sich zumindest schwach stationär verhalten, d. h. Mittelwert und Varianz müssen im Verlauf einer Datenfolge annähernd konstant bleiben. Die Interpolation und Extrapolation von Daten beruht auf Autokorrelationsfunktionen. Die zahlreichen Rechenverfahren dazu bezeichnet man häufig als Geostatistik im engeren Sinn, sie finden hauptsächlich in der Lagerstättengeologie Anwendung.

4.1.1. Probleme beim Datensammeln

Die Qualität einer mathematisch-statistischen Datenanalyse hängt wesentlich von der Probenzahl ab, wobei ein unterschiedlich definiertes Minimum an Beobach-

tungen nicht unterschritten werden darf (s. GY, 1975). Andererseits bringt eine sehr große Probenmenge über einer bestimmten Schwelle kaum Verbesserungen der statistischen Aussage. Man sollte daher bei umfangreichen quantitativen Arbeiten eine sorgfältige Kosten-Nutzen-Kalkulation anstellen. Bei den Kosten ist neben dem finanziellen Aufwand einer wie auch immer gearteten Gesteinsanalyse der Zeitfaktor zur Gewinnung von Daten von Bedeutung. Hingegen fällt bei einer EDV-bezogenen Auswertung ein Mehr oder Weniger an Daten kaum ins Gewicht. Der Nutzen stellt sich meist erst hinterher heraus, wenn eine bessere Beschreibung geologischer Phänomene und Erklärung deren Zusammenhänge gelingt als mit qualitativen Methoden, sei es im rein wissenschaftlichen oder im angewandten Bereich.

Aus diesen Gründen wird sich die Probenzahl eher am mathematisch-statistischen geforderten Minimum orientieren. Daraus ergeben sich zwei Probleme:

1. Über diskrete Proben soll ein kontinuierlicher Prozeß beschrieben werden.
2. Die Proben sind wegen der unterschiedlichen Geländebedingungen und anderer für die Probenentnahme entscheidender Kriterien oft regional unregelmäßig verteilt.

Beim ersten Problem läßt sich ein geologisches Phänomen aus einzelnen Probenpunkten auf Grund der Wahrscheinlichkeitstheorie mit statistischer Wahrscheinlichkeit, die groß oder klein sein kann, beschreiben (vgl. z. B. KRUMBEIN & GRAYBILL, 1965; AGTERBERG, 1974). Das zweite Problem der unregelmäßigen Probenabstände führt zu verschiedenen und für die Struktur der Daten teilweise fatalen Techniken, Probenpunkte zu interpolieren und/oder äquidistant zu machen, worauf viele geostatistische Modellansätze beruhen.

4.1.2. Strategie zur Datenauswertung

Betrachtet man Schwerminerale in Flüssen als ortsabhängige Variablen, so ist zunächst die regionale Verteilung der Probenpunkte von großer Bedeutung. Zur Vereinfachung der Analyse werden die untersuchten Flüsse als jeweils eindimensionaler Probenraum betrachtet, in dem die Position der Proben durch die Entfernung vom Ursprung des Flusses definiert ist.

Bei der Probennahme standen folgende Überlegungen im Vordergrund: Der Sandanteil als „Träger“ der Schwerminerale variiert in Abhängigkeit von der Kleinmorphologie des Flußbettes im Oberlauf der untersuchten Flüsse etwa im Meterbereich, im Unterlauf etwa im 20–100 Meter-Bereich. Da es nicht möglich ist, sämtliche Variationen der Schwermineralführung zu untersuchen (bei einer Flußlänge von 100 Kilometern wären dafür 5000–100.000 Proben nötig), liegt das Ziel darin, mit einer sehr beschränkten Probenzahl die Gesamtvariation eines Schwermineralspektrums entlang eines Flußlaufes annähernd zu erfassen. Diese hängt im wesentlichen ab von:

1. dem Gesteinsbestand in der Umgebung des Flusses,
2. der Strömungsgeschwindigkeit und damit der Transportkraft,
3. der Resistenz der einzelnen Mineralkörner beim Transport,
4. der Veränderung des Mineralbestandes durch Zuflüsse,
5. der Ausbildung der Sedimente im Flußbett (vgl. Kap. 2.3.).

Die geplante mathematisch-statistische Auswertung erfordert gleiche Probenabstände, was bei der Probenahme wegen der Geländebedingungen nur teilweise möglich und aus geologischen Gründen nicht immer sinnvoll war (s. oben).

Aus den angeführten Gründen ergaben sich schließlich Probenabstände von 700 bis 2600 Meter bei einer Länge der Flüsse bzw. Flußteile von 33 bis 89 Kilometern zur Beschreibung der Gesamtvariation (vgl. Kap. 2.3.).

Um die mit einigen Vergleichsproben eruierten geringeren Veränderungen im Kleinbereich gegenüber den teilweise großen Schwankungen zwischen den Probenpunkten entsprechend berücksichtigen zu können, schien eine Interpolation zusätzlicher Datenpunkte angebracht. Unter Berücksichtigung des Grundsatzes schwacher Stationarität mit Beibehaltung der Datenvarianz, die als repräsentativ für die Gesamtvarianz angesehen wird, wirkte es sich für die Analyse günstig aus, mit einem geeigneten Interpolationsverfahren zu den Probenpunkten eine gleich große Zahl von Datenpunkten einzufügen und gleichzeitig äquidistante Datenserien zu erzeugen.

Die auf diese Weise vorbereiteten Datenfolgen aus Schwermineralen und Kompositionsfaktorenladungen der erweiterten Q-Modus-Faktorenanalyse (s. Kap. 3.2.) werden mit Methoden der Zeitreihenanalyse und der Geostatistik ausgewertet, ebenso ein Profil aus dem klastischen Oberdevon von Westbulgarien (s. Kap. 3.2.2.2.), um rezente horizontale mit fossilen vertikalen Schwermineralabfolgen zu vergleichen und weitere Modelle der Beziehungen zwischen Sediment und Hinterland zu entwerfen.

4.2. Methodik

4.2.1. Dateninterpolation mit Spline-Algorithmen

Unter der großen Zahl von mathematischen Interpolationsverfahren (vgl. z. B. LANZOS, 1957; WHITTAKER & ROBINSON, 1960) sind Splinesfunktionen zur Erzeugung glatter Kurven aus Einzelpunkten für die vorliegende Problemstellung besonders geeignet, da man mit ihnen unter bestimmten Voraussetzungen aus einem Datenset Kurven unterschiedlicher Krümmung generieren kann. Damit ist es möglich, den nach geologischen Kriterien besten kontinuierlichen Verlauf einer Datenfolge für die weitere Analyse auszuwählen. Die Darstellung der Methode und das verwendete Rechenprogramm folgen im wesentlichen SPÄTH (1978).

Bei der Spline-Interpolation einer Datenfolge $\{y_i\}$ entlang der Ortskoordinate x mit:

$$x_1 < x_2 < \dots < x_n \quad (4.1.)$$

bestehend aus den Probenpunkten (x_i, y_i) , $i = 1, \dots, n$, verbindet man niedriggradige schwach schwankende Polynome zu einer in der gesamten Länge (x_1, x_n) der Datenfolge mindestens zweimal stetig differenzierbaren Funktion. Häufig verwendet man kubische Splines, die unter bestimmten Randbedingungen die Bindungsenergie einer Kurve minimieren, durch die Punkte

$$(x_i, y_i), (x_{i+1}, y_{i+1}) \quad (4.2.)$$

$i = 2, \dots, n$

mit n als Länge der Datenfolge. Ein kubischer Spline besteht aus $n-1$ Polynomen dritten Grades, die in den

Intervallen $i = 2, \dots, n-1$ für jeweils zwei Probenpunkte zweimal stetig differenzierbar aneinandergeschlossen sind und hat für jedes Teilstück die Form:

$$f_i(x) = A_i g_1(x) + B_i g_2(x) + C_i g_3(x) + D_i g_4(x) \quad (4.3.)$$

wobei die Koeffizienten A_i, B_i, C_i und D_i als Funktion von y_i und y'_{i-1} bzw. y_i und y'_{i+1} darstellbar sein müssen und g_1, g_2, g_3, g_4 Polynome dritten Grades oder andere zumindest zweimal stetig differenzierbare Funktionen sind.

Im Sonderfall verallgemeinerter kubischer Splines können die Funktionen g_i in Abhängigkeit vom Intervall (x_i, x_{i+1}) gebaut sein und zwei voreinstellbare variable Parameter p_i und q_i enthalten. Günstig sind:

$$g_i(t) = g(q_i, t) = \frac{t^3}{q_i u + 1}$$

$$g_i(u) = g(p_i, u) = \frac{u^3}{p_i t + 1} \quad (4.4.)$$

mit:

$$-1 < p_i, q_i < \infty \quad (4.5.)$$

für:

$$t = \frac{x - x_i}{\Delta x_i}$$

$$u = 1 - t \quad (4.6.)$$

Daraus folgt der Ansatz:

$$f_i(x) = A_i u + B_i t + C_i \frac{u^3}{p_i t + 1} + D_i \frac{t^3}{q_i u + 1} \quad (4.7.)$$

Differenziert man (4.7.), so erhält man:

$$\Delta x_i f'_i(x) = B_i - A_i + C_i \frac{2p_i u^3 - 3u^2(p_i + 1)}{(p_i t + 1)^2} - D_i \frac{2q_i t^3 - 3t^2(q_i + 1)}{(q_i u + 1)^2} \quad (4.8.)$$

und:

$$(\Delta x_i)^2 f''_i(x) = C_i \frac{2(p_i)^2 u^3 - 6p_i(p_i + 1)u^2 + 6(p_i + 1)^2 u}{(p_i t + 1)^3} + D_i \frac{2(q_i)^2 t^3 - 6q_i(q_i + 1)t^2 + 6(q_i + 1)^2 t}{(q_i u + 1)^3} \quad (4.9.)$$

sowie in weiterer Folge die Koeffizienten A_i, B_i, C_i und D_i :

$$C_i = \frac{(3 + q_i)\Delta y_i - (2 + t_i)\Delta x_i y'_i - \Delta x_i y'_{i+1}}{(2 + p_i)(2 + q_i) - 1}$$

$$D_i = \frac{-(3 + p_i)\Delta y_i + \Delta x_i y'_i + (2 + p_i)\Delta x_i y'_{i+1}}{(2 + p_i)(2 + q_i) - 1}$$

$$A_i = y_i - C_i$$

$$B_i = y_{i+1} - D_i \quad (4.10.)$$

Setzt man $p_i = q_i$, was sich bei der Dateninterpolation als ausreichend erwies, so vereinfachen sich die Berechnungen in weiterer Folge. Die durch Kopplung entstehende Splinesfunktion wird als rationaler Spline bezeichnet:

$$f''_{i-1}(x_i) = f''_i(x_i) \quad (4.11.)$$

mit den Randbedingungen:

$$y'_1 = \frac{\Delta y_1}{\Delta x_1}$$

$$y'_n = \frac{\Delta y_{n-1}}{\Delta x_{n-1}} \quad (4.12.)$$

führen zu einem tridiagonalen, symmetrischen und diagonal dominanten Gleichungssystem, das mit dem Gauß'schen Eliminationsverfahren gelöst werden kann. Der Algorithmus ist in der Subroutine RASPL1 (SPÄTH, 1978) programmiert.

Sehr große Zahlenwerte für $p_i = q_i$ approximieren einen geradlinigen Polygonzug, der einer linearen Dateninterpolation entspricht. $p = q = 0$ definiert einen normalen kubischen Spline mit minimaler Gesamtkrümmung, hingegen erzeugen negative Werte eine stärkere Krümmung oder Rauigkeit der Kurve (siehe Abb. 25). Mit dem vorgestellten Verfahren kann aus einem Datenset unregelmäßig verteilter Probenpunkte eine beliebig große Zahl von Werten äquidistant interpoliert werden. Verschiedene Voreinstellungen von p und q ermöglichen im interaktiven Verkehr mit dem Computer eine optimale Anpassung einer Datenkurve in Abhängigkeit von der Datenvarianz, womit das Prinzip der schwachen Stationarität gewahrt bleiben kann.

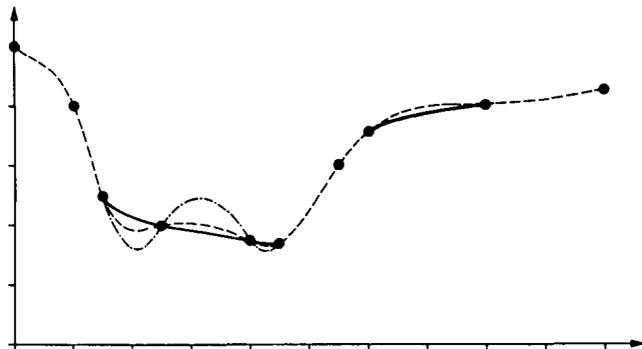


Abb. 25: Beispiele zur Interpolation einer Variablen zwischen Datenpunkten mit rationalen Spline-Funktionen. Gestrichelte Kurve: kubischer Spline mit $p_i = q_i = 0$; strichpunktierte Kurve: rationaler Spline mit $p_i = q_i = -0.9$; ausgezogene Kurve: rationaler Spline mit $p_i = q_i = 5$; nach SPÄTH (1978, Abb. 59).

4.2.2. Zeitreihenanalyse

Mit dem Begriff Zeitreihe bezeichnet man in regelmäßigen Abständen aneinandergereihte Datenpunkte einer Variablen. Die Abstände zwischen den Punkten nehmen nach der Definition gleich große Zeitintervalle ein. Beispiele sind etwa die täglichen Messungen einer meteorologischen Station, tägliche Börsenberichte oder die jährliche Geburtenrate eines Landes.

In der Geologie sind, mit Ausnahme der Betrachtung aktuogeologischer Phänomene in einigen Fällen, äquidistante Zeitintervalle kaum festzulegen. So mißt man beispielsweise in einem stratigraphischen Profil die Abstände zwischen Proben in Längen- und nicht in Zeiteinheiten, die zeitliche Dimension wird durch diese unter Umständen wieder rekonstruieren. Der Name Zeitreihe wird meist aus konventionellen Gründen beibehalten (vgl. SCHWARZACHER, 1975), als Alternative verwendet z. B. AGTERBERG (1974) den Begriff "space series".

Die Datenfolgen der vorliegenden Arbeit kann man ebenfalls nur in ihrer räumlichen Verteilung erfassen:

Unter dem Aspekt der Sedimentation sind Proben entlang eines Flusses horizontal, Proben in einem Profil vertikal angeordnet.

Grundsätzlich unterscheidet man zwischen diskreten und kontinuierlichen Zeitreihen. Der erste Fall enthält Meßwerte einer Variablen nur in bestimmten Zeitabständen, der zweite Falle einen kontinuierlichen Datenfluß. Kontinuierliche Zeitreihen können analog oder digital analysiert werden. Bei einer digitalen Auswertung ist der Abstand der Meßwerte so zu wählen, daß die dadurch entstehende diskrete Zeitreihe alle Informationen der ursprünglichen kontinuierlichen enthält. Übertragen auf geologische Körper oder Prozesse finden wir häufig ein solches Kontinuum, das digital mit einer entsprechenden Probenzahl untersucht wird. Dazu gehört die Schwermineralführung in einem Flußbett oder die Schwermineralabfolge in einem tektonisch ungestörten Profil, wo allerdings das Problem besteht, den Einfluß von Schichtgrenzen zu bestimmen. Mitunter ist es auch sinnvoll, kontinuierliche Variablen innerhalb bestimmter Intervalle zu summieren oder zu integrieren, z. B. den Sandanteil in einem Profil für einzelne Abschnitte, oder abschnittsweise gleitende Mittelwerte zu bilden.

Eine Zeitreihe kann aus einer Trendkomponente und den Abweichungen davon bestehen. Ein genereller Trend in Form eines niedriggradigen Polynoms (im einfachsten Fall eine Gerade) kann Instationarität bedingen, seine Eliminierung stationäre Residuen hinterlassen.

Aus der Nachrichtentechnik kennt man die Schwierigkeit bei der Übertragung eines Signals, da zum eigentlichen Signal überlagernde Störungen auftreten können, die einen Informationsverlust bedingen. Es handelt sich um ein „signal-noise“-System, in dem die zu analysierende Zeitreihe aus der ursprünglichen Datenfolge und einer zweiten Serie aus Zufallskomponenten besteht.

Dies führt in weiterer Folge zu Input-Prozeß-Output-Modellen dynamischer Systeme, die auch als „black box“-Modelle bekannt sind. Eine mathematische Transferfunktion formuliert die Beziehungen zwischen sequentiell Input und sequentiell Output, um das System zu erklären. Im geologischen System Erosion – Transport – Sedimentation läßt sich bezogen auf Schwerminerale der durch Erosion freigesetzte fluviatile Input aus den Umgebungsgesteinen abschätzen, der Output ist mit den Schwermineraldaten aus dem akkumuliertem Sediment bekannt, das sich durch Transportunterbrechung oder Transportbeendigung anlagert (siehe Abb. 26). Die mathematische Funktion des vermittelnden Prozesses muß von ihrer Struktur zu einer geologisch sinnvollen Interpretation führen sowie den Output mit hinreichender Genauigkeit modellieren.

Der folgende methodische Teil stützt sich hauptsächlich auf KENDALL (1946), KENDALL & STUART (1968), JENKINS & WTTTS (1968), SCHWARZACHER (1975), DAVID (1977), JOURNEL & HUIJBREGTS (1978) und RENDU (1981).

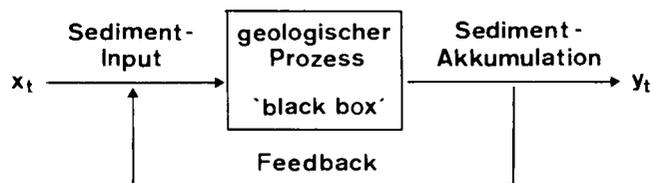


Abb. 26: Input-Prozeß-Output-Modell dynamischer Systeme. Sequentieller Input (x_t) führt zu sequentiell Output (y_t).

4.2.2.1. Autokorrelation und Korrelogramm

Die allgemein bekannte Korrelationsanalyse untersucht die paarweisen Ähnlichkeiten zwischen den Variablen einer Stichprobe. Man berechnet zunächst die Kovarianz (cov) zweier Variablen, das sind deren gemeinsame Varianzanteile, und daraus den normierten Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten r .

In einer Zeitreihe der Datenpunkte $\{x_i\}$ vergleichen Autokovarianz und Autokorrelation eine Variable mit sich selbst in verschiedenen Abständen durch Verschieben der Zeitreihe um h äquidistante Intervalle (lags). Damit kann man die Ähnlichkeiten zwischen Datenpunkten in Abhängigkeit von deren Entfernung bestimmen.

Ein stochastischer stationärer Prozeß in einer kontinuierlichen Datenfolge mit der Varianz $(\sigma_x)^2$ hat die Autokovarianzfunktion:

$$K(h) = \text{cov}[x_i, x_{i+h}] \quad (4.13.)$$

$$-\infty \leq i, h \leq +\infty$$

und die Autokorrelationsfunktion:

$$\rho(h) = \frac{K(h)}{K(0)} = \frac{K(h)}{(\sigma_x)^2} \quad (4.14.)$$

aufgetragen gegen das Intervall h . In einem kontinuierlichen Prozeß kann h beliebige Werte annehmen, in einem diskreten Prozeß wird $K(h) = C(h)$ und $\rho(h) = R(h)$ nur für ganzzahlige Werte von h definiert, mit dem Autokorrelationskoeffizienten r_h in jedem Intervall.

Die Autokovarianz C_h einer diskreten Datenfolge $\{x_i\}$ mit n Werten im Abstand h beträgt:

$$C_h = \frac{1}{n-h} \sum_{i=1}^{n-h} (x_i - \bar{x})(x_{i+h} - \bar{x}) \quad (4.15.)$$

$h = 0, 1, 2, \dots$ Verschiebungsbetrag in äquidistanten Einheiten

Ausgehend von der Gesamtvarianz der Daten, $(s_x)^2 = C_0$, ändert sich der Wert der Autokovarianzfunktion in Abhängigkeit von h symmetrisch um $h = 0$:

$$C_{-h} = C_h \quad (4.16.)$$

d. h. unabhängig von der Verschiebungsrichtung. Aufeinanderfolgende Werte von $C(h)$ können in einem Kovariogramm dargestellt werden. Aus C_h errechnet sich die Autokorrelationsfunktion:

$$R(h) = \frac{C(h)}{C_0} \quad (4.17.)$$

$h = 0, 1, 2, \dots$

und die einzelnen Autokorrelationskoeffizienten:

$$r_h = \frac{C(h)}{C_0} \quad (4.18.)$$

$-1 \leq r \leq 1$

oder bezogen auf die Datenpunkte:

$$r = \frac{(n-h) \sum_{i=1}^{n-h} x_i x_{i+h} - \sum_{i=1}^{n-h} x_i \sum_{i=1}^{n-h} x_{i+h}}{\sqrt{(n-h) \sum (x_i)^2 - (\sum x_i)^2} \cdot \sqrt{(n-h) \sum (x_{i+h})^2 - (\sum x_{i+h})^2}} \quad (4.19.)$$

Eine Folge von Autokorrelationskoeffizienten mit $h = 0, 1, 2, \dots$ nennt man Korrelogramm. Empirische Korrelogramme aus diskreten Datensätzen als Funktion von h geben eine Approximation der theoretischen Autokorrelationsfunktion. Dies ist von Bedeutung, weil ver-

schiedene stochastische Prozesse bestimmte Autokorrelationsfunktionen besitzen und daher die Form von Korrelogrammen Aussagen über die Struktur der sie bedingenden stochastischen Prozesse gestattet. Voraussetzung ist zumindest schwache Stationarität einer Datensequenz, da sich sonst die Korrelogramme in Abhängigkeit von der Länge der Datenfolge ändern, also nicht stabil sind.

4.2.2.2. Einfache stationäre stochastische Prozesse

Die hier erläuterten stationären Prozesse zur Modellierung von Zeitreihen beschreiben die Beziehungen zwischen Input und Output. Sie sind stochastisch, da jeder Datenpunkt einer Zeitreihe ein Signal, das ist der Anteil eines formulierten Prozesses, und eine Zufallskomponente enthält. Die Zufallskomponenten sind voneinander unabhängig, also unkorreliert, und bilden eine Folge mit dem Mittelwert = 0 und einer konstanten Varianz; sind sie normalverteilt, so spricht man von einem Gauß'schen Zufallsprozeß.

Die in der Geologie anwendbaren Verfahren gliedern sich in zwei Gruppen, die miteinander kombiniert werden können:

- AR-Prozesse (autoregressive)
- MA-Prozesse (moving averages, gleitende Mittelwerte)
- ARMA-Prozesse (Kombination von AR und MA)
- ARIMA-Prozesse (autoregressive integrated moving averages)

4.2.2.2.1. AR-Prozesse

In einem autoregressiven Prozeß ist jeder Datenpunkt x_i durch eine lineare Regression auf vorhergehende Datenpunkte und ein Zufallselement z_i bestimmt. Ein kontinuierlicher autoregressiver Prozess k -ter Ordnung ($h = 0, 1, \dots, k$) und Mittelwert = μ erfüllt die Differentialgleichung:

$$\alpha_k \frac{d^k x}{dt^k} + \alpha_{k-1} \frac{d^{k-1} x}{dt^{k-1}} + \dots + \alpha_0 (x_i - \mu) = z_i \quad (4.20.)$$

die sich im diskreten Fall zur Differenzgleichung:

$$(x_i - \mu) = a_1(x_{i-1} - \mu) + a_2(x_{i-2} - \mu) + \dots + a_k(x_{i-k} - \mu) - z_i \quad (4.21.)$$

vereinfacht. Die zugehörige Autokorrelationsfunktion lautet:

$$\rho(h) = a_1 r_{h-1} + a_2 r_{h-2} + \dots + a_k r_{h-k}, \quad h \geq 1$$

$$1 = a_1 r_1 + a_2 r_2 + \dots + a_k r_k + \frac{(\sigma_z)^2}{K_0}, \quad h = 0 \quad (4.22.)$$

Für eine empirische Zeitreihe wird daraus:

$$x_i = \bar{x} + a_1(x_{i-1} - \bar{x}) + \dots + a_k(x_{i-k} - \bar{x}) + z_i \quad (4.23.)$$

mit der Autokorrelationsfunktion (vgl. 4.17.):

$$R(h) = a_1 r_{h-1} + a_2 r_{h-2} + \dots + a_k r_{h-k} \quad (4.24.)$$

Die Auflösung nach den Regressionskoeffizienten a_j erfolgt über ein Gleichungssystem, die Yule-Walker-Beziehungen (siehe KENDALL & STUART, 1968),

$$r_1 = a_1 + a_2 r_1 + a_3 r_2 + \dots \quad (4.25.)$$

$$r_2 = a_1 r_1 + a_2 + a_3 r_1 + \dots$$

$$r_3 = a_1 r_2 + a_2 r_1 + a_3 + \dots$$

$$\vdots$$

welches gleichzeitig die Restvarianz minimiert.

Die statistische Überprüfung eines autoregressiven Modells kann über die Berechnung der Restvarianz s^2 aus den z_i -Werten erfolgen. Grundlage dafür ist die Funktion der Summe der kleinsten Abweichungsquadrate:

$$SS(z) = \sum_{i=k+1}^n (x_i - \mu) - a_1(x_{i-1} - \mu) - \dots - a_k(x_{i-k} - \mu) \quad (4.26.)$$

Durch Differenzieren erhält man:

$$C_n = a_1 C_{n-1} + a_2 C_{n-2} + \dots + a_k C_{n-k} \quad (4.27.)$$

und die Abweichungsquadrate

$$SS_z = (n - k)(C_0 - a_1 C_1 - \dots - a_k C_k) \quad (4.28.)$$

werden minimiert. Die Restvarianz $(s_z)^2$ für einen Prozeß k-ter Ordnung ergibt sich mit

$$(s_z)^2(k) = \frac{1}{n - 2k - 1} SS \quad (4.29.)$$

Die Signifikanz des AR-Prozesses kann wie bei der herkömmlichen Regressionsanalyse mit dem F-Test überprüft werden, indem man den F-Wert aus dem Quotienten der mittels Autoregression gebildeten Quadratsumme (SS_{AR}) dividiert durch die Residualvarianz berechnet (siehe z. B. DAVIS, 1973):

$$SS_{AR} = SS_x - SS_z; (s_x)^2 = \frac{SS_x}{n - 1}$$

$$F = \frac{\frac{SS_{AR}}{1}}{\frac{SS_z}{n - 2k - 1}} = \frac{SS_{AR}}{(s_z)^2} \quad (4.30.)$$

Zusätzlich empfiehlt es sich, in Modellen ab der zweiten Ordnung die partiellen Autokorrelationskoeffizienten r zu berechnen, da man mit ihrer Hilfe neben einer Signifikanzprüfung auch die Ordnung des besten Modells exakter als mit der Restvarianz bestimmen kann. Ein partieller Autokorrelationskoeffizient der Form

$$r_{1, k+1; 2, 3, \dots, k}$$

gibt die Korrelation einer Zeitreihe mit sich selbst bei Verschiebung um das Intervall

$$k = 1, 2, \dots, k + 1$$

(1 bedeutet hier keine Verschiebung) an unter Ausschaltung der Einflüsse im Intervall $h < k$. So bezeichnet beispielsweise $r_{1,3;2}$ die Autokorrelation zwischen ursprünglicher und der um zwei lags verschobenen Serie unter Eliminierung der Autokorrelation bei Verschiebung um einen Punkt. Das Rechenverfahren entspricht der Berechnung eines $(k - 1)$ -Koeffizienten mit den Yule-Walker-Beziehungen:

$$r_{1,k;2} = a_{k-1}$$

$$r_{1,k+1;2,\dots,k} = a_k \quad (4.31.)$$

und bildet den Quotienten der Determinanten:

$$r_{1,k+1,2,\dots,k} = \frac{|A|}{|B|}$$

$$|A| = \begin{vmatrix} 1 & r_1 & r_2 & \dots & r_{k-2} & r_1 \\ r_1 & 1 & r_1 & \dots & r_{k-3} & r_2 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ r_{k-1} & r_{k-2} & r_{k-3} & \dots & r_1 & r_k \end{vmatrix}$$

$$|B| = \begin{vmatrix} 1 & r_1 & r_2 & \dots & r_{k-2} & r_{k-1} \\ r_1 & 1 & r_1 & \dots & r_{k-3} & r_{k-2} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ r_{k-1} & r_{k-2} & r_{k-3} & \dots & r_1 & 1 \end{vmatrix}$$

QUENOUILLE (1947, 1949) entwickelte Testverfahren für die Güte partieller Autokorrelationskoeffizienten. Sie folgen den üblichen Verfahren für Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten, benötigen aber $n + 3 + (k - 1)$ Freiheitsgrade. Somit beträgt ein 99 %-Signifikanzniveau oder die Irrtumswahrscheinlichkeit α :

$$\alpha_{1\%} = 2.58 (n + k + 2)^{-1/2} \quad (4.33.)$$

Für jeden Autokorrelationskoeffizienten (r_p) kann man wie bei der herkömmlichen Korrelationsanalyse ein Konfidenzintervall mit vorgegebener Wahrscheinlichkeit berechnen, das von einer zweidimensionalen Normalverteilung ausgeht (siehe z. B. KREYSZIG, 1979). Das Konfidenzintervall von r_p mit der Untergrenze r_L und der Obergrenze r_U ,

$$\text{Konf} \{ r_L \leq r_p \leq r_U \} \quad (4.34.)$$

errechnet sich aus dem hyperbolischen Tangens:

$$r_L = \tanh(z_p - g)$$

$$r_U = \tanh(z_p + g) \quad (4.35.)$$

$$z_p = \frac{1}{2} \ln \frac{1 + r_p}{1 - r_p}$$

$$g = \frac{c}{\sqrt{n - 3}}$$

c = tabellarisch angegebener Wahrscheinlichkeitswert bezogen auf die Dichtefunktion der Normalverteilung (z. B. 95 % = 1.96).

z_p gibt den Schätzwert für den Mittelwert von r_p an und g die Konfidenzgrenzen, die zu z_p addiert oder davon subtrahiert werden. Der hyperbolische Tangens einer Größe u ist:

$$\tan u = \frac{e^u - e^{-u}}{e^u + e^{-u}} \quad (4.36.)$$

Liegt der untersuchte Wert über der oberen Konfidenzgrenze r_U , so hat er immer eine höhere Signifikanz als die vorgegebene Wahrscheinlichkeit. Mit dem Prüfverfahren kann die Ordnung eines AR-Prozesses mit kleinstmöglicher Restvarianz und höchstmöglichem partiellem Autokorrelationskoeffizienten an eine Datenserie angepaßt werden.

Im Normalfall wird man sich auf Prozesse niedriger Ordnung beschränken, die mit einer geringen Zahl von Parametern auskommen und geologisch oft am besten interpretiert werden können. Daher folgt eine kurze Erläuterung autoregressiver Prozesse erster und zweiter Ordnung, AR(1) und AR(2).

AR (1)

Ein diskreter autoregressiver Prozeß erster Ordnung erfüllt nach (4.21.) die Differenzgleichung:

$$x_i = \bar{x} + a_1(x_{i-1} - \bar{x}) + z_i \quad (4.37.)$$

und ist ein Markov-Prozeß erster Ordnung, da x_i immer nur vom vorhergehenden Wert x_{i-1} und einer Zufallskomponente z_i abhängt. Daraus folgt:

$$x_i = \bar{x} + \sum_{h=0}^{i-1} a^h z_{i-h} \quad (4.38.)$$

a_1 läßt sich mit r_1 approximieren:

$$a_1 \approx r_1 \quad (4.39.)$$

Die zugehörige Autokorrelationsfunktion lautet:

$$R(h) = a_1 = e^{-a_1 h} \quad (4.40.)$$

Dies bedeutet, daß das theoretische Korrelogramm eine negative Exponentialfunktion beschreibt, die bei schwacher Autokorrelation rasch, bei starker langsam abnimmt, bis nach dem Intervall h der Nullpunkt⁴⁾ erreicht wird, ab dem die Probenpunkte voneinander unabhängig sind (siehe Abb. 27). Bezogen auf ein physikalisches System bedeutet dies die Rückkehr in den Gleichgewichtszustand nach Einwirkung einer Kraft mit exponentiell abnehmender Geschwindigkeit (Beispiel: masseloser, an einer Feder hängender Körper).

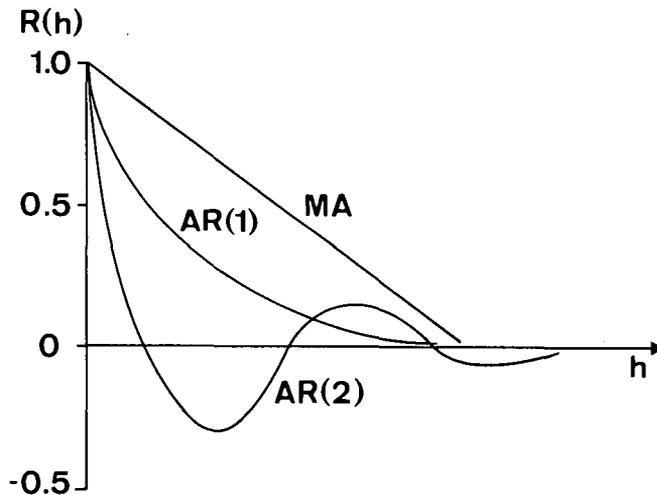


Abb. 27: Verlauf der Autokorrelationsfunktion $R(h)$, im Korrelogramm eines autoregressiven Prozesses 1. Ordnung AR(1), 2. Ordnung AR(2) und eines ungewichteten gleitenden Mittelwert-Prozesses MA; erweitert nach SCHWARZACHER (1975, Abb. 7.2.).

Die Varianz der Residuen z_i wird aus der Summe der Abweichungsquadrate (siehe 4.26.–4.29.):

$$SS_z \approx (n - 1) C_0 [1 - (r_1)^2] \quad (4.41.)$$

und:

$$(s_z)^2 = \frac{1}{n - 3} SS_z \quad (4.42.)$$

als Residualvarianz von AR(1) berechnet.

AR(2)

Ein diskreter autoregressiver Prozeß zweiter Ordnung läßt sich nach 4.21. mit:

$$x_i = \bar{x} + a_1(x_{i-1} - \bar{x}) + a_2(x_{i-2} - \bar{x}) + z_i \quad (4.43.)$$

beschreiben. Die Regressionskoeffizienten a_1 und a_2 ergeben sich aus den Yule-Walker-Gleichungen:

$$\begin{aligned} a_1 &= \frac{r_1(1 - r_2)}{1 - (r_1)^2} \\ a_2 &= \frac{r_2 - (r_1)^2}{1 - (r_1)^2} \end{aligned} \quad (4.44.)$$

⁴⁾ In empirischen Datensätzen nimmt $r(h)$ für große h negative Werte an, wenn wegen des großen Verschiebungsbetrages nur mehr eine geringe Zahl von Datenpaaren für die Kalkulation der $r(h)$ zur Verfügung stehen.

Die Berechnung der Autokorrelationsfunktion führt zu einer exponentiell gedämpften Kosinusschwingung:

$$R(h) = p^h \frac{\cos(h\vartheta + \psi)}{\cos \psi} \quad (4.45.)$$

mit dem Dämpfungskoeffizienten:

$$p = \sqrt{a_2} \quad (4.46.)$$

der Oszillationsperiode:

$$\operatorname{tg} \vartheta = \frac{a_1}{\sqrt{(a_1)^2 + 4a_2}} \quad (4.47.)$$

und

$$\operatorname{tg} \psi = \frac{1 + p^2}{1 - p^2} \operatorname{tg} \vartheta \quad (4.48.)$$

Das Korrelogramm zeigt bei großem p einigermaßen regelmäßige Oszillationen, die langsam gedämpft werden (siehe Abb. 27). Bei kleinem p sind die Oszillationen weniger regelmäßig. Wenn $p = 0$ und damit $a = 0$, hören die Oszillationen auf, das Korrelogramm verläuft wie AR(1). AR(2) entspricht einem physikalischen System, das nach Einwirkung einer Kraft mit einem oszillierenden Feedback-Effekt in den Gleichgewichtszustand zurückkehrt (Beispiel: Körper mit Masse an einer Feder hängend).

Die Residualvarianz der z_i folgt wieder aus der Summe der Abweichungsquadrate:

$$SS_z = (n - 2) (C_0 - a_1 C_1 - a_2 C_2) \quad (4.49.)$$

mit:

$$(s_z)^2 = \frac{1}{n - 5} SS_z \quad (4.50.)$$

Der partielle Korrelationskoeffizient $r_{1,3;2}$ entspricht dem Koeffizienten a_2 (vgl. 4.32. und 4.44.):

$$r_{1,3;2} = \frac{r_2 - (r_1)^2}{1 - (r_1)^2} = a_2 \quad (4.51.)$$

4.2.2.2.2. MA-Prozesse

Finite gleitende Mittelwerte werden bevorzugt zum Glätten von Datenfolgen verwendet (vgl. KENDALL, 1946). In einer diskreten Zeitreihe bestimmen sie jeden Datenpunkt x_i aus der Summe von k vorhergehenden unkorrelierten Zufallsgrößen z_i , die den Erwartungswert $E = 0$ haben. Die allgemeine Form eines Prozesses k -ter Ordnung lautet:

$$x_i = \bar{x} + z_i + b_1 z_{i-1} + \dots + b_k z_{i-k} \quad (4.52.)$$

Aus den Beobachtungswerten x_i und den vorgegebenen Koeffizienten b_j errechnet man die z_i :

$$z_i = x_i - \bar{x} - b_1 z_{i-1} - \dots - b_k z_{i-k} \quad (4.53.)$$

$$E[z_i] = 0$$

rekursiv mit z_1 beginnend.

Der lineare Prozeß hat in der Umformung aus (4.15.) die Autokovarianzfunktion:

$$C(h) = (s_z)^2 \sum_{n=0}^k b_n b_{n+h} \quad (4.54.)$$

$$j = 0, 1, \dots, k$$

$$b_0 = 1$$

und die Autokorrelationsfunktion:

$$R(h) = \frac{C(h)}{C_0} \quad (4.55.)$$

$$\left. \begin{matrix} C(h) \\ R(h) \end{matrix} \right\} = 0, h \geq k$$

Das Korrelogramm nimmt also im Intervall k , der Länge des MA-Prozesses, von 1 auf 0 ab (siehe Anmerkung 4), wobei unterschiedliche Schwankungen in Abhängigkeit von den Koeffizienten b_j auftreten können. Sind die b_j -Koeffizienten nicht gewichtet, dann ist x_i das arithmetische Mittel der $(k + 1)$ Zufallsgrößen z_j :

$$b_1 = b_2 = \dots = b_k = \frac{1}{r + 1} \quad (4.56.)$$

und damit:

$$R(h) = 1 - \frac{h}{r + 1}$$

$$r = 1 - \frac{h}{k} \quad h = 0, 1, \dots, k$$

$$R(h) = 0, \quad h > k \quad (4.57.)$$

Dies bedeutet einen geradlinigen Verlauf des Korrelogramms mit linearer Abnahme von 1 auf 0 im Intervall k (siehe Abb. 27).

Die Restvarianz eines MA-Prozesses ist sehr einfach zu ermitteln, da man nur die Summe der Abweichungsquadrate aus den z_i :

$$SS_z = \sum_{i=1}^n (z_i)^2 \quad (4.59.)$$

benötigt und daraus die Restvarianz:

$$(s_z)^2(k) = \frac{SS_z}{n - (k + 1)} \quad (4.59.)$$

für den Prozeß k -ter Ordnung berechnet. Damit kann der MA-Prozeß gefunden werden, der eine Datenserie mit der kleinsten Restvarianz am besten beschreibt. Zur Signifikanzprüfung verwendet man wie bei der Autoregression den F-Test, indem man den Quotienten aus Varianzanteilen des modellierten Prozesses und der Restvarianz, bezogen auf die Datenvarianz, bildet. Als konkrete Beispiele werden MA(1) und MA(2) erörtert.

MA(1) und MA(2)

Aus (4.52.) und (4.53.) läßt sich der Prozeß MA(1) ableiten:

$$x_i = \bar{x} + z_i + b_1 z_{i-1} \quad (4.60.)$$

und unter Vorgabe von \bar{x} und b_1 die z_i aus den Beobachtungswerten x_i generieren:

$$z_0 = 0 = E[z_i]$$

$$z_1 = x_1 - \bar{x}$$

$$z_2 = x_2 - \bar{x} - b_1 z_1$$

$$z_i = x_i - \bar{x} - b_1 z_{i-1} \quad (4.61.)$$

MA(2) ist eine Erweiterung von MA(1) um den Koeffizienten b_2 :

$$x_i = \bar{x} + z_i + b_1 z_{i-1} + b_2 z_{i-2} \quad (4.62.)$$

Die Berechnung von z_0 bis z_2 verläuft genau wie in (4.61.) und in weiterer Folge:

$$z_3 = x_3 - \bar{x} - b_1 z_2 - b_2 z_1$$

$$z_i = x_i - \bar{x} - b_1 z_{i-1} - b_2 z_{i-2} \quad (4.63.)$$

Die Restvarianz von MA(1) und MA(2) wie aller MA-Prozesse erhält man entsprechend dem allgemeinen Fall (4.59.) aus den z_i -Werten.

MA-Prozesse haben den Nachteil, daß sie wie die verschiedenen Prozeduren zum Glätten von Daten meist eine große Zahl von Parametern b_j benötigen und daher sehr unhandlich sind. Ihre Effizienz läßt sich in Verbindung mit autoregressiven Modellen wesentlich verbessern.

4.2.2.2.3. ARMA-Prozesse

Wertet man einen kontinuierlichen autoregressiven Prozeß digital mit äquidistanten Daten aus, so erhält man aus (4.21.) und (4.52.) den gemischten diskreten ARMA-Prozeß k -ter Ordnung:

$$(x_i - \mu) = a_1(x_{i-1} - \mu) + \dots + a_k(x_{i-k} - \mu) + z_i + b_1 z_{i-1} + \dots + b_{k-1} z_{i-k+1} \quad (4.64.)$$

als additive Verknüpfung von AR und MA. Eine Verallgemeinerung bezüglich der Ordnung der beiden Prozesse führt zu:

$$(x_i - \mu) = a_1(x_{i-1} - \mu) + \dots + a_k(x_{i-k} - \mu) + z_i + b_1 z_{i-1} + \dots + b_l z_{i-l} \quad (4.65.)$$

wobei l unabhängig von k ist.

Zur Berechnung der z_i und der Restvarianz eignet sich der Ansatz:

$$x_i = \bar{x} + a_1(x_{i-1} - \bar{x}) + \dots + a_k(x_{i-k} - \bar{x}) + z_i + b_1 z_{i-1} + \dots + b_l z_{i-l} \quad (4.66.)$$

mit:

$$z_1, \dots, z_k = 0$$

$$z_i = x_i - \bar{x} - a_1(x_{i-1} - \bar{x}) - \dots - a_k(x_{i-k} - \bar{x}) - b_1 z_{i-1} - \dots - b_l z_{i-l} \quad (4.67.)$$

Die z_i werden rekursiv von z_{k+1} ausgehend gewonnen. Daraus kann man die Abweichungsquadrate:

$$SS_z = \sum_{i=1}^n (z_i)^2 \quad (4.68.)$$

und die Restvarianz:

$$(s_z)^2(k, l) = \frac{1}{n - 2k - l - 1} SS_z \quad (4.69.)$$

errechnen sowie eine Signifikanzprüfung mit dem F-Test (4.30.) und den partiellen Autokorrelationskoeffizienten (4.31.–4.35.) vornehmen.

Die Korrelationsstruktur wird von AR bestimmt und $R(h)$ mit den r_h aus den Parametern a kalkuliert. MA führt im günstigen Fall zu einer Verbesserung (Glättung), welche die Restvarianz weiter reduziert. Oft erreicht man schon mit ARMA-Prozessen niedriger Ordnung eine gute Anpassung an die untersuchten Datensequenzen, die bei einer Behandlung mit AR oder MA allein eine größere Zahl (k, l) von Parametern a_j und b_j benötigen würden.

Ähnlich sind die ARMA-Modelle von BOX & JENKINS (1970) aufgebaut, an die Stelle der Parameter a und b tritt ein „backward-shift-operator“:

$$Bx_i^{(k)} = x_{i-1}^{(k)}$$

$$B^k x_i^{(k)} = x_{i-k}^{(k)} \quad (4.70.)$$

wobei $x_i^{(k)}$ eine geeignete, nicht immer notwendige Transformation der x_i bezeichnet. Das ARMA-Modell ist gegeben durch:

$$\xi(B)(x_i^{(k)} - \mu) = \zeta(B)z_i \quad (4.71.)$$

Dabei ist:

$$\xi(B) = 1 - \xi_1 B - \xi_2 B^2 - \dots - \xi_k B^k \quad (4.72.)$$

ein AR-Operator oder Polynom k-ter Ordnung und:

$$\zeta(B) = 1 - \zeta_1 B - \zeta_2 B^2 - \dots - \zeta_l B^l \quad (4.73.)$$

ein MA-Operator oder Polynom l-ter Ordnung (siehe auch HIPEL & LEOD, 1981; LABOVITZ, 1981).

Einfach zu beschreiben und anzuwenden sind die Prozesse ARMA(1,1) und ARMA(2,1). Der gemischte Prozeß erster Ordnung hat die Form:

$$\begin{aligned} x_i &= \bar{x} + a_1(x_{i-1} - \bar{x}) + z_i + b_1 z_{i-1} \quad (4.74.) \\ z_1 &= 0 \\ z_2 &= x_2 - \bar{x} - a_1(x_1 - \bar{x}) \\ z_3 &= x_3 - \bar{x} - a_1(x_2 - \bar{x}) - b_1 z_1 \\ z_i &= x_i - \bar{x} - a_1(x_{i-1} - \bar{x}) - b_1 z_{i-1} \end{aligned}$$

Für ARMA(2,1) gilt:

$$\begin{aligned} x_i &= \bar{x} + a_1(x_{i-1} - \bar{x}) + a_2(x_{i-2} - \bar{x}) + z_i + b_1 z_{i-1} \quad (4.75.) \\ z_1 &= z_2 = 0 \\ z_3 &= x_3 - \bar{x} - a_1(x_2 - \bar{x}) - a_2(x_1 - \bar{x}) \\ z_4 &= x_4 - \bar{x} - a_1(x_3 - \bar{x}) - a_2(x_2 - \bar{x}) - b_1 z_{i-1} \\ z_i &= x_i - \bar{x} - a_1(x_{i-1} - \bar{x}) - a_2(x_{i-2} - \bar{x}) - b_1 z_{i-1} \end{aligned}$$

Bei allen betrachteten Modellen kann man eine Vereinfachung durch Subtraktion des Mittelwertes erreichen, etwa durch die Standardisierung von Daten, muß aber die Modelle wieder auf die Rohdaten umrechnen.

4.2.2.2.4. ARIMA-Prozesse

Die Berechnung von ARMA-Modellen aus finiten Differenzen einer Datenserie führt zu ARIMA-Prozessen (autoregressive integrated moving average). Man verwendet dabei die Differenzen zwischen benachbarten Probenpunkten als Ausgangsdaten.

$$\Delta x_i = x_i - x_{i-1} \quad (4.76.)$$

sind finite Differenzen erster Ordnung. Man kann das Verfahren bis zu finiten Differenzen der Ordnung wiederholen, die $x \approx 0$ und die kleinste Varianz aufweisen und damit nichtstationäre Datensequenzen stationär machen. Bei vielen geologischen Datensätzen genügen finite Differenzen erster Ordnung, wie die weitverbreitete Variogramm-Analyse der Geostatistik zeigt, die darauf aufbaut (siehe Kap. 4.2.5.).

Ein ARMA(k,d,l)-Modell verwendet finite Differenzen d-ter Ordnung. Die ursprünglichen Daten erhält man durch Integration. Die Berechnungen erfolgen wie in den ARMA-Modellen mit der Kalkulation der autoregressiven Parameter b_j mit dem Ziel, die Residualvarianz zu minimieren:

$$\Delta x_i = a_1 \Delta x_{i-1} + \dots + a_k \Delta x_{i-k} + z_i + b_1 z_{i-1} + \dots + b_l z_{i-l} \quad (4.77.)$$

und

$$z_i = \Delta x_i - a_1 \Delta x_{i-1} - \dots - a_k \Delta x_{i-k} - b_1 z_{i-1} - \dots - b_l z_{i-l} \quad (4.78.)$$

Klarerweise sind ARIMA-Modelle nur dann angebracht, wenn durch die Bildung finiter Differenzen die Datenvarianz verringert wird (siehe SAHU, 1982).

4.2.3. Spektralanalyse

Verfahren der Spektralanalyse dienen zur Beschreibung von Periodizitäten in einer Datenfolge. Grundlage ist die Zerlegung der Varianz (power) einer Datenfolge $\{x_i\}$ ($i = 1, \dots, n$) in harmonische Schwingungen

$$v_m = \frac{m}{n}, \quad m \leq \frac{n}{2},$$

der Grundfrequenz

$$v_1 = \frac{1}{n}.$$

Mit einer Fourier-Transformation werden Zeitreihen über Sinus- und Kosinusschwingungen in den Frequenzbereich übersetzt, das sind Intervalle in Abhängigkeit von der Länge der Zeitreihe. Aus der Autokovarianzfunktion wird dabei das „power spectrum“, dessen Kurvenverlauf aus den Amplituden der harmonischen Schwingungen die Verteilung der Varianz des stochastischen Prozesses in Frequenzen (power density) angibt.

In der vorliegenden Untersuchung wird die Methodik nur sehr begrenzt zur Kalkulation von Power-Spektren verwendet. Daher bleibt die Darstellung abrißartig darauf beschränkt, zumal eine umfangreiche Literatur zu diesem Thema existiert (z. B. GRANGER & HATANAKA, 1964; JENKINS & WATTS, 1968; AGTERBERG, 1974; SCHWARZACHER, 1975; OTNES & ENOCHSON, 1978).

Die Autokovarianz einer Datenfolge als Basis der bisher behandelten Prozesse vereinfacht sich durch Subtraktion des Mittelwertes nach (4.15.) zu:

$$C_h = \frac{1}{n-h} \sum_{i=1}^{n-h} x_i x_{i+h} \quad (4.79.)$$

$$h = 0, 1, 2, \dots, m$$

Die Autokovarianzfunktion ist die Fourier-Transformation der spektralen Dichtefunktion:

$$C(h) = \int_{-\pi}^{\pi} h^{ih\omega} \varphi_x(\omega) d\omega \quad (4.80.)$$

$$\omega = \frac{2\pi}{n}$$

und betrachtet als deren reeller Teil:

$$C(h) = 2 \int_0^{\pi} \cos h\omega \varphi(\omega) d\omega \quad (4.81.)$$

Die normierte spektrale Dichtefunktion entspricht:

$$\Phi_x(\omega) = \frac{\varphi(\omega)}{(s_x)^2} \quad (4.82.)$$

mit der Autokorrelationsfunktion als reellem Teil:

$$R(h) = 2 \int_0^{\pi} \cos h\omega \Phi(\omega) d\omega \quad (4.83.)$$

Das Power-Spektrum erfüllt:

$$\varphi_\omega = \frac{1}{2\pi} \sum_{n=-\infty}^{+\infty} e^{-ih\omega} C_h \quad (4.84.)$$

und das Spektrum einer diskreten Zeitreihe:

$$\varphi_x(\omega) = \frac{1}{2\pi} \left[C_0 + 2 \sum_{n=1}^{m-1} C_n \cos \omega h n \right] \quad (4.85.)$$

mit dem Spektralfenster $w(u)$. Das hier verwendete Tukey-Fenster gewichtet:

$$w(u) = \begin{cases} \frac{1}{2} (1 + \cos \frac{\pi u}{m}) & ; u < m \\ 0 & ; u > m \end{cases} \quad (4.86.)$$

Aus $f_x(\omega)$ kann man die Amplituden A_m der m harmonischen Schwingungen bestimmen:

$$\frac{1}{2} (A_m)^2 = \frac{n}{2} \sum_{h=1}^{m-1} C_h \cos \omega_h w(u) \quad (4.87.)$$

und mit dem Wert $(A_m)^2$ das Power-Spektrum darstellen.

Die Spektren einfacher stochastischer Prozesse haben wie die Korrelogramme typische Verläufe: MA und AR(1) ergeben negative Exponentialkurven. AR(2)-Prozesse haben einen Peak in Abhängigkeit von ihrer Oszillationsperiode (siehe 4.45.–4.48.). Bei Prozessen höherer Ordnung können Amplituden höherer Ordnung und damit kleinräumige Oszillationen erfaßt werden.

4.2.4. Datenfilter

Die Modellierung stochastischer Prozesse aus Korrelogrammen und Power-Spektren kann durch Trend oder „noise“ in den Daten beeinträchtigt werden. In vielen Fällen erreicht man eine Verbesserung durch die Verwendung von Datenfiltern, die dazu beitragen, Trends oder Zufallsschwankungen zu eliminieren (siehe OTNES & ENOCHSON, 1978; SCHWARZACHER, 1983, 1984).

Die Entfernung linearer Trends durch Subtraktion führt zum Slutsky-Yule-Effekt (KENDALL & STUART, 1968): Die Korrelationsstruktur der Residuen wird durch die Subtraktion eines Trends mit starker Autokorrelation beeinflusst, d. h. die Residuen eines Trends sind nicht mehr unkorreliert. Echte Filter wirken hingegen als Operatoren, die eine Datenfolge transformieren.

Ein Filter transformiert eine Datenfolge $\{x_i\}$ in eine Folge $\{y_i\}$ durch einen linearen Operator:

$$y_i = A[x_i] \quad (4.88.)$$

A ist ein linearer Operator k -ter Ordnung, wenn:

$$A \left[\sum_{j=1}^k a_j x_j \right] = \sum_{j=1}^k a_j A[x_j] \quad (4.89.)$$

Im folgenden werden einfache lineare Filter erster und zweiter Ordnung beschreiben.

Filter erster Ordnung werden durch die Differenzengleichung:

$$y_i = b_0 x_i + b_1 x_{i-1} - a_1 y_{i-1} \quad (4.90.)$$

erzeugt. Sie haben eine ähnliche Struktur wie AR(1) oder ARMA(1,1), siehe (4.37.) und (4.74.), die Zufallskomponenten z_i werden durch die Eingangsdaten x_i ersetzt. Damit kann man nach SCHWARZACHER (1984) fünf verschiedene Filterprozesse generieren:

	b_0	b_1	a_1
1. Umkehrung	-1	0	0
2. Integration	1	0	-1
3. Differenzierung	1	-1	0
4. Low pass	$1 - a_1$	0	$-a_1$
5. High pass	$1 - a_1$	0	a_1

In geologischen Zeitreihen sind die Filter 4 und 5 besonders interessant. Ein „low pass“-Filter:

$$y_i = (1 - a_1)x_i + a_1 y_{i-1} \quad (4.91.)$$

dämpft die hohen Frequenzanteile und kann zur Entfernung von Zufallsschwankungen verwendet werden. Ein „high pass“-Filter:

$$y_i = (1 - a_1)x_i - a_1 y_{i-1} \quad (4.92.)$$

dämpft die niedrigen Frequenzen und ist zur Beseitigung von Trends geeignet. Bei den Filtern 2. Ordnung, vgl. AR(2) in (4.37.), entspricht:

$$y_i = (1 - a_1)x_i + a_1 y_{i-1} + a_2 y_{i-2} \quad (4.93.)$$

einem „low pass“-filter und

$$y_i = (1 - a_1)x_i - a_1 y_{i-1} - a_2 y_{i-2} \quad (4.94.)$$

einem „high pass“-filter. Beide sind nur stabil, wenn:

$$\left| \frac{-a_1}{2 \sqrt{a_2}} \right| \leq 1 \quad (a_1)^2 < 4a_2 \quad (4.95.)$$

Zur Abschätzung der Koeffizienten berechnet man AR(1) oder AR(2), die stochastische Komponente z_i wird durch x_i ersetzt. Filter höherer Ordnung sind z. B. in OTNES & ENOCHSON (1978) erläutert.

Lineare Trends lassen sich leicht erkennen, sie können mit niedriggradigen Polynomen erfaßt und durch Subtraktion von Daten getrennt werden, wobei, wie vorhin erwähnt, darauf zu achten ist, unkorrelierte Residuen zu erhalten. Eine andere Möglichkeit besteht darin, bei nicht zu sehr schwankenden benachbarten Punkten anstatt der Daten deren finite Differenzen der Ordnung zu verwenden, welche die geringste Varianz aufweist (siehe Kapitel 4.2.2.4.).

Einen meist schwieriger auszumachender oszillierender oder harmonischer Trend kann die harmonische Regression approximieren (siehe WHITTAKER & ROBINSON, 1960):

$$y_i = \bar{x} + \sum_{j=1}^k (A_j \cos \omega_j k) + B_j \sin \omega_j k \quad (4.96.)$$

$$k \leq \frac{n}{2} ; n \text{ gerade}$$

$$k \leq \frac{n-1}{2} ; n \text{ ungerade}$$

$$\omega = \frac{2\pi}{n}$$

mit den Fourierkoeffizienten A und B der Ordnung k , die so klein wie möglich sein soll:

$$A_k = \frac{2}{n} \sum_{j=1}^{n-1} x_j \cos \omega_j k$$

$$B_k = \frac{2}{n} \sum_{j=1}^{n-1} x_j \sin \omega_j k \quad (4.97.)$$

$$B_{n/2} = 0, \text{ wenn } n \text{ gerade}$$

Einfache Subtraktion:

$$x_i - y_i = z_i \quad (4.98.)$$

ergibt die gefilterten Residuen z_i .

In manchen Fällen können Filter die Korrelationsstrukturen von Zeitreihen verdeutlichen und eine Interpretation erleichtern. Wichtig ist dabei zu entscheiden, ob Trends oder Zufallsschwankungen beseitigt werden sollen, um den richtigen Filter zu wählen. Als eine Art Filter kann man auch finite Differenzen der Daten oder

durch Interpolation erweiterte Datensätze verwenden. Finite Differenzen sollen die Datenvarianz verringern und Stationarität einer Serie erreichen. Hingegen muß bei einer Interpolation zusätzlicher Datenpunkte darauf geachtet werden, daß die Gesamtvarianz der Daten erhalten bleibt, da sonst Glättungseffekte deren Struktur aufweichen oder verzerren könnten (vgl. Abschnitt 4.2.1.). Die Subtraktion eines Trends von einer Datenfolge kann unerwünschte Korrelationen in den Residuen erzeugen und ist daher nur mit Vorsicht zu verwenden.

4.2.5. Variogramm und Kriging

In der Geostatistik im engeren Sinn bildet das Variogramm mit der Möglichkeit, die räumliche Korrelationsstruktur einer Variablen zu erfassen, die Grundlage bei der Untersuchung regionalisierter Variablen. Daraus können mit dem Kriging-Verfahren (benannt nach dem südafrikanischen Lagerstättengeologen und Geostatistiker D. K. KRIGE) Werte einer Variablen an beliebigen Punkten eines ein- bis dreidimensionalen Probenraumes geschätzt bzw. interpoliert werden. Zusätzlich erhält man noch die Varianz der Variablen für jeden geschätzten Punkt und damit eine Aussage über die Zuverlässigkeit des Schätzverfahrens. Geostatistische Methoden werden hauptsächlich in der Lagerstättengeologie zur Vorratsberechnung eingesetzt. In der umfangreichen Literatur finden sich einige Handbücher (MATHERON, 1971; DAVID, 1977; JOURNEL & HUIJBREGTS, 1978; CLARK, 1979; RENDU, 1981), weshalb hier nur die elementaren Begriffe übersichtsmäßig erläutert werden.

Bei der Berechnung eines Variogramms geht man von den finiten Differenzen erster Ordnung zwischen den Variablenwerten von Probenpunkten im Abstand h aus, welche die Unterschiede zwischen den Proben angeben. Wichtig ist es, die mittlere Differenz aller Probenpaare für verschiedene Abstände zu bestimmen. Man erhält so eine Vektorfunktion mit Entfernung und deren Richtung, das Variogramm $\gamma(h)$, als Maß der Verschiedenheit von Proben in Abhängigkeit von ihrer Entfernung zueinander. Im allgemeinen Fall gilt:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \int_0^{n(h)} (x_i - x_{i+h})^2 dx \quad (4.99.)$$

$h = 0, 1, 2, \dots, \infty$

und für diskrete Werte:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} (x_i - x_{i+h})^2 \quad (4.100.)$$

$n(h) = \text{Anzahl der Probenpaare für alle Abstände } n$

$\gamma(h)$ ist der Mittelwert der quadrierten Differenzen aller untersuchten Wertepaare. Dies entspricht der halben Varianz der Differenzen.

Voraussetzung einer sinnvollen Berechnung von Variogrammen ist schwache Stationarität der Datenfolge, deren Erwartungswert $E(x)$ und Varianz $\text{var}(x)$ durch den Mittelwert geschätzt wird:

$$\begin{aligned} E(x_i) &= \bar{x} \\ \text{var}(x) &= E(x_i - \bar{x})^2 = C_0 \end{aligned} \quad (4.101)$$

(vgl. dazu 4.16). Daraus folgt:

$$\begin{aligned} E(x_i - x_{i+h}) &= 0 \\ \text{var}(x_i - x_{i+h}) &= 2\gamma(h) \end{aligned} \quad (4.102.)$$

Ebenso gilt:

$$\text{var}(x_i - x_{i+h}) = \text{var}(x_i) + \text{var}(x_{i+h}) - 2\text{cov}(x_i, x_{i+h}) \quad 4.103.)$$

und im Vergleich mit Autokovarianz und Autokorrelation (vgl. 4.13.–4.18.):

$$\gamma(h) = C_0 - C(h) = [1 - \rho(h)] \cdot C_0 \quad (4.104.)$$

Das bedeutet, Variogrammfunktionen können in Autokovarianz- oder Autokorrelationsfunktionen überführt werden und umgekehrt, beide Gruppen haben einen zueinander spiegelbildlichen Verlauf (siehe Abb. 28). Dies gilt nicht mehr, wenn die Bedingungen der schwachen Stationarität verletzt werden und die Datenfolge etwa einen linearen Trend enthält. Der Verlauf des Korrelogramms hängt von der Länge der Datenfolge ab, während das Variogramm konstant bleibt.

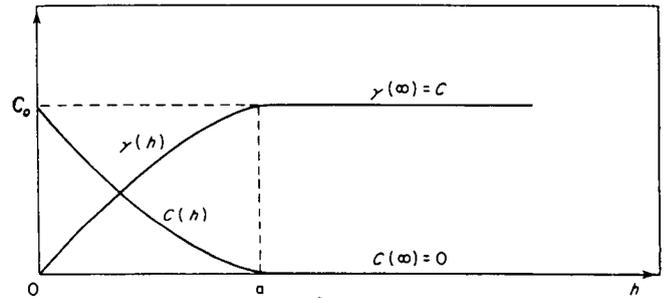


Abb. 28: Symmetrischer Verlauf von Autokovarianzfunktion $C(h)$ und Variogrammfunktion $\gamma(h)$; nach JOURNEL & HUIJBREGTS (1978, Abb. II.4.).

Folgende wichtige Kenngrößen lassen sich aus der graphischen Darstellung eines Variogramms in Abb. 29 ablesen:

- a) sill C
Begrenzungswert von $\gamma(h)$, mit dem die Datenvarianz erreicht wird.
- b) Nuggeteffekt N
Zufallsschwankungen, die im Kleinbereich unter dem Datenintervall $h = 1$ auftreten und die Korrelationsstruktur überlagern können.
- c) Reichweite (range) a
Einflußbereich eines Datenpunktes x_i . In der Entfernung a von x_i erreicht die Datenvariation den sill (Datenvarianz). Für Abstände $h > a$ sind die Datenpunkte unkorreliert.

Das aus einer begrenzten Datenzahl ermittelte Variogramm verläuft wegen der endlichen Wertezahl unste-

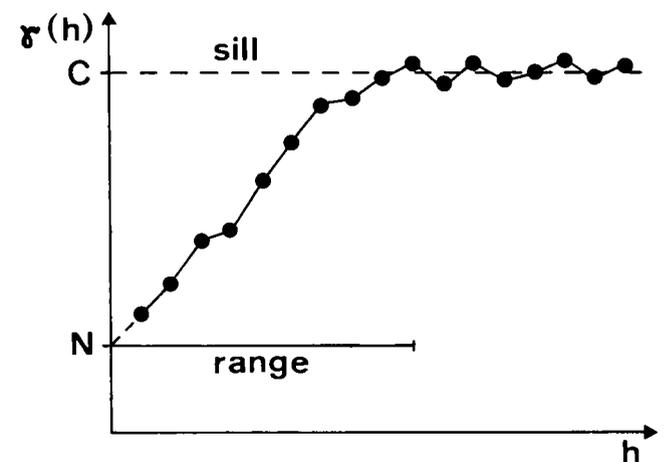


Abb. 29: Empirisches Variogramm mit den Kenngrößen sill (C), Nuggeteffekt (N) und Reichweite (range, a).

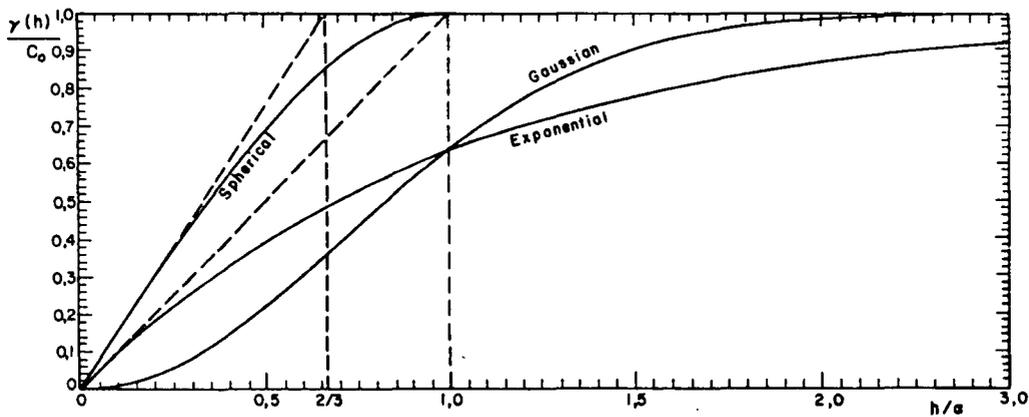


Abb. 30: Variogramm-Modelle, die durch das Erreichen der Datenvarianz (sill) begrenzt werden; nach RENDU (1981, Abb. 4.1.).

tig. Daher verwendet man theoretische Hilfsfunktionen zur Modellierung der empirischen Variationen.

Von den zahlreichen Modellfunktionen für Variogramme werden folgende häufig verwendet, die durch einen sill begrenzt werden (siehe Abb. 30):

1) Sphärisches Modell:

$$\gamma(h) = C \left(\frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right) ; h \leq a \quad (4.105.)$$

$$\gamma(h) = C ; h > a$$

2) Gauß'sches Modell:

$$\gamma(h) = C \left(1 - e^{-\frac{h^2}{a^2}} \right) \quad (4.106.)$$

$a \approx 0.58$ der Reichweite

3) Exponentielles Modell:

$$\gamma(h) = C \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right) \quad (4.107.)$$

$a \approx 1/3$ der Reichweite

Für diese Modelle existiert eine äquivalente Autokovarianzfunktion:

$$C(h) = C_0 - \gamma(h) \quad (4.108.)$$

Ist ein Nuggeteffekt vorhanden, so muß dieser zum sill addiert werden:

$$\gamma(h) = N + C ; h \neq 0 \quad (4.109.)$$

Mit Hilfe von Variogrammen können Interpolationsprobleme gelöst werden, indem man den Gehalt einer Variablen an einem bestimmten Punkt aus mehreren Probenpunkten in dessen Umgebung schätzt. Dazu ermittelt man mit dem Kriging-Verfahren den unbekannt Schätzwert z_0 aus n x_i Umgebungspunkten. Dieses Schätzverfahren liefert für z_0 den optimalen linearen Schätzwert (BLUE, Best Linear Unbiased Estimator) mit einer Minimierung der Schätzvarianz, Fehlervarianz oder Kriging-Varianz, $(s_k)^2$, aus einem optimalen Gewichtungssystem der Umgebungspunkte über das Variogramm:

$$z_0 = \sum_{i=1}^n b_i x_i \quad (4.110.)$$

$b_i =$ Gewichte der Umgebungspunkte x_i

mit

$$\sum b_i = 1 \quad (4.111.)$$

und

$$E(z_0 - x_0)^2 = (s_k)^2 = \text{Minimum} \quad (4.112.)$$

Zur Bestimmung der Gewichte b_i erstellt man das Gleichungssystem, welches die Schätzvarianz $(s_k)^2$ unter Berücksichtigung von (4.109.) und (4.110.) minimiert:

$$\sum_{i=1}^n b_i \gamma(x_i - x_j) + l = \gamma(x_i - z_0) \quad (4.113.)$$

$\gamma(x_i - x_j)$
 $\gamma(x_i - z_0)$ } $\rightarrow h$
 $l =$ Lagrange-Multiplikator⁵⁾

oder in Matrixform:

$$\begin{bmatrix} 0 & \gamma(x_1 - x_2) & \dots & \gamma(x_1 - x_n) & 1 \\ \gamma(x_2 - x_1) & 0 & \dots & \gamma(x_2 - x_n) & 1 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \gamma(x_n - x_1) & \gamma(x_n - x_2) & \dots & 0 & 1 \\ 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \vdots \\ b_n \\ l \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma(x_1 - z_0) \\ \gamma(x_2 - z_0) \\ \vdots \\ \gamma(x_n - z_0) \\ 1 \end{bmatrix} \quad (4.114.)$$

Für jeden Schätzwert z_0 bestimmt man die Schätzvarianz mit:

$$(s_k)^2 = l + \sum_{i=1}^n b_i \gamma(x_i - z) \quad (4.115.)$$

Damit kann die Genauigkeit des Schätzverfahrens überprüft werden, was bei anderen Interpolationsverfahren (z. B. Splines) nicht möglich ist. Allerdings führt die Bestimmung der Schätzwerte aus den gewichteten Nachbarpunkten zu einer Glättung und damit einer Verminderung der Varianz der Originaldaten, was sich bei Variationsuntersuchungen wegen des Informationsverlustes negativ auswirken kann.

Da die Bestimmung der Gewichte für einen Schätzwert von der räumlichen Korrelationsstruktur der benachbarten Punkte abhängt, die im Variogramm aus den finiten Differenzen erster Ordnung der Probenpunkte bestimmt wird, kann man das Kriging-Verfahren als speziellen Fall eines ARIMA(k,1,1)-Prozesses beschreiben (vgl. SAHU, 1982).

5) Zur Bestimmung des Koeffizienten b_i wird die Funktion $f_b = (s_k)^2 + 2l(\sum b_i - 1)$ minimiert. Dazu müssen die Nebenbedingung (4.111.) mit dem Lagrange-Multiplikator multipliziert und die Ableitungen von f_b gleich Null gesetzt werden, was zu dem lösbaren System von $n + 1$ Gleichungen mit $n + 1$ Unbekannten, der b_i und l in (4.113.) führt (siehe auch COURANT & HILBERT, 1968, S. 187ff; DAVID, 1977, S. 238f).

4.3. Ergebnisse

4.3.1. Rezente Flußsande

4.3.1.1. Allgemeines

Schwermineralabfolgen entlang von Flüssen geben die verschiedenen Transportstadien in Form von Zeitreihen bezogen auf die Erosion von Ausgangsgesteinen wieder. Der Entfernung zum Hinterland und dessen Aufarbeitung zu Lockersedimentmassen kommt hierbei große Bedeutung zu (vgl. Kap. 2.5.2.).

Daher wurden die Variationen in der Aist und in der Pinka als charakteristische Beispiele unterschiedlicher Positionen zum Hinterland ausgewählt: Die Aist bleibt bis kurz vor der Einmündung in die Donau in ihrem sauer-plutonischen Hinterland, während die Pinka ihr metamorphes Hinterland schon nach wenigen Kilometern verläßt und anschließend jungtertiäre und quartäre Sedimente aus den Umlagerungsprodukten des ursprünglichen Alimentationsgebietes durchfließt (vgl. Kap. 2.2.).

Von beiden Flüssen werden zuerst die Kompositionsfaktorenladungen der erweiterten Q-Modus-Faktorenanalyse als Relativanteile von Ausgangsgesteinen und die wichtigen daran beteiligten Schwerminerale in Variationsdiagrammen dargestellt. Diese enthalten kontinuierliche Datenverläufe aus spline-Interpolationen unter Berücksichtigung des Prinzips schwacher Stationarität (vgl. Kap. 4.1.2. und 4.2.1.) mit den Variablenwerten in zunehmender Entfernung vom Flußursprung und den Vertrauensgrenzen der Daten aus Kriging-Schätzwerten und Kriging-Varianz (vgl. Kap. 4.2.5.).

Damit bleibt die Variation der Daten in der Spline-Interpolation erhalten, die restriktive Glättung des Kriging-Verfahrens wird zur Bestimmung der Vertrauensgrenzen benutzt (zum Vergleich von Spline- und Kriging-Interpolation s. MATHERON, 1980; DUBRULE, 1981). Die lokalen Unterschiede benachbarter Datenpunkte sind mit den finiten Differenzen erster Ordnung verdeutlicht. Weiters enthalten die Variationsdiagramme zur Erfassung allgemeiner Trends die Verläufe ungewichteter MA-Prozesse mit

$$b_1 = b_2 = \dots = b_{n/4}$$

(vgl. Kap. 4.2.2.2.), welche für jeden Punkt der Trendkurve die Datenpunkte des flußaufwärts folgenden Viertels der Gesamtlänge einbeziehen.

Danach folgen die Resultate aus den Untersuchungen der räumlichen Autokorrelationsstrukturen der Schwermineraldaten zur Bestimmung der Einflußbereiche verschiedener Liefergebiete hinsichtlich der Schwermineralführung. Dazu werden die Kompositionsfaktorenladungen der erweiterten Q-Modus-Faktorenanalyse verwendet, da sich mit ihnen die lithologischen Komponenten von Liefergebieten univariat beschreiben und eindeutiger Ergebnisse als aus der Analyse der einzelnen Schwerminerale erzielen lassen. Die wichtigen Informationen sind in Autokorrelationsdiagrammen der Ausgangsgesteine enthalten: Variogramme und Korrelogramme beschreiben die Autokorrelationsstruktur. Aus dem Variogramm sind Variationen im Kleinbereich (Nuggeteffekt), sowie der Einflußbereich (Reichweite) bezogen auf die Datenvarianz (sill) von der Variogramm-Funktion $\gamma(h)$ eines Gesteins bzw. Liefergebietes abzulesen. Die Modellfunktionen wurden in bestmöglicher Übereinstimmung mit den empirischen Variogramm-Werten der Rohdaten im Bereich kleiner Abstände der Datenpaare angepaßt (s. Kap. 4.2.5.). Im Korrelogramm ist der Verlauf der Autokorrelationsfunk-

tion $R(h)$ aus den diskreten Autokorrelationskoeffizienten mit zunehmendem Verschiebungsbetrag (lag) zu sehen, woraus man den stochastischen Prozeß ableiten kann, der die Struktur einer Datensequenz prägt (s. Kap. 4.2.2.2.). Die vorangegangene Spline-Interpolation zusätzlicher Datenpunkte wirkt sich hier sehr günstig aus, da mit Hilfe der schwachen Stationarität die Form der Korrelogramme aus den äquidistant gemachten Rohdaten erhalten bleibt und durch die Verkleinerung der Verschiebungsintervalle eine höhere Auflösbarkeit in diskrete Autokorrelationskoeffizienten möglich wird. Das Power Spektrum zeigt durch Peaks der Spektraldichtefunktion $f(\omega)$ im Frequenzbereich Wiederholungen bzw. zyklisches Verhalten von Liefergebieten entlang der Flußläufe an (vgl. Kap. 4.2.3.). Aus der Autokorrelationsanalyse werden in weiterer Folge ARMA-Prozesse zur Beschreibung der Datenverläufe modelliert, die eine geologische Interpretation der Beziehungen zwischen den Ausgangsgesteinen des Hinterlandes und den fluvialen Sedimenten ermöglichen sollen.

4.3.1.2. Aist

4.3.1.2.1. Variationsuntersuchungen

Variationsdiagramme der Ausgangsgesteine Granit und Diorit-Granodiorit sowie der Leitminerale Apatit, Hornblende, Granat, Zirkon (gesamt), Epidot-Alterit, idiomorpher Zirkon, Opakanteil und Biotit sind in den Abb. 31–40 zusammengestellt. Wegen der überaus wechselhaften Schwermineralführung im obersten Flußabschnitt wurden die ersten 7,5 Kilometer in der Analyse nicht berücksichtigt, weshalb sich teilweise von den Gesamtdaten in Tab. 1a geringfügig abweichende Mittelwerte und Standardabweichungen ergeben. Die untersuchten Variablen haben folgende Merkmale (Variablenwerte der Gesteine in normierten Kompositionsfaktorenladungen, cl, der Minerale in Kornprozenten):

Granit (Abb. 31)

\bar{x} : 0,80 cl; s: 0,139 cl

Maximum: 1,08 cl; Minimum: 0,37 cl

maximale Differenzen 1. Ordnung: +0,238 cl, -0,196 cl

Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 8; >2s: 5

Input-Impulse >s: 4 (bei 10, 24, 50, 59 km)

Überschreiten der Konfidenzgrenzen: —

(positiv: +, negativ: -, Anzahl der Oszillationsperioden)

Trend: steigend (+0,216 cl) – fallend (-0,122 cl)

Diorit-Granodiorit (Abb. 32)

\bar{x} : 0,18 cl; s: 0,136 cl

Maximum: 0,537 cl; Minimum: -0,098 cl

maximale Differenzen 1. Ordnung: +0,313 cl, -0,243 cl

Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 7; >2s: 4

Input-Impulse >s: 3 (bei 21, 38, 57 km)

Überschreiten der Konfidenzgrenzen: +, 2

Trend: steigend (+0,075 cl) – fallend (-0,212 cl) – steigend (+0,204 cl)

Apatit (Abb. 33)

\bar{x} : 37,8 %; s: 8,4 %

Maximum: 52,5 %; Minimum: 20,5 %

maximale Differenzen 1. Ordnung: +14,4 %, -13,1 %

Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 7; >2s: 4

Input-Impulse >s: 3 (bei 12, 19, 26 km)

Überschreiten der Konfidenzgrenzen: +, 1

Trend: steigend (+13,1 %) – fallend (-16,0 %).

Hornblende (Abb. 34)

\bar{x} : 19,1 %; s: 10,7 %
 Maximum: 47,7 %; Minimum: 1,0 %
 maximale Differenzen 1. Ordnung: +20,0 %, -21,1 %
 Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 8; >2s: 4
 Input-Impulse >s: 4 (bei 21, 38, 49, 58 km)
 Überschreiten der Konfidenzgrenzen: +, 1
 Trend: steigend (+7,0 %) – fallend (-12,1 %) – steigend (+13,5 %)

Granat (Abb. 35)

\bar{x} : 7,2 %; s: 6,9 %
 Maximum: 43,0 %; Minimum: 1,8 %
 maximale Differenzen 1. Ordnung: +13,0 %, -19,4 %
 Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 8; >2s: 1
 Input-Impulse >s: 1 (bei 28 km)
 Überschreiten der Konfidenzgrenzen: +, 1
 Trend: oszillierend fallend (-4,1 %)

Zirkon gesamt (Abb. 36)

\bar{x} : 18,4 %; s: 8,8 %
 Maximum: 40,0 %; Minimum: 2,0 %
 maximale Differenzen 1. Ordnung: +21,7 %; -15,5 %
 Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 8; >2s: 4
 Input-Impulse >s: 4 (bei 10, 40, 50, 59 km)
 Überschreiten der Konfidenzgrenzen: +, 1
 Trend: steigend (+16,3 %)

Epidot-Alterit (Abb. 37)

\bar{x} : 11,9 %; s: 11,4 %
 Maximum: 55,0 %; Minimum: 2,0 %
 maximale Differenzen 1. Ordnung: +21,7 %; -15,5 %
 Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 6; >2s: 2
 Input-Impulse >s: 1 (bei 8 km)
 Überschreiten der Konfidenzgrenzen: —
 Trend: fallend (-22,1 %)

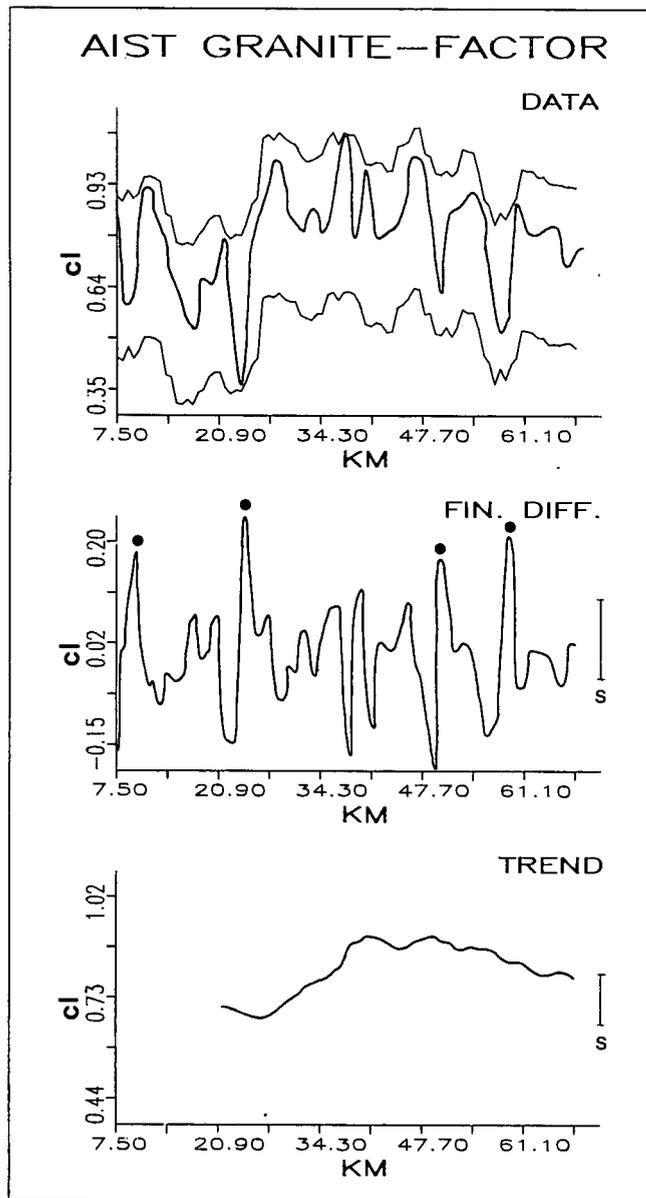


Abb. 31: Variationsdiagramm des granitischen Hinterlandes in der Aist. Daten (Kompositions-Faktorenladungen, cl) mit 90 % Konfidenzintervallen, finite Differenzen 1. Ordnung mit maximalen Input-Impulsen (●) bezogen auf die Standardabweichung s, Trend aus gleitenden Mittelwerten.

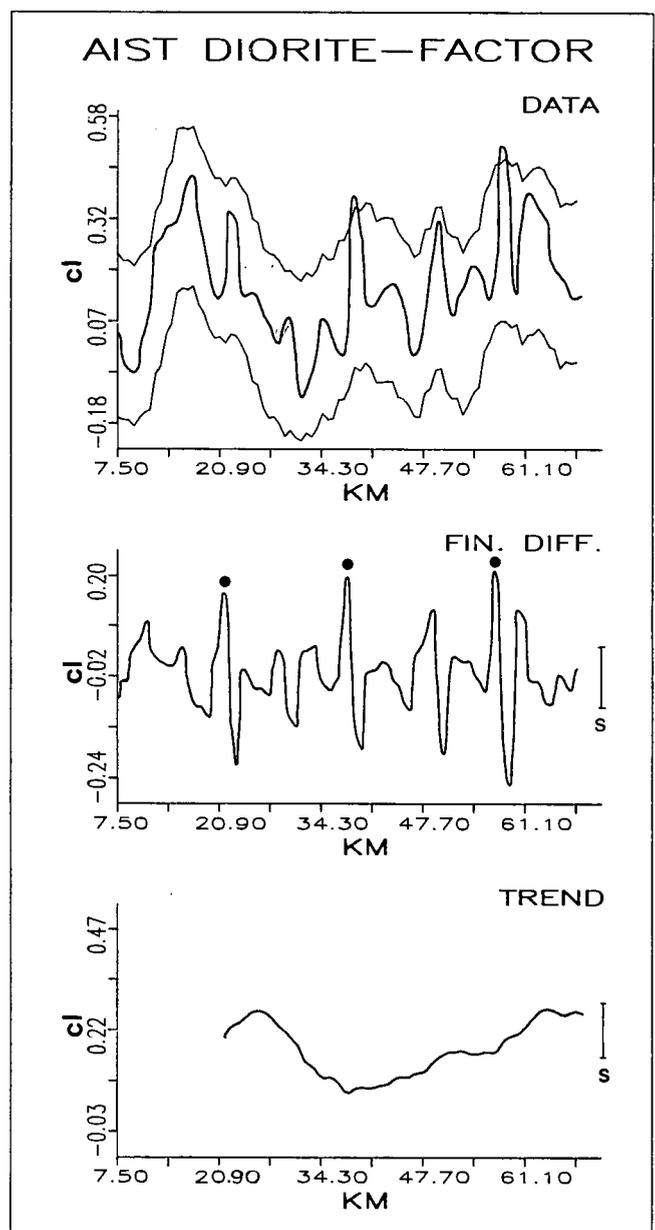


Abb. 32: Variationsdiagramm des dioritisch-granodioritischen Hinterlandes in der Aist. Erläuterungen siehe Abb. 31.

Zirkon idiomorph (Abb. 38)

\bar{x} : 84,2 %; s: 9,6 %

Maximum: 99,7 %; Minimum: 55,5 %

maximale Differenzen 1. Ordnung: +21,8 %, -28,0 %

Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 8; >2s: 4

Input-Impulse >s: 5 (bei 10, 24, 38, 58, 63 km)

Überschreiten der Konfidenzgrenzen: -, 2

Trend: oszillierend, leicht fallend (-1,3 %)

Opakanteil (Abb. 39)

\bar{x} : 53,2 %; s: 12,4 %

Maximum: 86,0 %; Minimum: 22,5 %

maximale Differenzen 1. Ordnung: +21,3 %, -22,2 %

Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 9; >2s: 5

Input-Impulse >s: 3 (bei 24, 36, 50 km)

Überschreiten der Konfidenzgrenzen: —

Trend: steigend (+19,0 %) – fallend (-10,8 %)

Biotit (Abb. 40)

\bar{x} : 4,8 %; s: 6,5 %

Maximum: 43,5 %; Minimum: 0

maximale Differenzen 1. Ordnung: +24,0 %, -20,7 %

Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 5; >2s: 1

Input-Impulse >s: 1 (bei 60 km)

Überschreiten der Konfidenzgrenzen: +, 1

Trend: oszillierend (+0,9 %)

Die Variablen zeigen ein oszillierendes Verhalten, wobei große Schwankungsbreiten im allgemeinen über die gesamte untersuchte Flußlänge verteilt sind. Granat, Epidot-Alterit und Biotit weichen davon mit je einem Extrem-Peak ab, was auf ein starkes Einschüttungsmaximum hinweist. Die Datenverläufe bestätigen die Ergebnisse der Faktorenanalyse mit ähnlichen Strukturen von Mineralen und zugehörigem Gesteinsfaktor. Der Opakanteil stimmt in seinen Variationen am besten mit Granit überein. Apatit verhält sich sehr ähn-

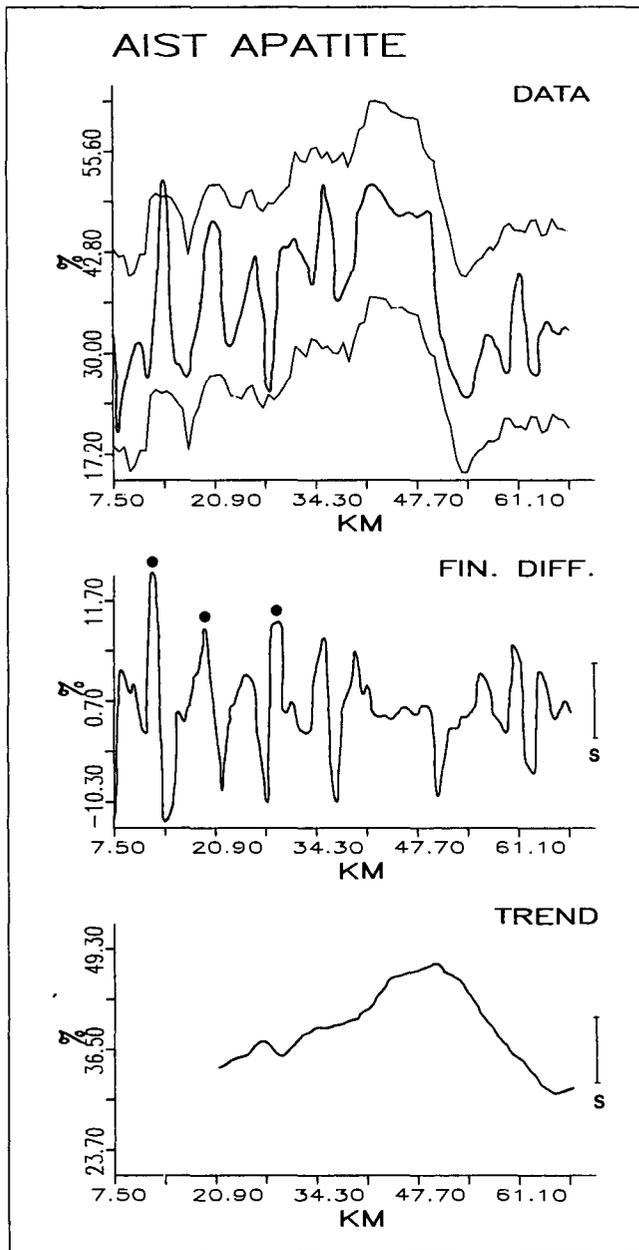


Abb. 33: Variationsdiagramm von Apatit in der Aist. Erläuterungen siehe Abb. 31.

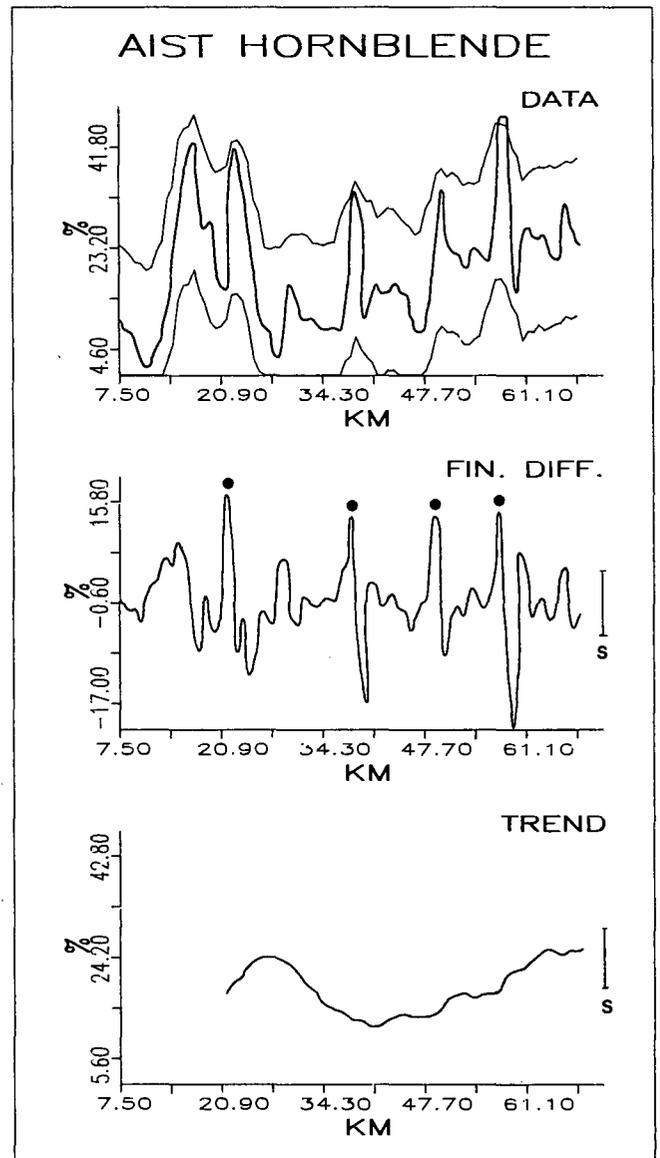


Abb. 34: Variationsdiagramm von Hornblende in der Aist. Erläuterungen siehe Abb. 31.

lich im Oberlauf, während die Variationen im Unterlauf mit einer generellen Abnahme weniger akzentuiert sind. Im Gegensatz dazu paßt sich Zirkon im Unterlauf, bedingt durch die hier höheren Gehalte besser an Granit an. Bei Epidot-Alterit verursacht die rasche Abnahme innerhalb der ersten zwanzig Kilometer weiter flüßab nur mehr kleinere Schwankungen, die ebenfalls annähernd mit dem Granit-Verlauf übereinstimmen. Diorit-Granodiorit hat zu Hornblende die größte Affinität. Idiomorpher Zirkon und Biotit beziehen ihre Peaks von beiden Gesteinstypen, wobei der Hauptpeak von Biotit unter Umständen aus dem raschen Wechsel von Granit- und Dioritmaxima resultiert. Der markante Peak von Granat bei km 28 dürfte von einer metamorphen Restscholle herrühren.

Die Konfidenzgrenzen werden von Apatit, Hornblende, Granat, Zirkon gesamt und Biotit je einmal positiv, von Diorit zweimal positiv und von idiomorphem Zirkon zweimal negativ durchbrochen. Eine positive Überschreitung weist auf impulsartige Erhöhung des Relativ-

gehaltes durch kurzfristige starke Einschüttung einer Komponente hin und ist durch hohe Input Impulse mit großen finiten Differenzen erster Ordnung charakterisiert. Die negativen Differenzen dürften hauptsächlich durch Input-Impulse anderer Komponenten des geschlossenen Schwermineralsystems und mit Ausnahme von Epidot-Alterit und Biotit nur in geringem Ausmaß durch Transportverluste bedingt sein. Im allgemeinen finden sich bei den Variablen drei oder vier größere Input-Impulse, die die Standardabweichung der Daten übersteigen, über die ganze Flußlänge verteilt.

In der Trendanalyse lassen sich ebenfalls enge Beziehungen zwischen Schwermineralen und Ausgangsgesteinen aufzeigen. Dem Granit-Trend, der erst ansteigt und dann abfällt, folgt etwas abgeschwächt der Opakanteil und in verstärkter Form Apatit, bezogen auf die Standardabweichung als Variationsmaß. Zirkon hat eine generell steigende Tendenz. Hornblende stimmt sehr gut mit dem weiträumig oszillierenden Trend von Diorit überein. Idiomorpher Zirkon und Biotit oszillieren

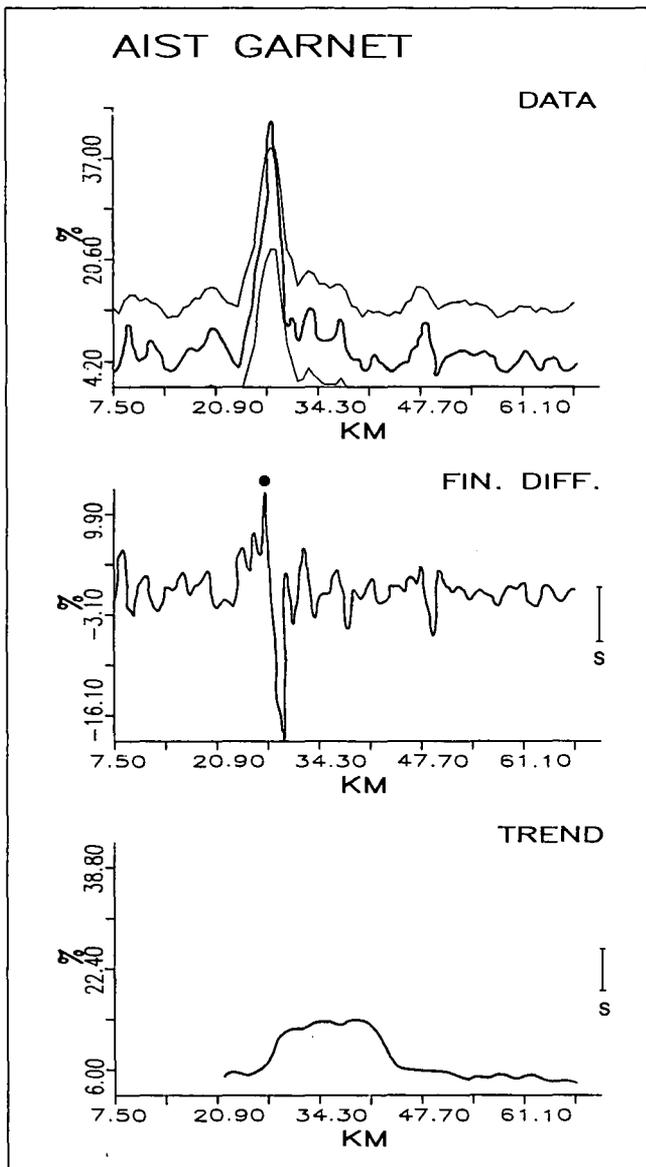


Abb. 35: Variationsdiagramm von Granat in der Aist. Erläuterungen siehe Abb. 31.

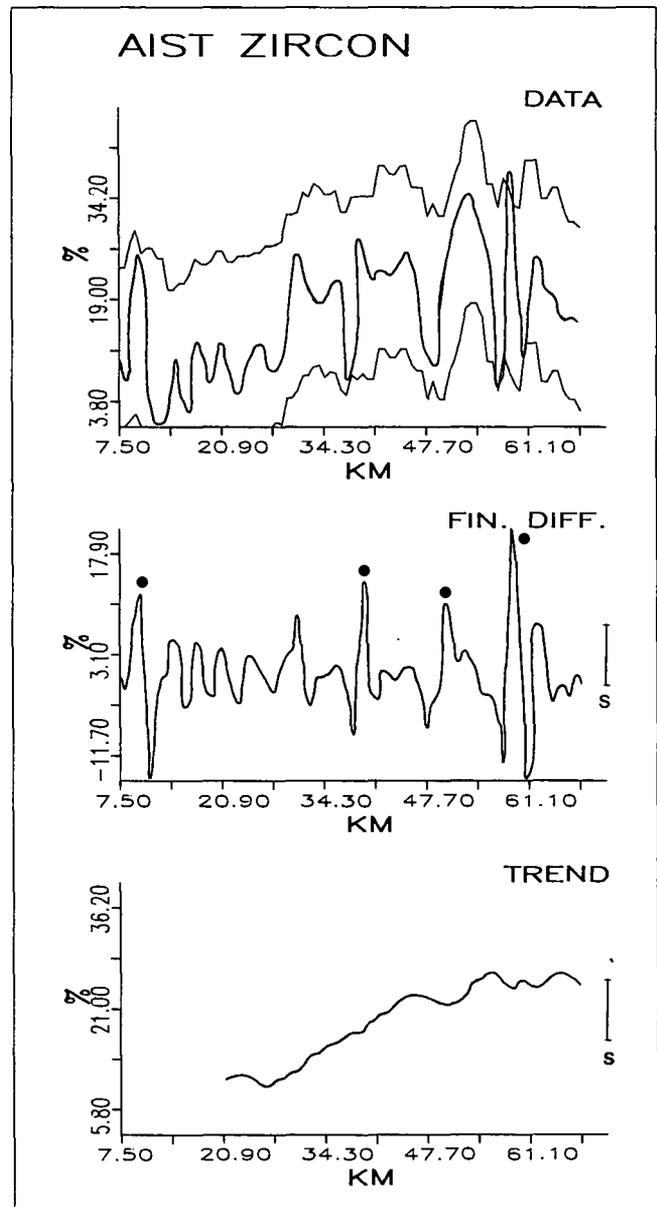


Abb. 36: Variationsdiagramm von Zirkon (gesamt) in der Aist. Erläuterungen siehe Abb. 31.

gleichmäßig. Bei Granat wird eine leicht fallende Tendenz durch den Hauptpeak unterbrochen. Epidot-Alterit fällt zuerst rasch, dann langsam ab und bleibt im unteren Flußabschnitt annähernd konstant.

4.3.1.2.2. Autokorrelationsstrukturen

Die Autokorrelationsstrukturen von granitischen und dioritisch-granodioritischen Ausgangsgesteinen sind in den Abb. 41 und 42 enthalten. Die folgende Zusammenfassung der Ergebnisse berücksichtigt die Analyse typischer Schwerminerale:

Granit

Apatit = ap, Zirkon (gesamt) = zr, Epidot-Alterit = epal, Opakanteil = op

Variogramm:

Modell: sphärisch

zr: Gauß

Reichweite: 16,5 km

ap: 22,8 km; zr: 48 km; epal: 10,5 km; op: 11 km

Nuggeteffekt (in % der Varianz): 56 %

ap: 49 %; zr: 46 %; epal: 24 %; op: 59 %

Korrelogramm:

Verlauf: oszillierend

epal: negativ exponentiell

Abnahme auf 0: bei lag 14

ap: lag 15; zr: lag 23; epal: lag 26; op: lag 15

stochastischer Prozeß: AR (2), MA (14)

ap: AR (1,2), MA (15); zr: AR (2), MA (23)

epal: AR (1), MA (26); op: AR (2), MA (15)

Power-Spektrum:

Verlauf: oszillierend

Anzahl der Peaks: 1

ap: 2; zr: 2; epal: 1; op: 3

Oszillationsperiode: 4,4 km

ap: 30,7 und 2,8 km; zr: 5,6 und 2,6 km; epal:

2,8 km; op: 20,4; 4,7 und 2,8 km

Diorit-Granodiorit

Hornblende = hb, durchsichtige Minerale insgesamt = dsm, Biotit = bi

Variogramm:

Verlauf: sphärisch

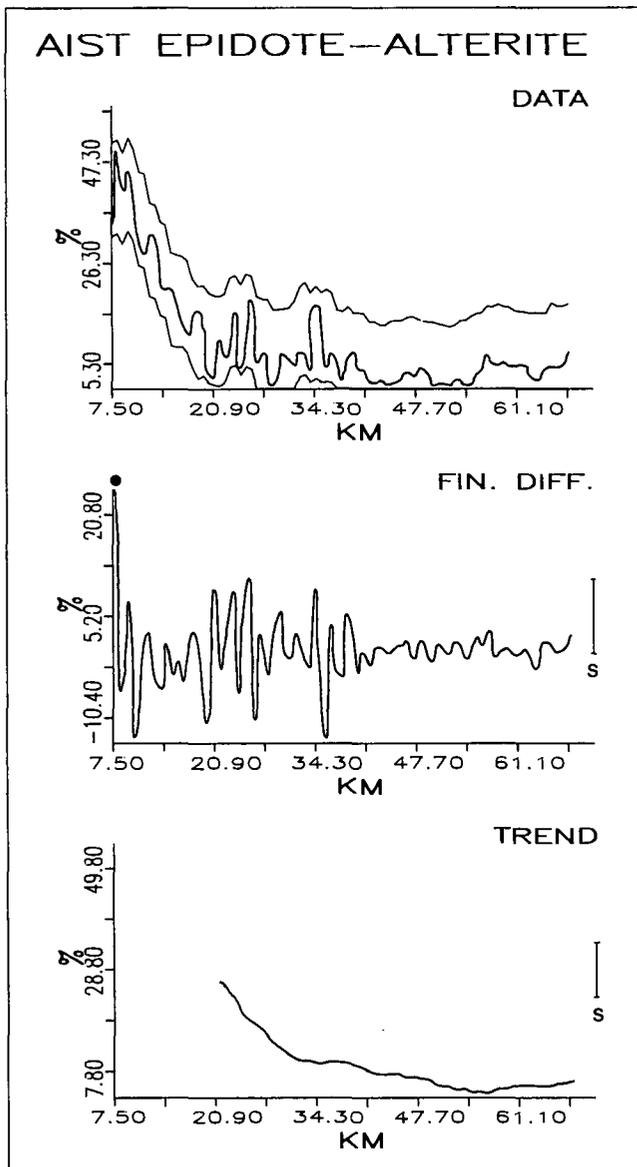


Abb. 37: Variationsdiagramm von Epidot-Alterit in der Aist. Erläuterungen siehe Abb. 31.

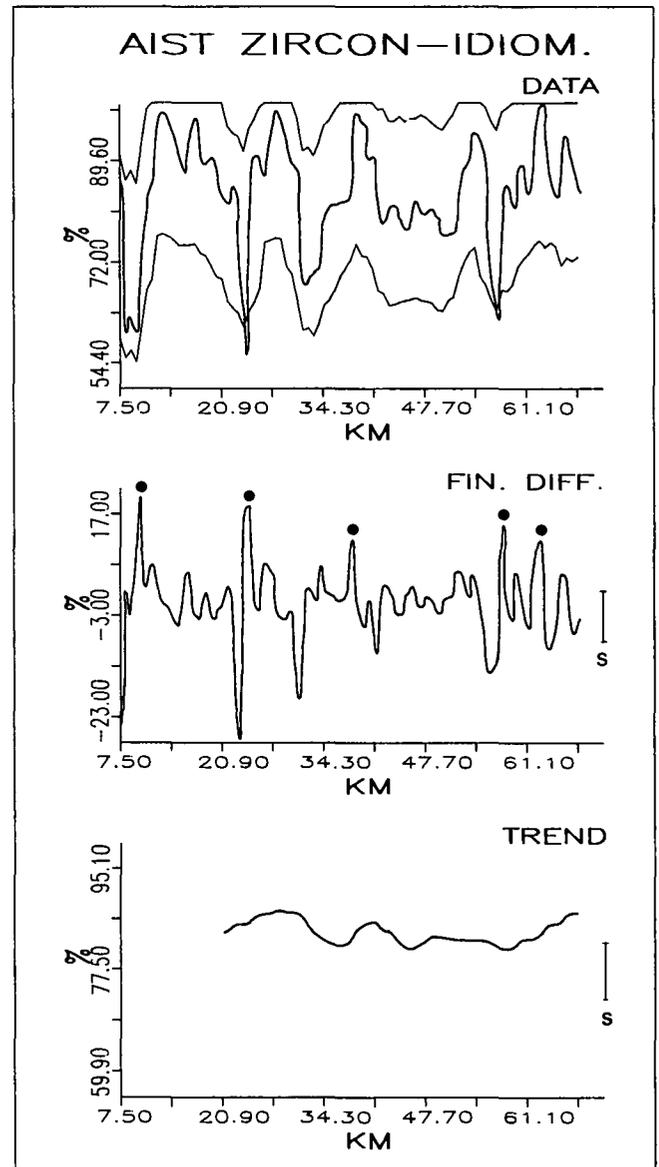


Abb. 38: Variationsdiagramm von idiomorphem Zirkon in der Aist. Erläuterungen siehe Abb. 31.

Reichweite: 10 km

hb: 7 km; dsm: 4,5 km; bi: 7 km

Nuggeteffekt (in % der Varianz): 41 %

hb: 42 %; dsm: 47 %; bi: 66 %

Korrelogramm:

Verlauf: oszillierend

Abnahme auf 0: bei lag 8

hb: lag 11; dsm: lag 9; bi: lag 3

stochastischer Prozess: AR (1,2), MA (8)

hb: AR (1,2), MA (11); dsm: AR (2), MA (9); bi: AR (1,2), MA (3)

Power-Spektrum:

Verlauf: oszillierend

Anzahl der Peaks: 2

hb: 2; dsm: 2; bi: 1

Oszillationsperiode: 20,4 und 2,6 km

hb: 15,3 und 4,1 km; dsm: 20,4 und 2,8 km; bi: 12,3 km

Die empirischen Variogramme lassen sich mit sphärischen Modellfunktionen approximieren. Der Einflußbereich ist bei Granit, 16,5 km, größer als bei Diorit-Granodiorit, 10 km. Dies ist in erster Linie durch die große

Reichweite von Zirkon (48 km) bedingt. Die Reichweite von Diorit ist größer als von dessen charakteristischen Schwermineralen. Der Nuggeteffekt beträgt bei Granit über 50 % der Datenvarianz und übersteigt damit den von Diorit, wo nur Biotit eine hohe Variation im Kleinbereich aufweist.

Die Autokorrelationskoeffizienten in den Korrelogrammen nehmen oszillierend ab, nur bei Epidot-Alterit erfolgt ein negativ exponentieller Abfall. Durch die geringe Zahl von Datenpunkten fallen die Autokorrelationsfunktionen, $R(h)$, bei großen lags teilweise kontinuierlich unter das Null-Niveau. Die empirischen Korrelogramme haben naturgemäß kürzere Reichweiten als die sphärischen Modellfunktionen der Variogramme, die sich nur langsam dem sill annähern. Ihr Verlauf zeigt den einer Datenfolge zugrundeliegenden stochastischen Prozeß an (siehe Kap. 4.2.2.2.): Oszillierend abnehmende Korrelogramme weisen auf autoregressive Prozesse zweiter Ordnung, AR (2), hin und/oder auf einen Prozeß gleitender Mittelwerte (MA) höherer Ordnung (bei Granit und zugehörigen Schwermineralen Ordnung 14–26, bei Diorit und zugehörigen Variablen

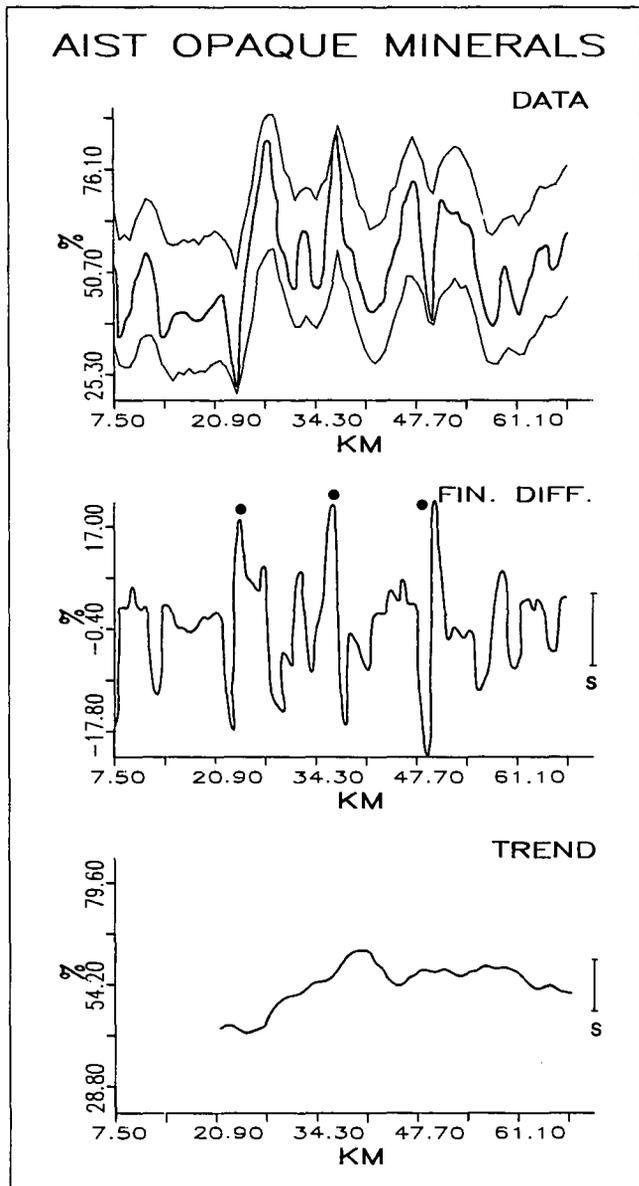


Abb. 39: Variationsdiagramm des Opakanteils in der Aist. Erläuterungen siehe Abb. 31.

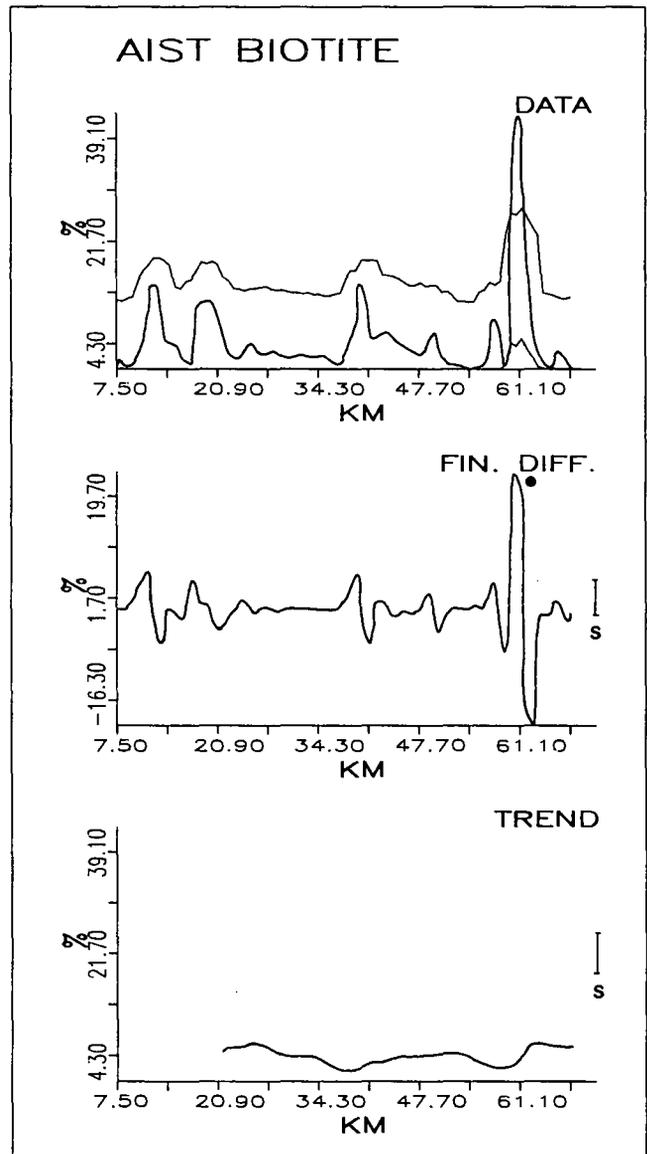


Abb. 40: Variationsdiagramm von Biotit in der Aist. Erläuterungen siehe Abb. 31.

Ordnung 3–11). Einflußbereiche und MA-Prozesse sind bei Diorit in Übereinstimmung mit den Variogrammen kürzer als bei Granit.

Das Power Spektrum erfaßt Wiederholungen bzw. zyklische Strukturen in einer Datenfolge. Das oszillierend abnehmende Bild der Spektraldichtefunktion f_{ω} entspricht $R(h)$. Bei Granit erfaßt das Spektrum nur eine hochfrequente kurze Oszillationsperiode von 4,4 km, die in ähnlicher Länge bei den Schwermineralen ausgebildet ist. Dies bedeutet, daß nur die kurzen Oszillationen, das ist annähernd deren Gesamtzahl, in den Variationsdiagrammen periodisch verlaufen. Dazu tritt bei Apatit und Opakanteil eine niedrigfrequente lange Periode von einem Drittel bzw. der Hälfte der Flußlänge. Bei Diorit finden wir eine niedrigfrequente (20,4 km) Periode, die etwa den Oszillationen in den Daten mit großer Amplitude und damit den maximalen Input-Impulsen entspricht, und eine hochfrequente der Länge 2,6 km. Hornblende und die durchsichtigen Minerale verhalten

sich ähnlich. Biotit hat nur einen niedrigfrequenten Peak bei 12,3 km.

4.3.1.3. Pinka

4.3.1.3.1. Variationsuntersuchungen

In der Pinka wurden die Ausgangsgesteine, niedriggradige Metamorphite und mittel- bis hochgradige Metamorphite mit den Leitmineralen Epidot, Granat, Hornblende und Gesamtanteil der transluzenten Schwerminerale in Variationsdiagrammen ausgewertet (Abb. 43–48). Die Ergebnisse der Gesteine in cl (Kompositionsfaktorenladungen) und der Schwerminerale in Kornprozenten werden wie in der Aist zusammengefaßt:

Niedriggradige Metamorphite (Abb. 43)

\bar{x} : 0,514 cl; S: 0,216 cl

Maximum: 0,98 cl; Minimum: 0,129 cl

maximale Differenzen 1. Ordnung: +0,212 cl, -0,183 cl

Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 4; >2s: —

Input-Impulse >s: —

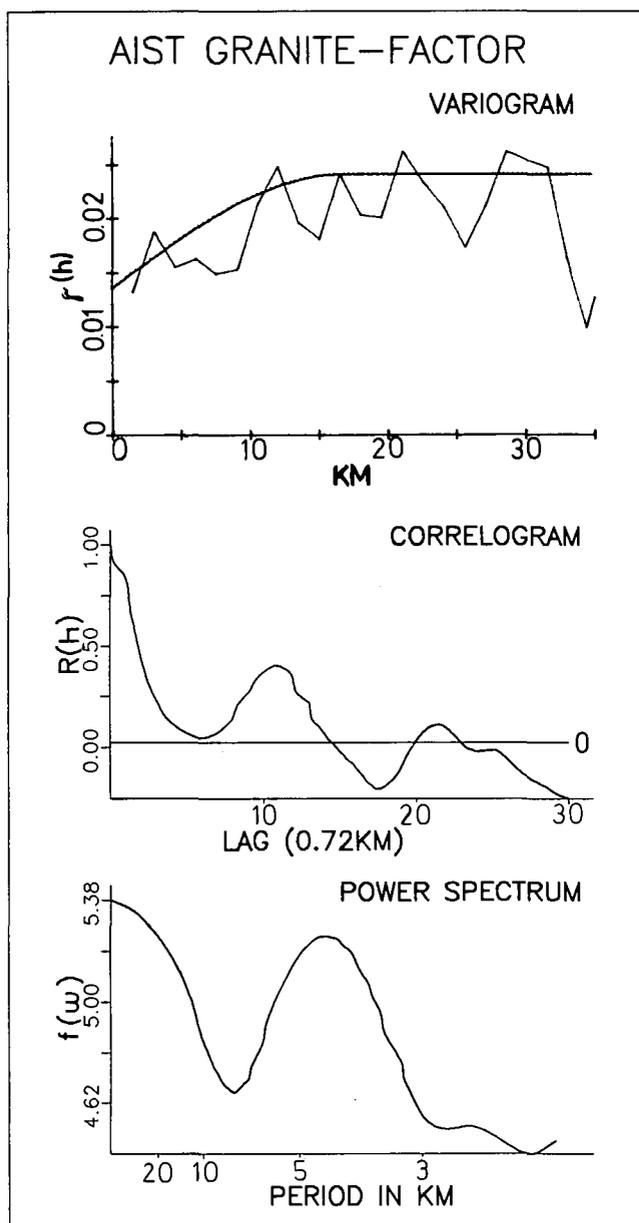


Abb. 41: Autokorrelations-Diagramm des granitischen Hinterlandes in der Aist mit Variogramm, Korrelogramm und Power-Spektrum.

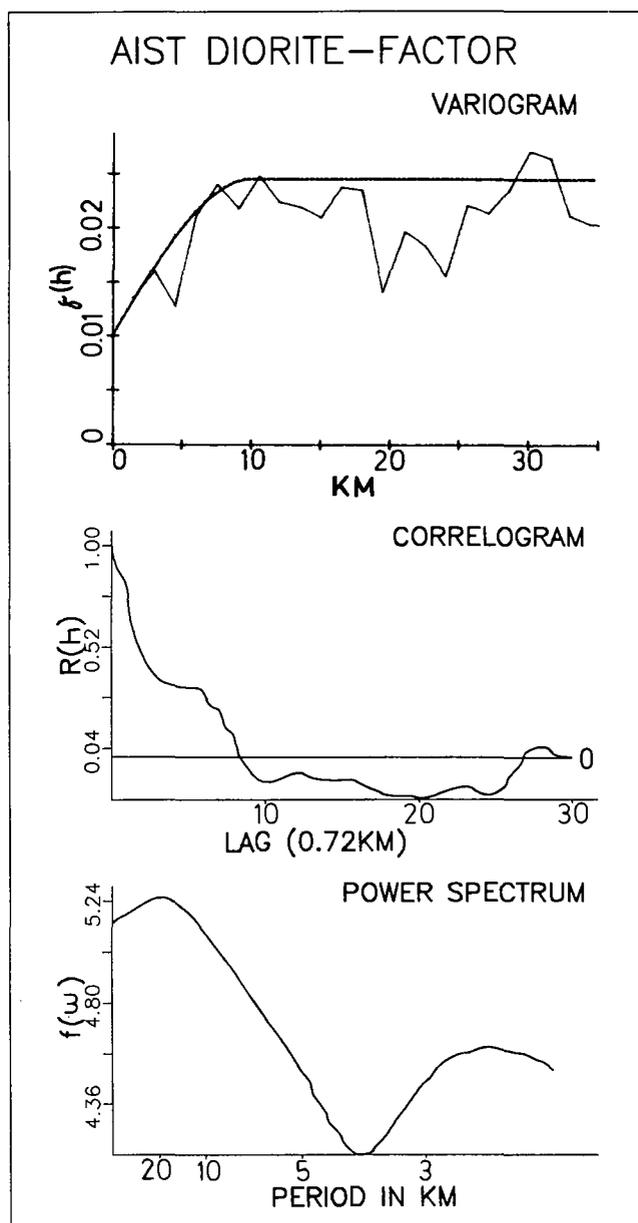


Abb. 42: Autokorrelations-Diagramm des dioritisch-granodioritischen Hinterlandes in der Aist mit Variogramm, Korrelogramm und Power-Spektrum.

Überschreiten der Konfidenzgrenzen: -, 2
Trend: fallend (-0,382 cl) – steigend (+0,408 cl)

Mittel- bis hochgradige Metamorphite
(Abb. 44)

\bar{x} : 0,404 cl; s: 0,179 cl
Maximum: 0,716 cl; Minimum: -0,02 cl
maximale Differenzen 1. Ordnung: +0,117 cl; -0,148 cl
Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 5; >2s: —
Input-Impulse >s: —
Überschreiten der Konfidenzgrenzen: —
Trend: steigend (+0,345 cl) – fallend (-0,21 cl)

Epidot (Abb. 45)

\bar{x} : 40,0 %; s: 15,0 %
Maximum: 79,5 %; Minimum: 19,0 %
maximale Differenzen 1. Ordnung: +21,3 %, -10,6 %
Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 2; >2s: 1
Input-Impulse >s: 1 (bei 2 km)

Überschreiten der Konfidenzgrenzen: -, 2
Trend: fallend (-24,8 %) – steigend (+23,6 %)

Granat (Abb. 46)

\bar{x} : 35,4 %; s: 15,1 %
Maximum: 64,0 %; Minimum: 0
maximale Differenzen 1. Ordnung: +12,3 %, -13,7 %
Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 6; >2s: —
Input-Impulse >s: —
Überschreiten der Konfidenzgrenzen: +, 3
Trend: steigend (+27,5 %) – fallend (-19,2 %)

Hornblende (Abb. 47)

\bar{x} : 17,7 %; s: 6,8 %
Maximum: 38,5 %; Minimum: 2,1 %
maximale Differenzen 1. Ordnung: +12,4 %, -11,8 %
Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 6; >2s: 5
Input-Impulse >s: 3 (bei 19, 22, 53 km)
Überschreiten der Konfidenzgrenzen: -, 1
Trend: fallend (-9,5 %)

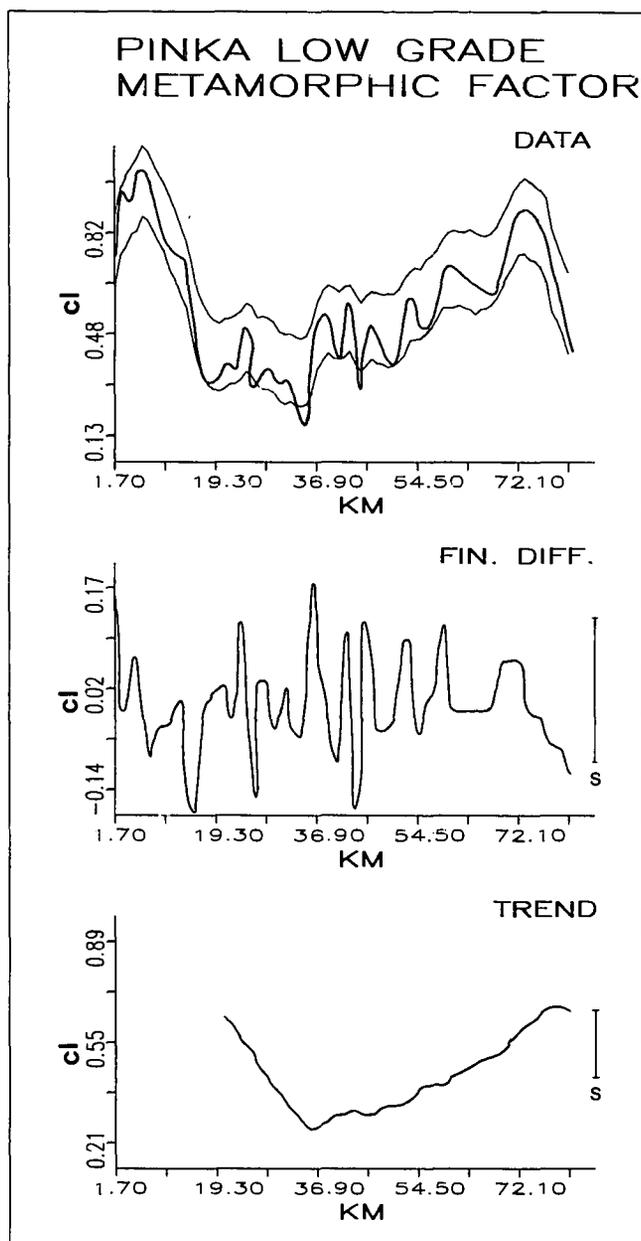


Abb. 43: Variationsdiagramm des niedriggradig metamorphen Hinterlandes in der Pinka. Erläuterungen siehe Abb. 31.

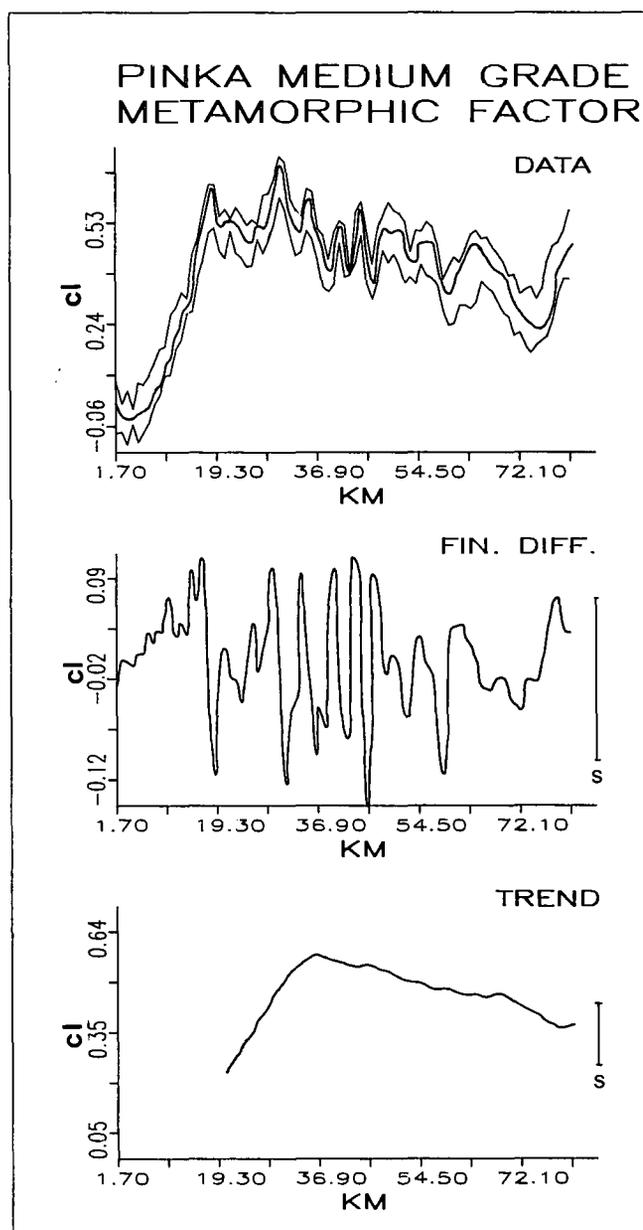


Abb. 44: Variationsdiagramm des mittel- bis hochgradig metamorphen Hinterlandes in der Pinka. Erläuterungen siehe Abb. 31.

Transluzente Minerale (Abb. 48)

\bar{x} : 74,0 %; s: 11,3 %

Maximum: 86,6 %; Minimum: 27,2 %

maximale Differenzen 1. Ordnung: +16, %, -8,2 %

Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 4; >2s: 1

Input-Impulse >s: 1 (bei 2 km)

Überschreiten der Konfidenzgrenzen: -, 2

Trend: steigend (+20,1 %)

Auch in der Pinka finden wir oszillierende Datenverläufe. Jedoch sind die Variationen durch Einschüttungsimpulse bezogen auf die Standardabweichungen der Variablen mit Ausnahme von Hornblende weit geringer. Die intensivsten Schwankungen treten im mittleren Flußabschnitt auf. Die Oszillationsperioden werden mit der Entfernung vom Ursprung größer.

Niedriggradig und mittel- bis hochgradig metamorphen Ausgangsgesteinen entsprechen weitgehend deren Leitminerale Epidot bzw. Granat. Hornblende hat hingegen generell abnehmende Gehalte, unterbrochen durch drei starke Input-Impulse. Die Gesamtheit der

durchsichtigen Minerale folgt einer Kombination beider Ausgangsgesteinstypen.

Die niedriggradigen Metamorphite fallen zweimal unter die untere Konfidenzgrenze, ebenso Epidot und die transluzenten Minerale insgesamt, Hornblende gelangt einmal unter die Untergrenze. Granat überschreitet dreimal die Obergrenze, jedoch erreicht kein Einschüttungsimpuls die Größe der Standardabweichung.

Die Trendanalyse zeigt ebenfalls die gute Übereinstimmung von niedriggradigen Metamorphiten und Epidot sowie von mittel- bis hochgradigen Metamorphiten und Granat. Die fallende Tendenz von Epidot im oberen Flußabschnitt ist durch die gleichzeitige Zunahme von Granat bedingt. Flußabwärts kehrt sich dieses Verhältnis um, wobei die Zu- und Abnahme langsamer vor sich geht. Hornblende folgt einem langsam abnehmenden Trend. Bei der Gesamtheit der transluzenten Minerale ist ein generell steigender Trend zu beobachten.

4.3.1.3.2. Autokorrelationsstrukturen

Die wichtigsten Ergebnisse der Autokorrelationsanalyse sind für niedriggradige und mittel- bis hochgradige

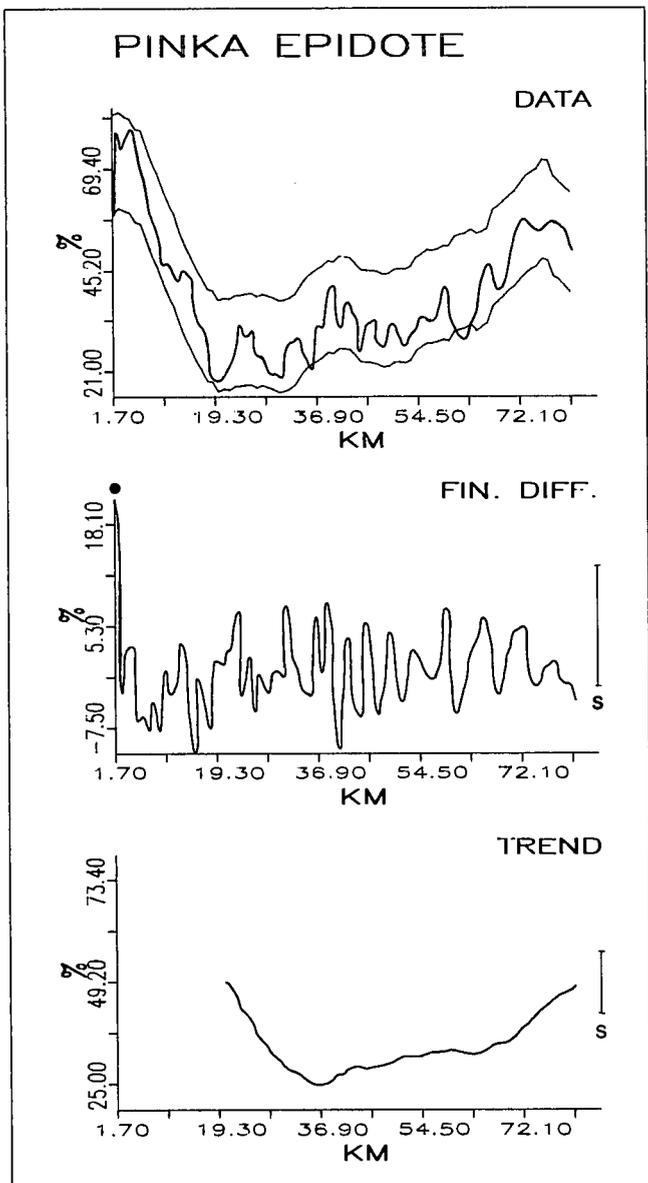


Abb. 45: Variationsdiagramm von Epidot in der Pinka. Erläuterungen siehe Abb. 31.

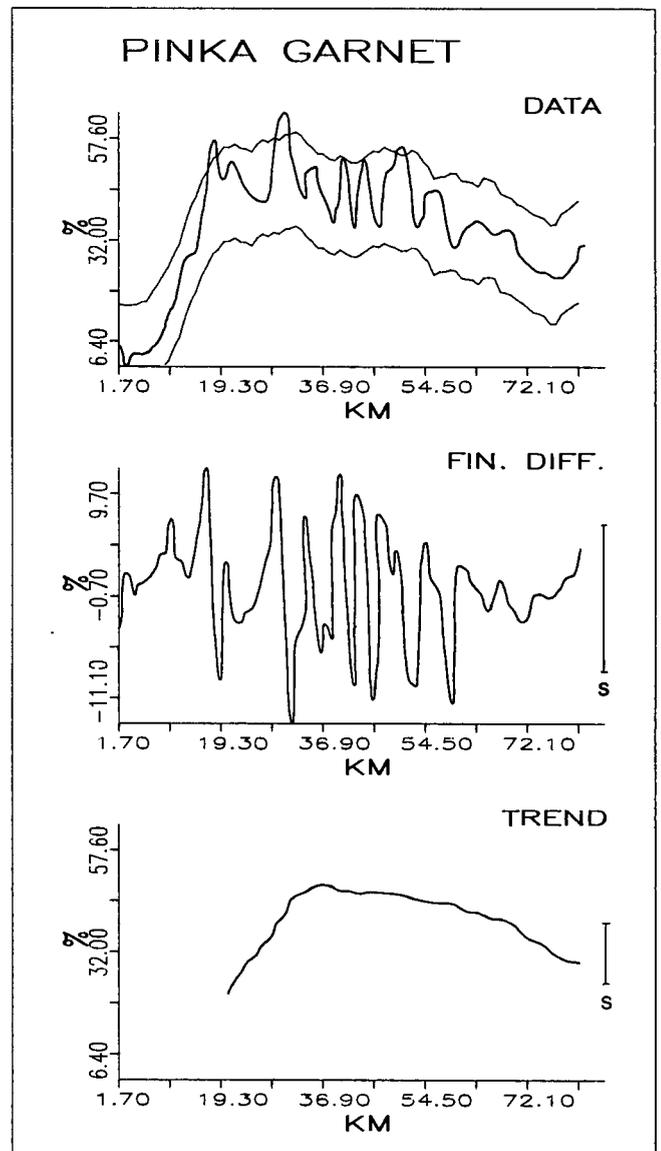


Abb. 46: Variationsdiagramm von Granat in der Pinka. Erläuterungen siehe Abb. 31.

Metamorphite in den Abb. 49 und 50 und unter Berücksichtigung der typischen Schwerminerale analog zur Aist, wie folgt, zusammengestellt:

Niedriggradige Metamorphite (Abb. 49)

Epidot = ep, Hornblende = hb

Variogramm:

Modell: sphärisch

ep: Gauß; hb: Gauß

Reichweite: 30,5 km

ep: 26,8 km; hb: 92 km

Nuggeteffekt (in % der Varianz): 15 %

ep: 12 %, hb: 69 %

Korrelogramm:

Verlauf: negativ exponentiell

ep: negativ exponentiell; hb: oszillierend

Abnahme auf 0: bei lag 16

ep: lag 13; hb: lag 21

stochastischer Prozeß: AR (1), MA (16)

ep: AR (1), MA (13); hb: AR (2), MA (21)

Power-Spektrum:

Verlauf: annähernd linear abnehmend

ep: leicht oszillierend; hb: oszillierend

Peaks: —

ep: —; hb: 2

Oszillationsperiode: —

ep: —; hb: 27,3 und 4,8 km

Mittel- bis hochgradige Metamorphite (Abb. 50)

Granat = gr; durchsichtige Minerale insgesamt = dsm

Variogramm:

Modell: sphärisch

gr: Gauß; dsm: Gauß

Reichweite: 28 km

gr: 27 km; dsm: 26,4 km

Nuggeteffekt (in % der Varianz): 0

gr: 16 %; dsm: 23 %

Korrelogramm:

Verlauf: negativ exponentiell

Abnahme auf 0: bei lag 14

gr: lag 15; dsm: lag 15

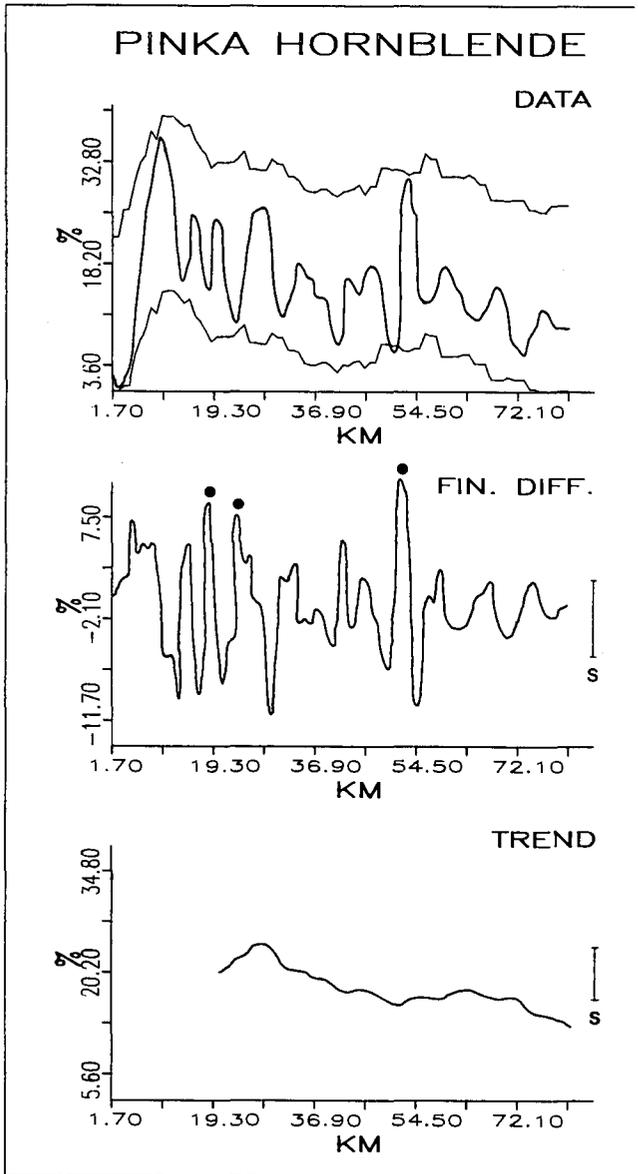


Abb. 47: Variationsdiagramm von Hornblende in der Pinka. Erläuterungen siehe Abb. 31.

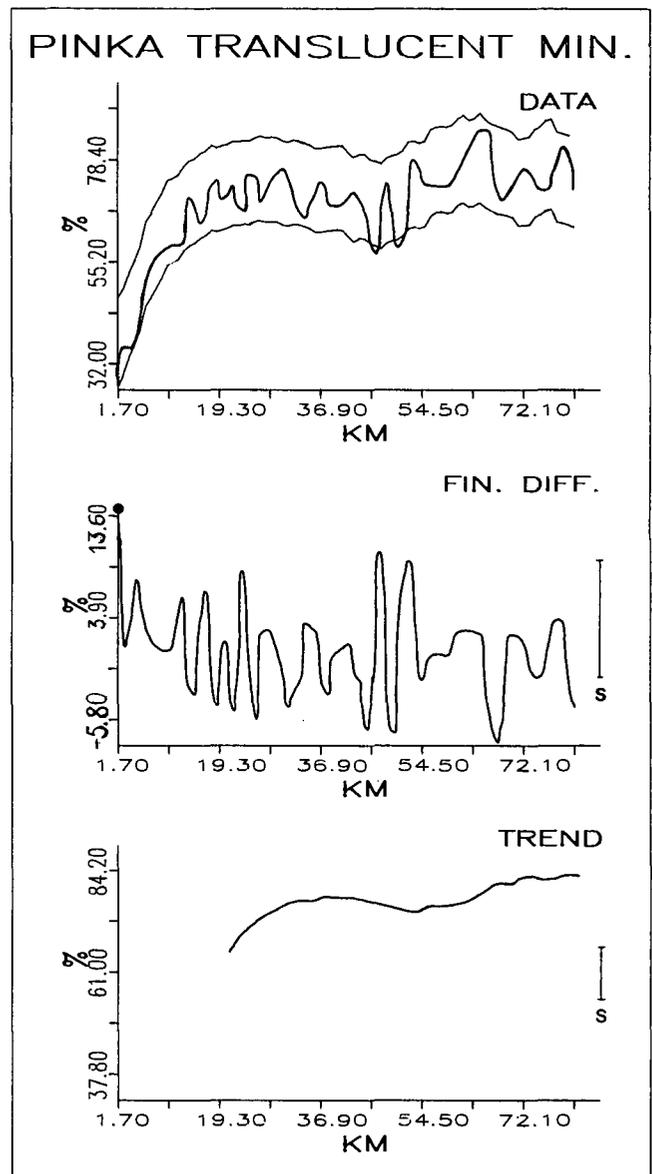


Abb. 48: Variationsdiagramm der transluzenten Minerale in der Pinka. Erläuterungen siehe Abb. 31.

stochastischer Prozeß: AR (1), MA (14)
 gr: AR (1), MA (15); dsm: AR (1), MA (15)
 Power-Spektrum:
 Verlauf: abnehmend
 Peak: —
 Oszillationsperiode: —

Die Variogramme niedriggradiger und mittel- bis hochgradiger Ausgangsgesteine können sehr gut mit einer sphärischen Modellfunktion beschrieben werden, obwohl die Variogramme der Schwerminerale einem Gauß'schen Modell folgen. Die Reichweiten sind für beide Liefergebiete mit 30,5 bzw. 28 km, was mehr als ein Drittel der untersuchten Flußlänge ausmacht, sehr groß und decken sich gut mit den Werten der Schwerminerale, die für Hornblende mit 92 km noch übertroffen werden. Der Nuggeteffekt beträgt bei den niedriggradigen Metamorphiten 15 %, fehlt hingegen bei den

mittelgradigen. Abweichend davon sind bei Hornblende die Variationen im Kleinstbereich mit 69 % sehr hoch, wodurch der lange Einflußbereich relativiert wird, da er weniger als ein Drittel der Datenvarianz umfaßt.

Die Korrelogramme der Liefergebiete verlaufen negativ exponentiell. Sie weisen auf autoregressive Prozesse erster Ordnung bzw. gleitende Mittelwertprozesse höherer Ordnung hin. Hornblende zeigt ein oszillierendes Variogramm und folgt einem autoregressiven Prozeß zweiter Ordnung.

Den Korrelogrammen entsprechend sind die Power-Spektren der Ausgangsgesteine kontinuierlich abnehmend ohne Peak ausgebildet. Das bedeutet, daß kein zyklisches Verhalten vorliegt. Davon abweichend enthält das oszillierende Spektrum von Hornblende zwei Peaks mit einer langen (27,3 km) und einer kurzen (4,8 km) Periode.

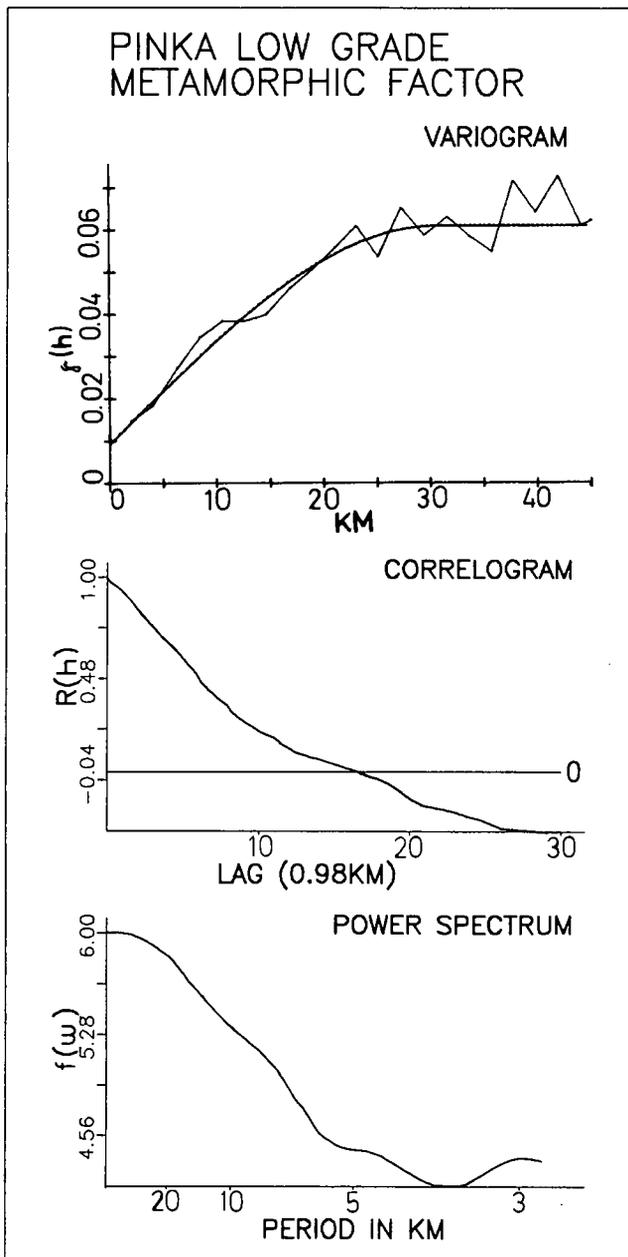


Abb. 49: Autokorrelations-Diagramm des niedriggradig metamorphen Hinterlandes in der Pinka mit Variogramm, Korrelogramm und Power-Spektrum.

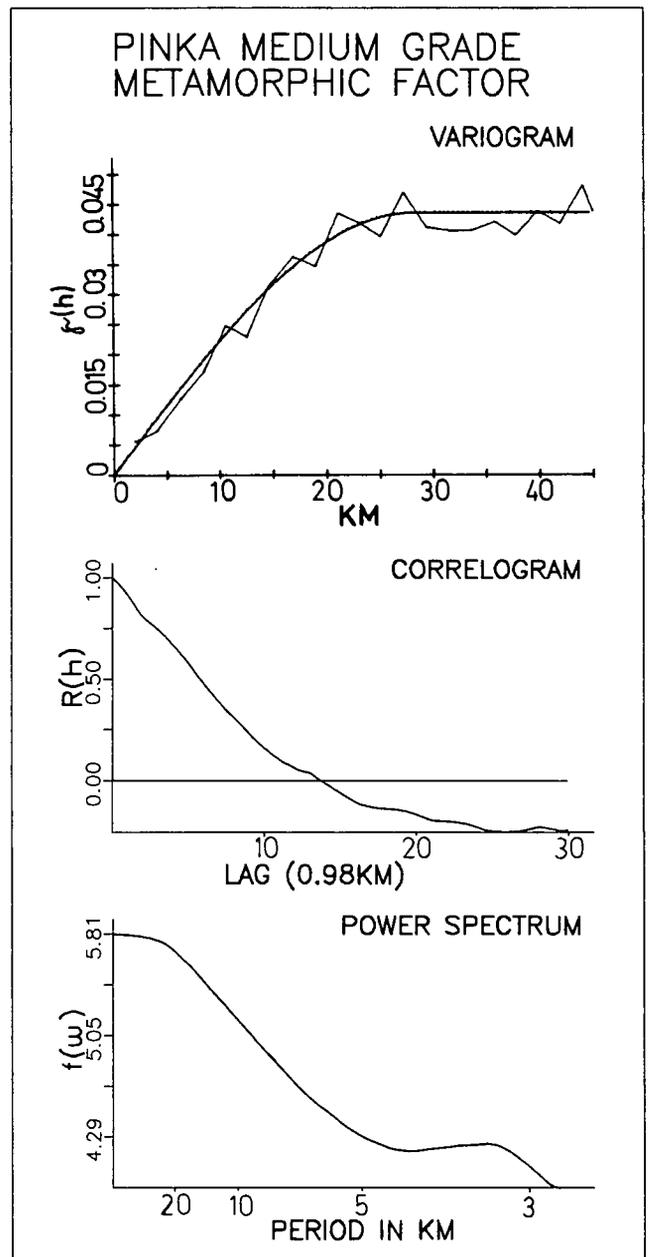


Abb. 50: Autokorrelations-Diagramm des mittel- bis hochgradig metamorphen Hinterlandes in der Pinka mit Variogramm, Korrelogramm und Power-Spektrum.

4.3.1.4. Modellierung stochastischer Prozesse

Von den Autokorrelationsstrukturen ausgehend wurden zur Beschreibung des Verhaltens der Ausgangsgesteine in den beiden Flüssen einfache ARMA-Prozesse modelliert (vgl. Kap. 4.2.2.). Die vorgenommene Interpolation von Daten wirkte sich bei der Modellierung vorteilhaft aus und lieferte mit der größeren Datendichte eindeutigere und besser unterscheidbare Ergebnisse als die zum Vergleich verwendeten äquidistant gemachten Rohdaten. Die Modelle folgen den Gleichungssystemen:

Aist, Granit:

$$\text{ARMA}(2,1): x_i = 1,291x_{i-1} - 0,576x_{i-2} + 0,227 + z_i + 0,49z_{i-1}$$

mit

$$r_{1,3;2} = -0,576$$

$$r_{1,3;299\%} = 0,277$$

$$r_{U95\%} = 0,465$$

$$(s_x)^2 = 0,019321$$

$$(s_z)^2 = 0,00366$$

$$F = 346,6$$

Aist, Diorit-Granodiorit:

$$\text{ARMA}(2,1): x_i = 1,172x_{i-1} - 0,45x_{i-2} + 0,05 + z_i + 0,63z_{i-1}$$

mit

$$r_{1,3;2} = -0,45$$

$$r_{1,3;299\%} = 0,277$$

$$r_{U95\%} = 0,465$$

$$(s_x)^2 = 0,018435$$

$$(s_z)^2 = 0,004361$$

$$F = 261,4$$

Pinka, niedriggradige Metamorphite:

$$\text{ARMA}(1,1): x_i = 0,935x_{i-1} + 0,04 + z_i + 0,68z_{i-1}$$

mit

$$(s_x)^2 = 0,046503$$

$$(s_z)^2 = 0,003611$$

$$F = 962,1$$

Pinka, mittel- bis hochgradige Metamorphite:

$$\text{ARMA}(1,1): x_i = 0,92x_{i-1} + 0,032 + z_i + 0,69z_{i-1}$$

mit

$$(s_x)^2 = 0,032039$$

$$(s_z)^2 = 0,002299$$

$$F = 1047,8$$

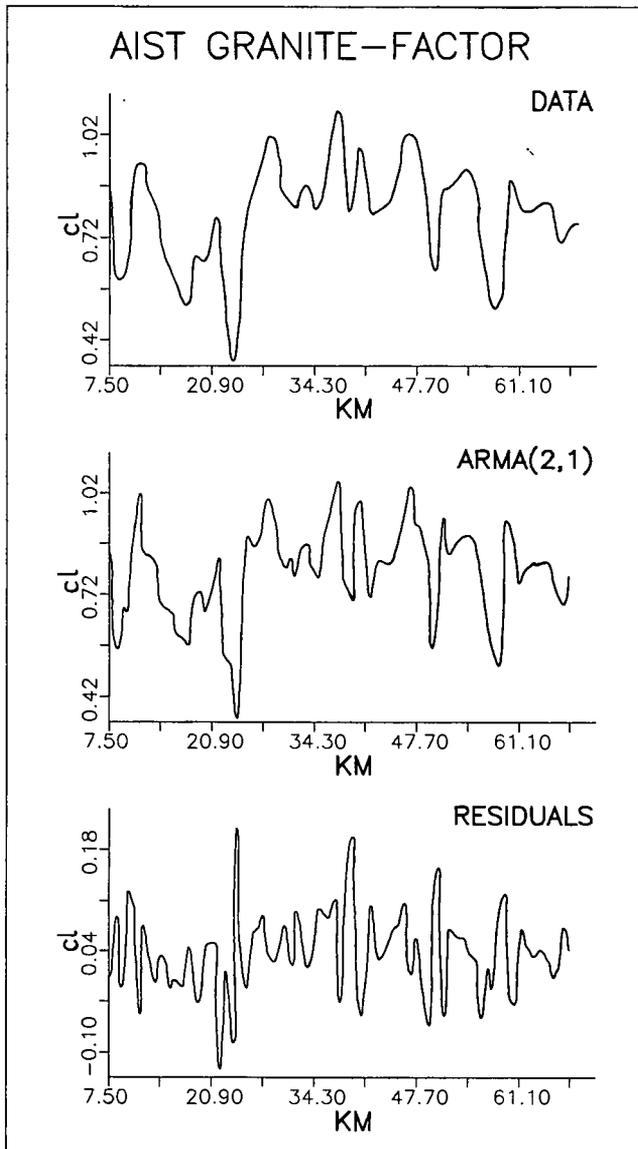


Abb. 51: Modellierung der Datensequenz Granit-Faktor in der Aist: Daten, ARMA(2,1)-Modell und Residuen.

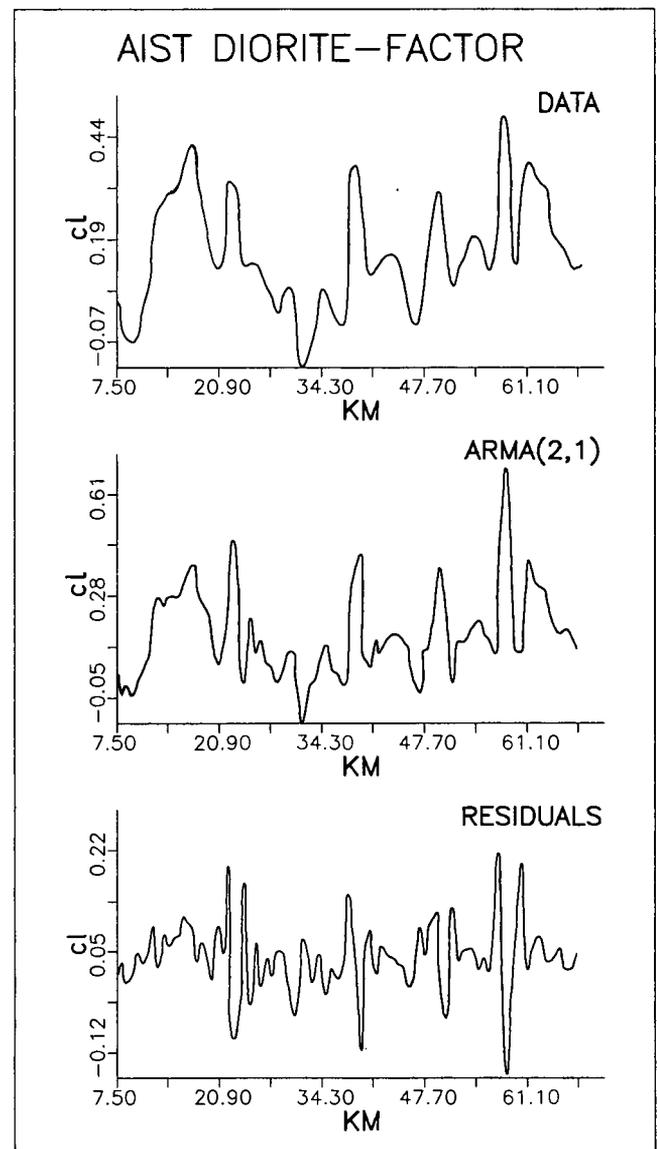


Abb. 52: Modellierung der Datensequenz Diorit-Granodiorit-Faktor in der Aist: Daten, ARMA(2,1)-Modell und Residuen.

In der Aist liegen autoregressive Prozesse zweiter Ordnung, erweitert um einen gleitenden Mittelwert-Prozess erster Ordnung, ARMA (2,1), vor. Die Abb. 51 und 52 zeichnen die Datenverläufe sehr gut nach. Die Peaks in den Daten werden teilweise etwas erhöht, teilweise mit zusätzlichen kleinen Sekundärpeaks leicht modifiziert. Die Residuen sind im allgemeinen klein und werden von vereinzelt größeren Abweichungen durchbrochen. Der Feedback-Effekt ist auf die ständige Materialzufuhr aus dem Hinterland rückzuführen. Das akzentuierte Relief des Flusses bedingt dessen erosive Aktivität, verbunden mit großer Transportkraft, auf Kosten der Sedimentakkumulation. Die im Sediment nachweisbaren großen Input-Impulse führen zu oszillierenden Autokorrelationsstrukturen. Dadurch kann während des intensiven Sedimenttransportes keine Stabilisierung des Schwermineralspektrums bzw. Reifung durch Abnahme der Variabilität erfolgen.

Für die Pinka lassen sich hingegen autoregressive Prozesse erster Ordnung, wieder erweitert mit MA, in

der Form ARMA (1,1) am besten modellieren (s. Abb. 53 und 54). Die Oszillationen in den Datenverläufen haben bezogen auf die Standardabweichung der Daten kleinere Amplituden, die Korrelogramme nehmen kontinuierlich ab. Da die Pinka ihr kristallines Hinterland schon nach wenigen Kilometern verläßt, erfolgt flußabwärts die zusätzliche Sedimentanreicherung aus jungtertiären und quartären Lockersedimenten, die Aufarbeitungsprodukte desselben Hinterlandes mit teilweise mehrmaliger Umlagerung sind und daher eine geringere Variabilität als die Ausgangsgesteine aufweisen. Die Erosionskraft ist nur im Bereich des Kristallins und des randlich anschließenden Jungtertiärs groß, was zuerst zu einer Epidotvormacht und danach zu einem schwächeren Granatmaximum führt. Ab dem mittleren Flußabschnitt verflacht das Relief, wodurch die Sedimentakkumulation zunehmend an Bedeutung gewinnt. Die geringere Variation beruht somit auf den umgelagerten Umgebungsgesteinen und der geringeren erosiven Aktivität.

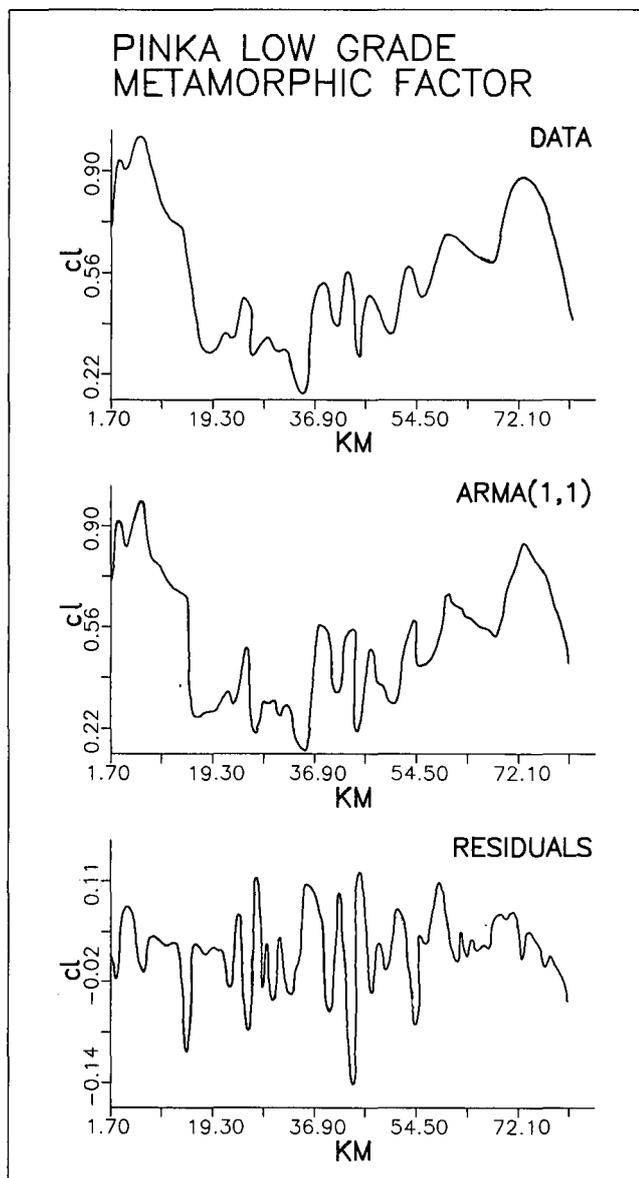


Abb. 53: Modellierung der Datensequenz niedriggradiger Metamorphit-Faktor in der Pinka: Daten, ARMA(1,1)-Modell und Residuen.

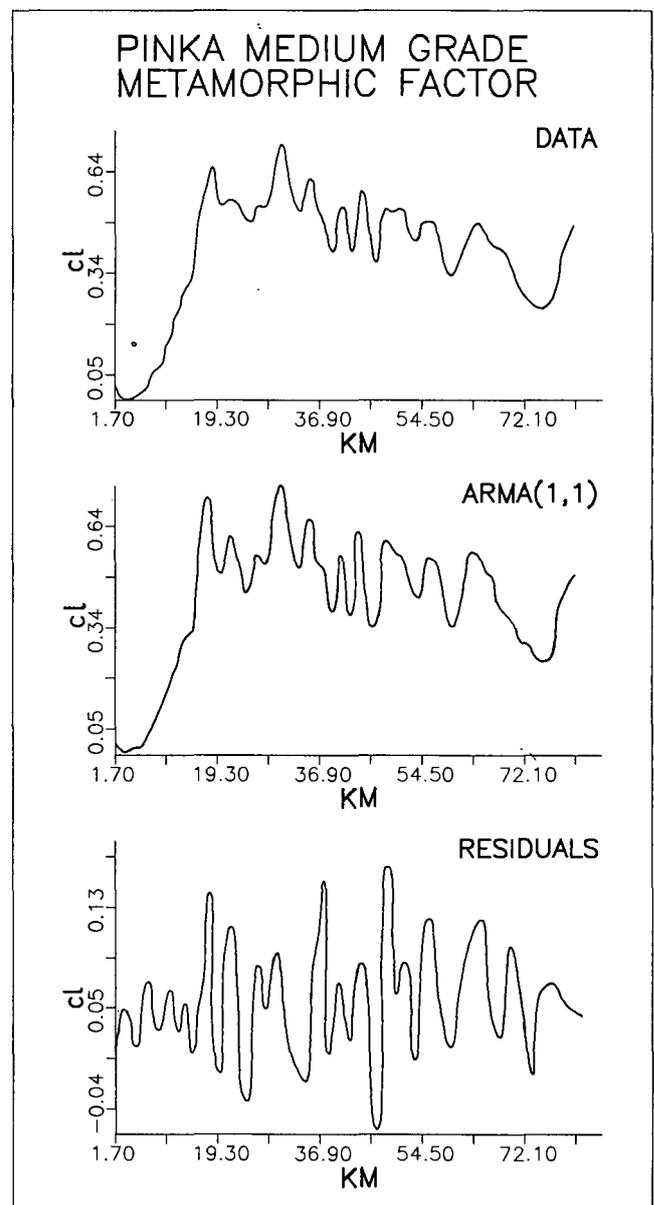


Abb. 54: Modellierung der Datensequenz mittel bis hochgradiger Metamorphit-Faktor in der Pinka: Daten, ARMA(1,1)-Modell und Residuen.

Der Vergleich der beiden Flüsse macht deutlich, daß die modellierten einfachen ARMA-Prozesse wesentliche Aussagen über die Position des Hinterlandes zu den fluviatilen Sedimenten ermöglichen: Prozesse erster Ordnung zeigen eine Stabilisierung des Schwermineralspektrums durch geringen kumulativen Input mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet an, wobei längere Transportwege eine zusätzliche Glättung der Variationen bewirken. Physikalisch instabile Schwerminerale können allerdings durch den Transport in Abhängigkeit von der Transportweite reduziert oder eliminiert werden

(beobachtet bei Epidot-Alterit und Biotit, vgl. auch RITTENHOUSE, 1943; DIETZ, 1973). Prozesse zweiter Ordnung betonen hingegen das Feedback-Phänomen zwischen Sediment und einem nahe gelegenen Hinterland durch intensive Erosion. Diese unmittelbare Wechselwirkung führt zu einem Erneuerungsprozeß, bei dem ständig neuer Input durch raschen Transport ausgeglichen wird. Auf diese Weise gelangt die Variabilität des Liefergebietes zu großen Teilen ins Sediment, eine Stabilisierung der Schwermineralspektren findet nicht statt.

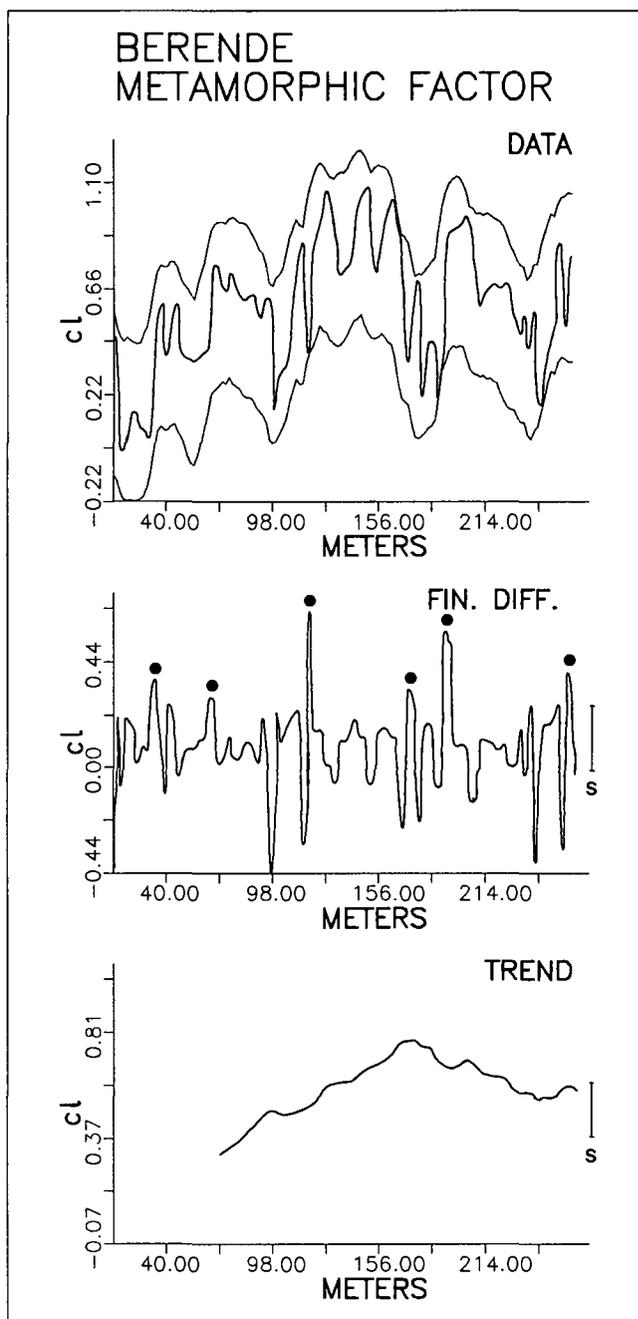
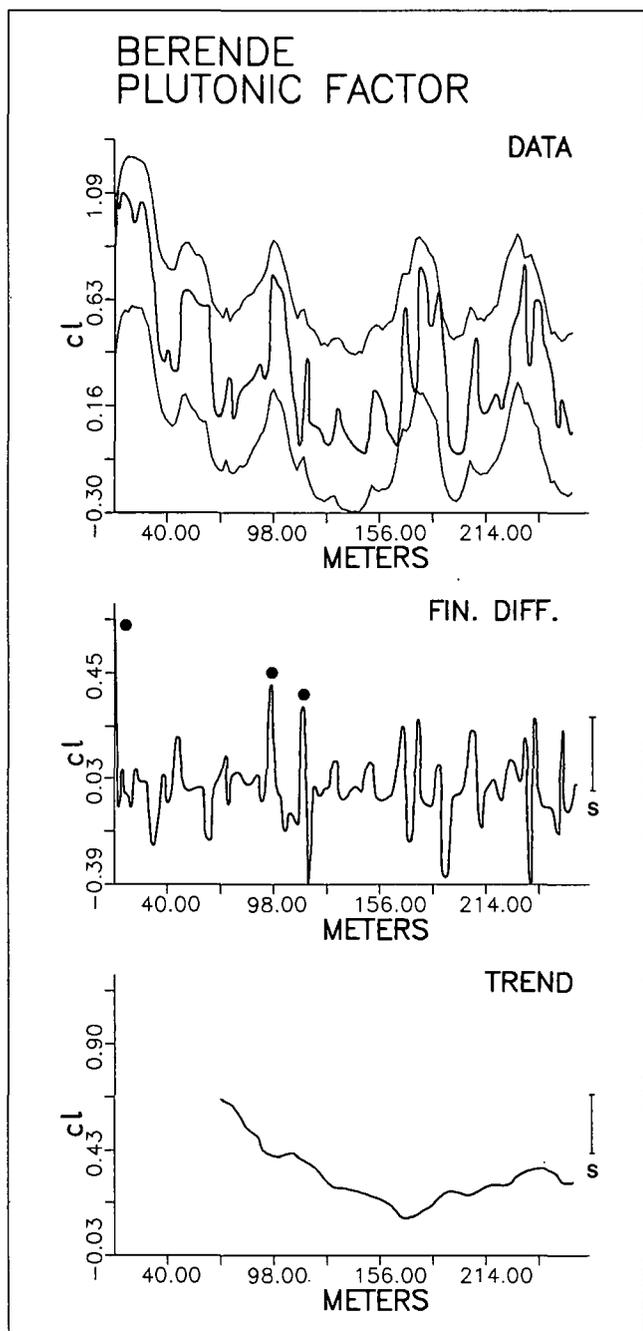


Abb. 55: Variationsdiagramm des plutonischen Hinterlandes im Profil Berende. Daten (Kompositions-Faktorenladungen, cl) mit 90 % Konfidenzintervallen, finite Differenzen 1. Ordnung mit maximalen Input-Impulsen (●) bezogen auf die Standardabweichung s , Trend aus gleitenden Mittelwerten.

Abb. 56: Variationsdiagramm des metamorphen Hinterlandes im Profil Berende. Erläuterungen siehe Abb. 55.

4.3.2. Profil Berende (Devon, Westbulgarien)

4.3.2.1. Allgemeines

Nach der Behandlung horizontaler Schwermineralabfolgen entlang von Flußläufen folgt zum Vergleich die Analyse einer vertikalen Datensequenz in einem Profil. Dabei stellt sich die Frage, ob das Walther'sche Gesetz der faziellen Abfolge von Sedimenten auf Prozesse, die diese Ablagerungen erzeugen, ausgeweitet werden kann – im speziellen Fall, ob die Transportkonfiguration klastischer Sedimente, die wie gezeigt wurde, im fluvialen Bereich wesentlich von der Position zum Hinterland abhängt, bei der vertikalen Akkumulation noch erhalten bleiben kann.

Ein großes Problem bei profilmäßigen Variationsuntersuchungen von Schwermineralen bilden Diageneseerscheinungen, welche Schwermineralspektren entscheidend verändern können, so daß sich die ursprünglich vorhandenen Mineralgehalte nicht mehr rekonstru-

ieren lassen. Daher ist bei der Auswahl von Profilen für diese Fragestellung besondere Vorsicht geboten (vgl. z. B. PETTIJOHN et al., 1972; GRIMM, 1973) und bei der mineraloptischen Bestimmung der Mineralkörner auf diagenetisch bedingte Korrosionserscheinungen zu achten (z. B. bei Apatit und Granat), weiters sollten zumindest übersichtsmäßig Dünnschliffe ausgewertet werden. Meist liegen nur wenige verschiedene Minerale kontinuierlich in größeren Prozentsätzen vor, die unter Berücksichtigung des Auszählfehlers eine Wiedergabe als Zeitreihe erlauben.

Der hangende Teil des in Kap. 3.2.2.2. beschriebenen Profils Berende aus dem Oberdevon der Kraistiden (Westbulgarien) wurde nach obigen Kriterien für eine Vergleichsstudie ausgewählt, da das ursprüngliche Schwermineralspektrum weitgehend erhalten sein dürfte. Aus dem 250 Meter mächtigen ungestörten Profilabschnitt liegen nach Spline-Interpolation 136 Datenpunk-

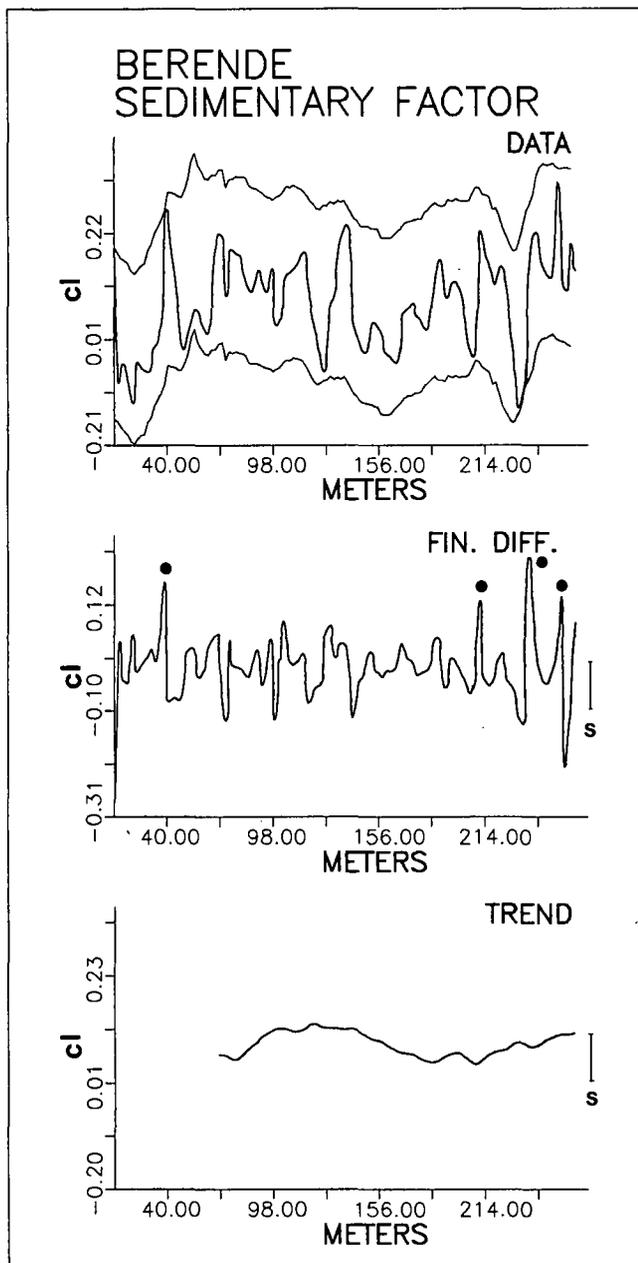


Abb. 57: Variationsdiagramm des sedimentären Hinterlandes im Profil Berende. Erläuterungen siehe Abb. 55.

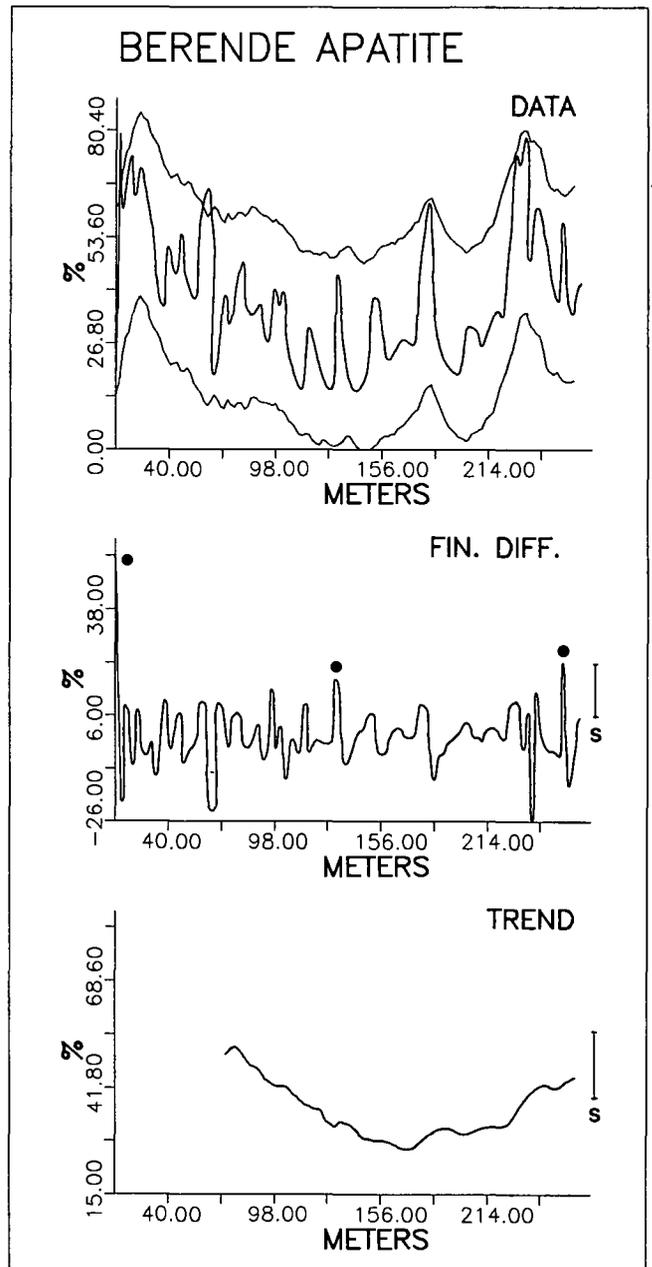


Abb. 58: Variationsdiagramm von Apatit im Profil Berende. Erläuterungen siehe Abb. 55.

te vor, was einem Datenintervall von 1,85 Metern entspricht.

Wie bei den Untersuchungen der rezenten Flußsande werden die Resultate aus Variationsuntersuchungen, Autokorrelationsanalyse und Modellierung einfacher stochastischer Prozesse vorgestellt.

4.3.2.2. Variationsuntersuchungen

Variationsdiagramme wurden von plutonischen, metamorphen und sedimentären Ausgangsgesteinen mit Kompositionsfaktorenladungen, cl, sowie von Apatit, Granat, Zirkon gesamt, idiomorphem Zirkon und Opakanteil mit Kornprozentwerten (Abb. 55–62) erstellt.

Plutonite (Abb. 55)

\bar{x} : 0,375 cl; s: 0,298 cl

Maximum: 1,080 cl; Minimum: -0,030 cl

maximale Differenzen 1. Ordnung: +0,659 cl, -0,393 cl

Zahl der Oszillationen: Amplitude: >s: 11; >2s: 6

Input-Impulse >s: 3 (bei 11, 97, 114 m)

Überschreiten der Konfidenzgrenzen: —

(positiv = +, negativ = -, Anzahl der Oszillationsperioden)

Trend: fallend (-0,51 cl) – leicht steigend (+0,14 cl)

Metamorphite (Abb. 56)

\bar{x} : 0,530 cl; s: 0,261 cl

Maximum: 1,030 cl; Minimum: -0,020 cl

maximale Differenzen 1. Ordnung: +0,458 cl, -0,439 cl

Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 14, >2s: 6

Input-Impulse >s: 6 (bei 35, 64, 119, 173, 192, 259 m)

Überschreiten der Konfidenzgrenzen: —

Trend: steigend (+0,47 cl) – fallend (-0,16 cl)

Sedimente (Abb. 57)

\bar{x} : 0,095 cl; s: 0,097 cl

Maximum: 0,332 cl; Minimum: -0,128 cl

maximale Differenzen 1. Ordnung: +0,223 cl, -0,309 cl

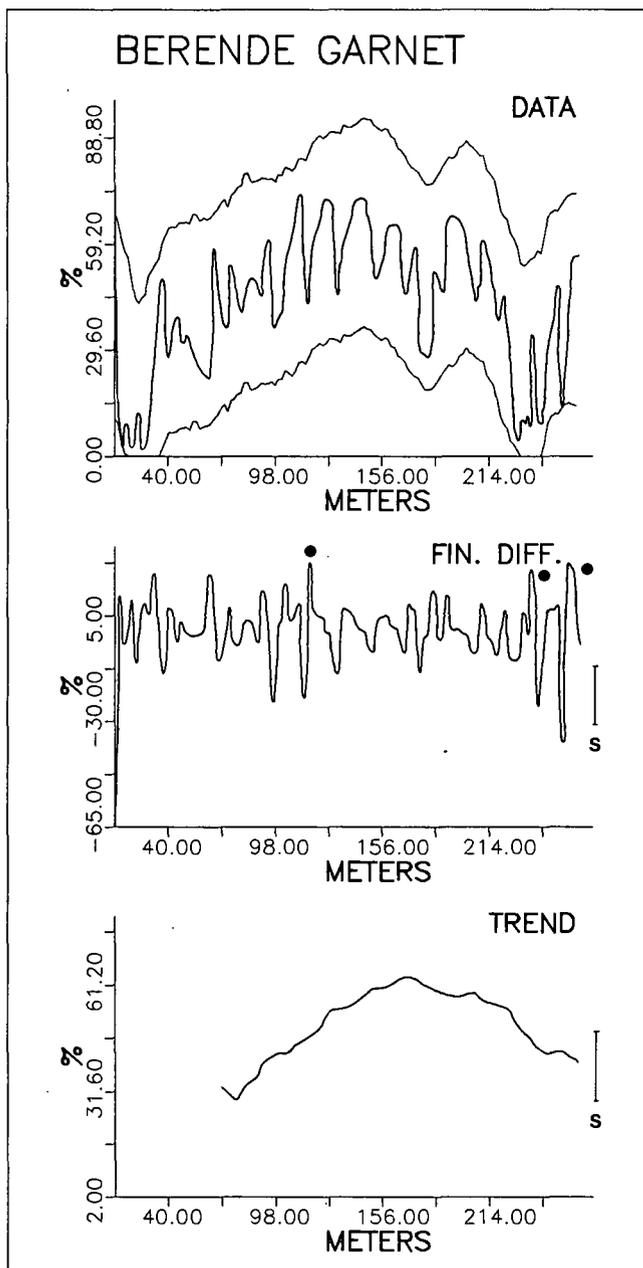


Abb. 59: Variationsdiagramm von Granat im Profil Berende. Erläuterungen siehe Abb. 55.

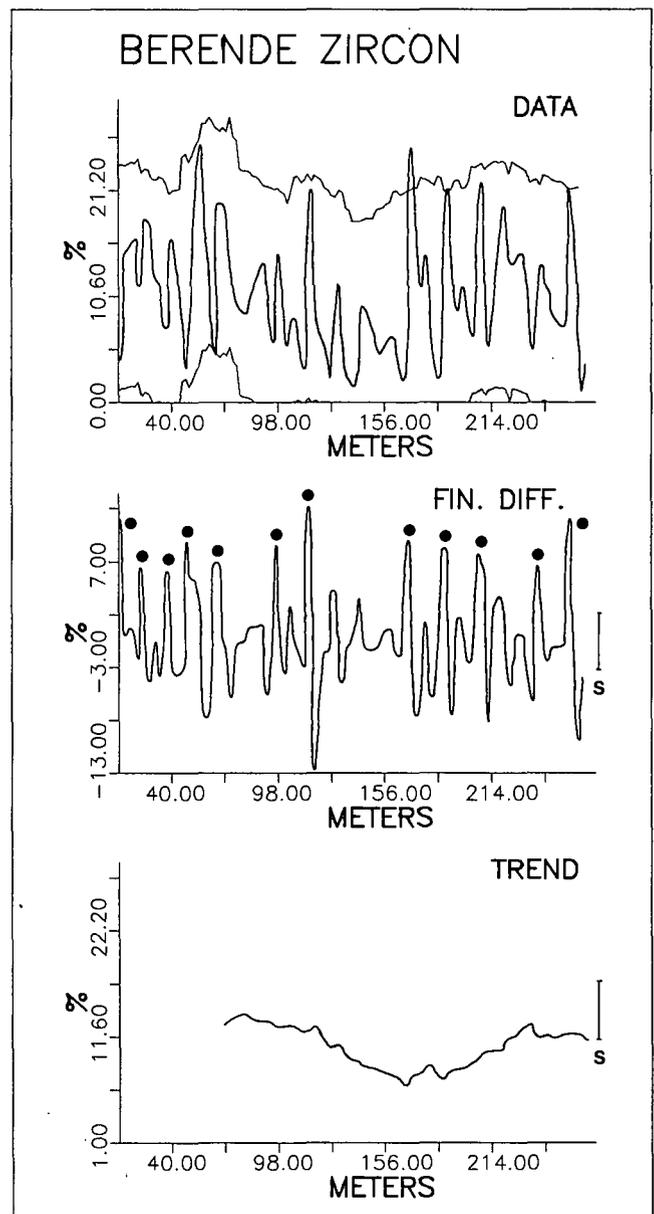


Abb. 60: Variationsdiagramm von Zirkon (gesamt) im Profil Berende. Erläuterungen siehe Abb. 55.

Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 8; >2s: 4
 Input-Impulse >s: 4 (bei 38, 211, 238, 256 m)
 Überschreiten der Konfidenzgrenzen: —
 Trend: oszillierend leicht steigend (+0,04 cl)

Apatit (Abb. 58)
 \bar{x} : 39,2 %; s: 16,3 %
 Maximum: 82,1 %; Minimum: 15,0 %
 maximale Differenzen 1. Ordnung: +54,2 %, -26,3 %
 Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 12; >2s: 3
 Input-Impulse >s: 3 (bei 11, 132, 254 m)
 Überschreiten der Konfidenzgrenzen: +, 1
 Trend: fallend (-24,0 %) - steigend (+18,5 %)

Granat (Abb. 59)
 \bar{x} : 45,2 %; s: 19,5 %
 Maximum: 76,0 %; Minimum: 2,0 %
 maximale Differenzen 1. Ordnung: +22,5 %, -65,3 %
 Zahl der Oszillationen: Amplituden >s: 11; >2s: 3

Input-Impulse >s: 3 (bei 114, 238, 254 m)
 Überschreiten der Konfidenzgrenzen: +, 1
 Trend: steigend (+31,2 %) - fallend (-23,2 %)

Zirkon (Abb. 60)
 \bar{x} : 10,8 %; s: 5,6 %
 Maximum: 27,5 %; Minimum: 1,0 %
 maximale Differenzen 1. Ordnung: +12,8 %, -13,3 %
 Zahl der Oszillationen: Amplituden: >s: 17; >2s: 7
 Input-Impulse >s: 12 (bei 11, 23, 36, 46, 63, 95, 114, 168, 186, 205, 237, 257 m)
 Überschreiten der Konfidenzgrenzen: +, 1
 Trend: oszillierend (-1,2 %)

Zirkon idiomorph (Abb. 61)
 \bar{x} : 58,6 %; s: 13,6 %
 Maximum: 88,2 %; Minimum: 26,0 %
 maximale Differenzen 1. Ordnung: +29,0 %, -24,5 %
 Zahl der Oszillationen: Amplituden >s: 14; >2s: 6

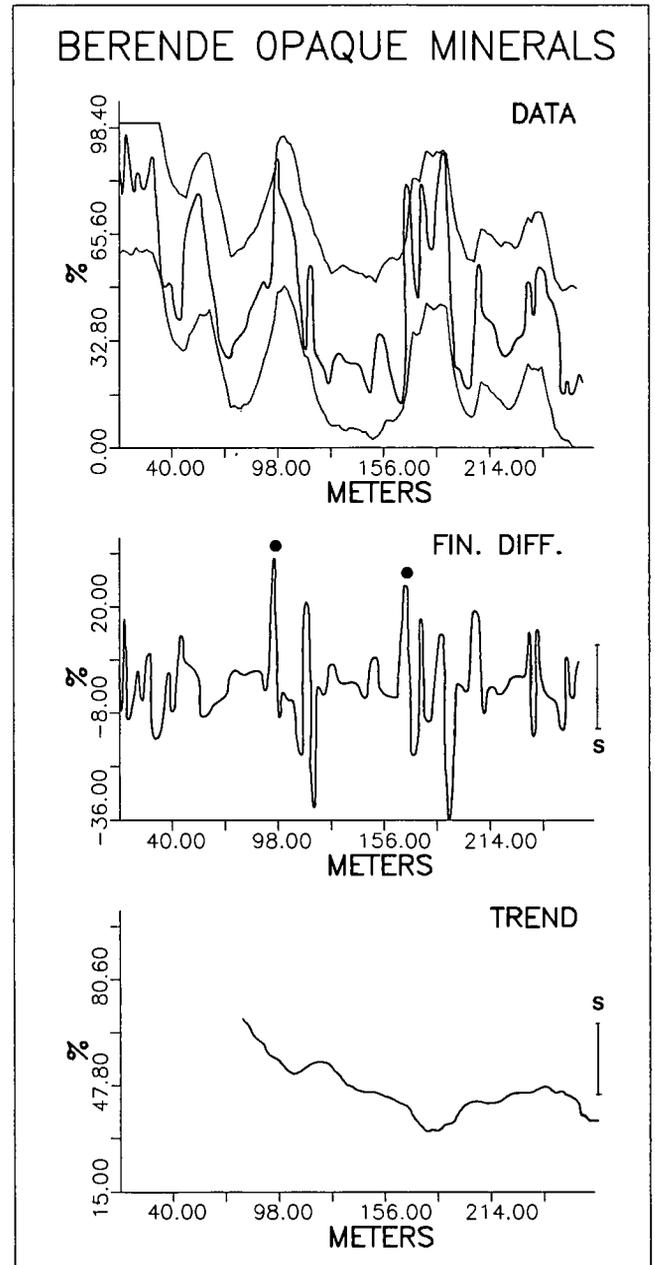
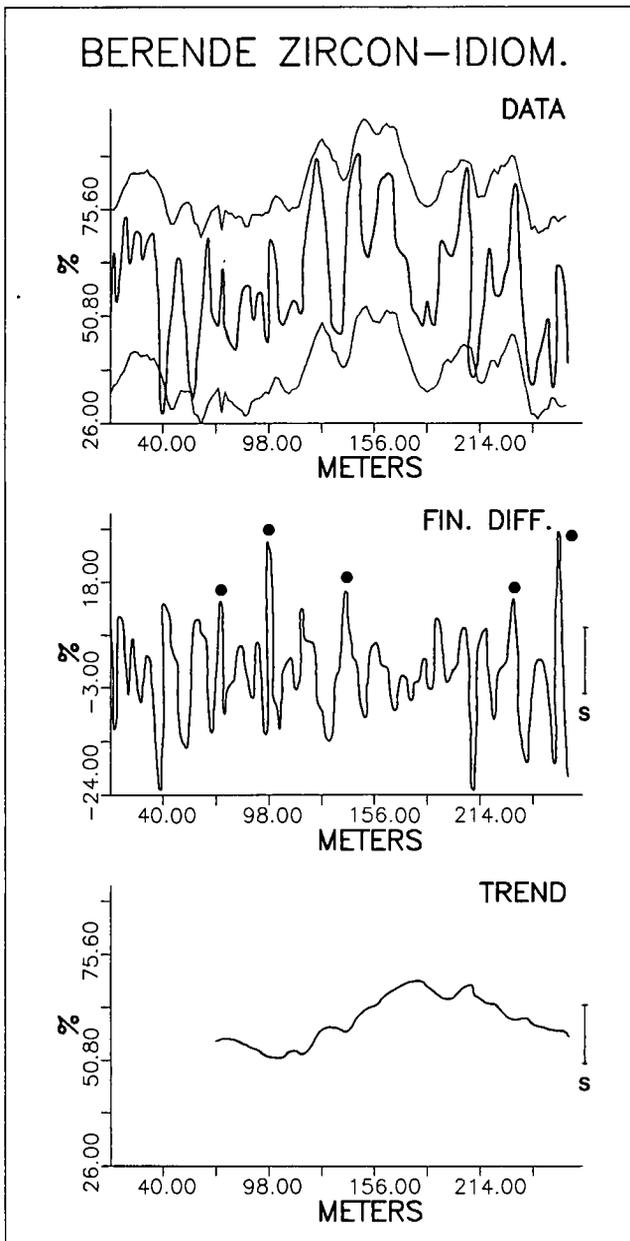


Abb. 61: Variationsdiagramm von idiomorphem Zirkon im Profil Berende.
 Erläuterungen siehe Abb. 55.

Abb. 62: Variationsdiagramm des Opakanteils im Profil Berende.
 Erläuterungen siehe Abb. 55.

Input-Impulse $>s$: 5 (bei 72, 97, 141, 231, 257 m)
 Überschreiten der Konfidenzgrenzen: -, 2
 Trend: oszillierend leicht steigend (+1,8 %)

Opakanteil (Abb. 62)

\bar{x} : 48,9 %; s : 22,2 %

Maximum: 97,0 %; Minimum: 14,9 %

maximale Differenzen 1. Ordnung: +34,2 %, -36,7 %

Zahl der Oszillationen: Amplituden: $>s$: 10; $>2s$: 2

Input-Impulse $>s$: 2 (bei 95, 168 m)

Überschreiten der Konfidenzgrenzen: +, 1

Trend: oszillierend fallend (-35,5 %)

Die Daten verlaufen wiederum oszillierend, wobei die größten Schwankungen am Beginn in der Mitte und im hangendsten Teil des Profils auftreten. Die metamorphen Ausgangsgesteine haben die meisten Oszillatio-

nen, die sedimentären die wenigsten. Die größte Anzahl von Input-Impulsen finden wir bei den Metamorphiten, wo sie über die gesamte Profillänge verteilt sind. Die Plutonit-Impulse befinden sich im liegenden, die Sediment-Impulse im hangenden Teil.

In Übereinstimmung damit steigt der Trend bei den Metamorphiten im unteren und mittleren Profilabschnitt stark an und fällt im oberen leicht ab. Die Plutonite verhalten sich umgekehrt, das Trendminimum wird etwas früher als das Trendmaximum der Metamorphite erreicht. Der Trend der Sedimente oszilliert mit leicht steigender Tendenz.

Den Plutoniten ähnlich verlaufen die Daten von Apatit und Opakanteil, Granat folgt den Metamorphiten. Zirkon weicht durch die größere Zahl von Oszillationsperioden und Input-Impulsen vom Sediment-Endglied ab, was Si-

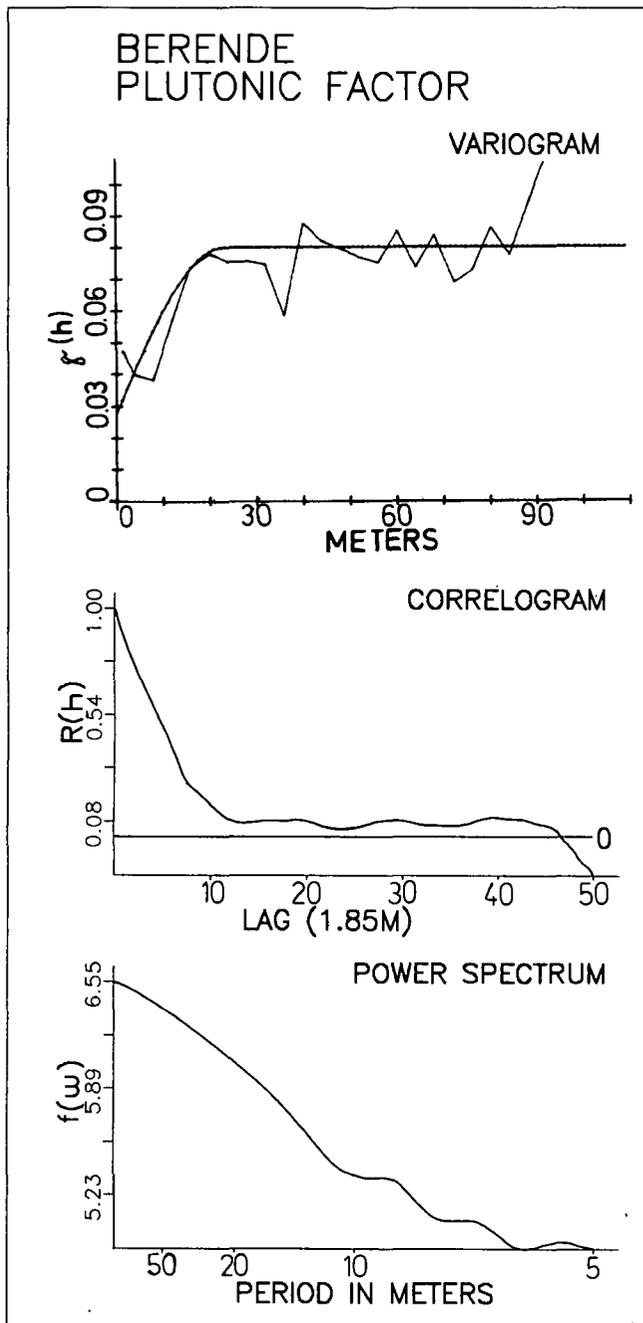


Abb. 63: Autokorrelations-Diagramm des plutonischen Hinterlandes im Profil Berende mit Variogramm, Korrelogramm und Power-Spektrum.

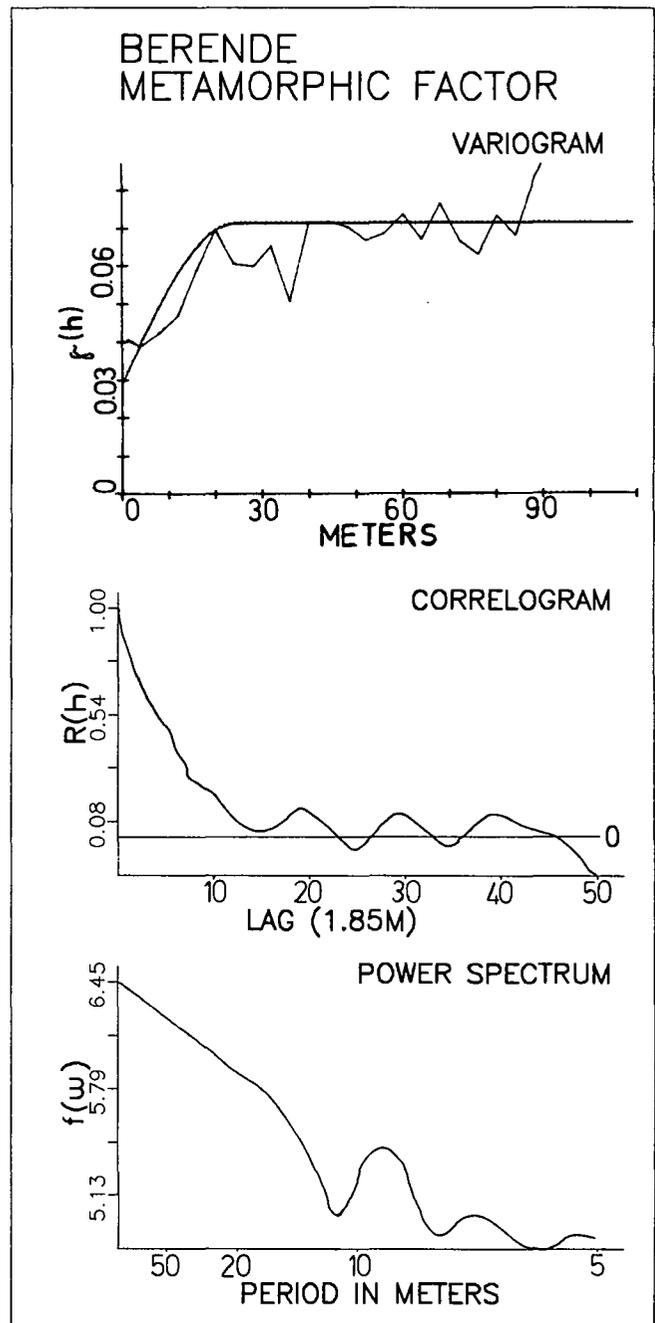


Abb. 64: Autokorrelations-Diagramm des metamorphen Hinterlandes im Profil Berende mit Variogramm, Korrelogramm und Power-Spektrum.

gnale uneinheitlicher Herkunft sein könnten oder eine Überlagerung des echten Input durch diagenetisch bedingte Anreicherung. Die Zunahme erfolgt in geringen Prozentsätzen, so daß eine Abnahme anderer Variablen im Prozent-System, die hauptsächlich bei Apatit oder Granat vermutet wird, bei diesen Mineralen mit ihrer größeren Schwankungsbreite weniger ins Gewicht fällt. Der idiomorphe Zirkonanteil verhält sich wiederum anders, indem er im Liegenden plutonische und im Hangenden metamorphe Einflüsse aufweist (vgl. Kap. 3.2.2.2.).

4.3.2.3. Autokorrelationsstrukturen

Die Autokorrelationsstrukturen werden wie in den rezenten Flußsanden für plutonische, metamorphe und sedimentäre Ausgangsgesteine mit den typischen Schwermineralen zusammengefaßt (Abb. 63–65):

Plutonite (Abb. 63)

Apatit = ap, idiomorpher Zirkon = zid, Opakanteil = op
Variogramm:

Modell: sphärisch

Reichweite: 23 m

ap: 23 m; zid: 15 m; op: 36 m

Nuggeteffekt (in % der Varianz): 35 %

ap: 64 %; zid: 64 %; op: 27 %

Korrelogramm:

Verlauf: negativ exponentiell

zid: oszillierend

Abnahme auf 0: bei lag 46

ap: lag 34; zid: lag 27; op: lag 49

stochastischer Prozeß: AR (1), MA (46)

ap: AR (1), MA (34); zid: AR (2), MA (27); op: AR (1), MA (49)

Power-Spektrum:

Verlauf: linear abnehmend

zid: oszillierend

Peaks: —

zid: 2

Oszillationsperiode: —

zid: 31 und 8 m

Metamorphite (Abb. 64)

Granat = gr; idiomorpher Zirkon = zid

Variogramm:

Modell: sphärisch

Reichweite: 24 m

gr: 30 m; zid: 15 m

Nuggeteffekt (in % der Varianz): 40 %

gr: 71 %; zid: 64 %

Korrelogramm:

Verlauf: oszillierend

Abnahme auf 0: bei lag 23

gr: lag 26; zid: lag 27

stochastischer Prozeß: AR (2), MA (23)

gr: AR (2), MA (26); zid: AR (2), MA (27)

Power-Spektrum:

Verlauf: oszillierend

Peaks: 2

Oszillationsperiode: 9 und 6,5 m

gr: 9 und 6 m; zid: 31 und 8 m

Sedimente (Abb. 65)

Zirkon = zr

Variogramm:

Modell: sphärisch

Reichweite: 17 m, 5 m

zr: 28 m

Nuggeteffekt (in % der Varianz): 75 %, 0

zr: 83 %

Korrelogramm:

Verlauf: oszillierend

Abnahme auf 0: bei lag 4

zr: lag 21

stochastischer Prozeß: AR (2), MA (4)

zr: AR (2), MA (21)

Power-Spektrum:

Verlauf: oszillierend

Peaks: 2

zr: 3

Oszillationsperiode: 63,5 und 18 m

zr: 62,5, 15 und 9 m

Die Variogramme wurden mit sphärischen Modellen angepaßt, wobei sich für Plutonite und Metamorphite

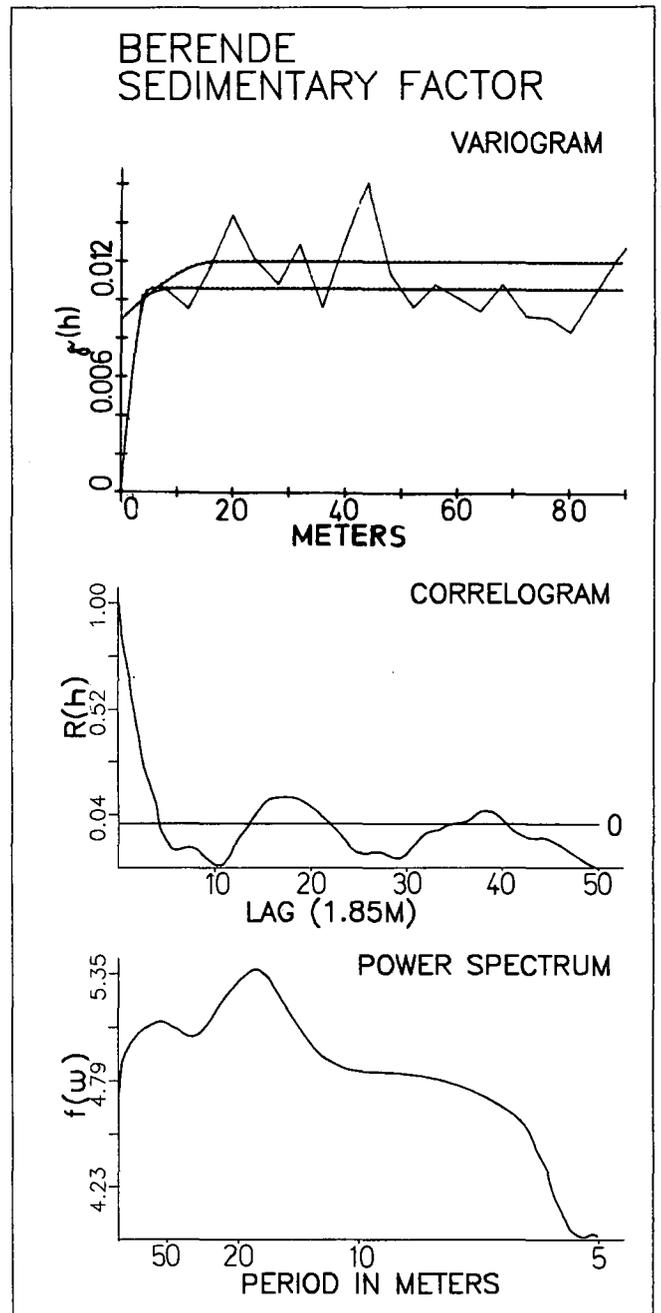


Abb. 65: Autokorrelations-Diagramm des sedimentären Hinterlandes im Profil Berende mit Variogramm, Correlogramm und Power-Spektrum.

ähnliche Reichweiten ergaben, bei den Sedimenten noch zusätzlich ein sphärisches Modell mit sehr kleiner Reichweite. Der Nuggeteffekt der Plutonite und Metamorphite liegt bei etwas mehr als einem Drittel der Datenvarianz, deutlich höher (75 %) in den Sedimenten mit dem Modell größerer Reichweite bzw. verschwindet dort im Modell mit kleiner Reichweite. Damit zeigen die sedimentären Ausgangsgesteine mit sehr hohem Nuggeteffekt bzw. sehr kurzer Reichweite die geringste Stabilität.

Das Korrelogramm der Plutonite verläuft negativ exponentiell und weist auf einen autoregressiven Prozeß erster Ordnung hin. Der zunächst rasche Abfall endet kurz vor Erreichen des Null-Niveaus und unterschreitet dieses erst nach 46 Datenintervallen. Ähnlich verhalten sich Apatit und Opakanteil, für idiomorphen Zirkon wurde ein oszillierendes Korrelogramm gefunden. Metamorphite und Sedimente erbrachten oszillierende Korrelogramme, in den Sedimenten wird das Null-Niveau sehr rasch erreicht. Die daraus ableitbaren autoregressiven Prozesse zweiter Ordnung unterscheiden sich somit in der Ausbildung des durch die Oszillationen erzeugten Feedback-Effekts, der in den Metamorphiten viel stärker ausgeprägt ist. Bei idiomorphem Zirkon läßt sich hinsichtlich der Zuordnung zu Ausgangsgesteinen eine Autokorrelationsstruktur feststellen, die besser Metamorphiten als Plutoniten entspricht, obwohl nach den Ergebnissen der Faktorenanalyse bei den Gesteinstypen mit etwa gleich großen Anteilen vertreten sind.

Die Power-Spektren bestätigen und ergänzen das Bild der Korrelogramme. Bei den Plutoniten finden wir eine über weite Teile kontinuierliche Abnahme ohne Ausbildung eines Peaks. Metamorphite und Sedimente bilden zwei Peaks aus, die Oszillationsperioden der Sedimente sind länger als die der Metamorphite. Die Power-Spektren der Schwerminerale lassen sich den Ausgangsgesteinen gut zuordnen, nur idiomorpher Zirkon tendiert wieder zu den Metamorphiten.

4.3.2.4. Modellierung stochastischer Prozesse

Mit den Ergebnissen der Autokorrelationsanalyse wurde versucht, wie in den Flüssen einfache stochastische Prozesse zu modellieren. Unter Einbeziehung der gesamten Profillänge ließen sich nur für die Sedimente signifikanten AR- und MA-Strukturen mit ARMA (2,1) nachweisen. Die Verwendung eines „low-pass“ Datenfilters erster Ordnung nach (4.91) bei den Plutoniten und eines Filters zweiter Ordnung nach (4.93) sowie eines harmonischen Filters nach (4.96–4.98) bei den Metamorphiten brachte nur geringe Verbesserungen.

Daher wurden für diese beiden Gesteinstypen entsprechend den Variationsanalysen jene Profilabschnitte ausgewählt, in denen sie vorherrschen bzw. die größten Input-Impulse aufweisen. Bei den Plutoniten ist dieser der liegende Profilabschnitt (11–164 m) mit fallendem Trend, bei den Metamorphiten der mittlere Teil (61–232 m) mit steigendem Trend. In diesen Segmenten ergaben sich zum Gesamtprofil ähnliche, aber deutlicher akzentuierte Korrelogramme und daraus für die Plutonite signifikante ARMA (1,1), für die Metamorphite signifikante (ARMA (2,1) Strukturen (s. Abb. 66–68):

Berende, Plutonite (11–164 m)

$$\text{ARMA (1,1): } x_i = 0,906x_{i-1} + 0,037 + z_i + 0,34z_{i-1}$$

mit

$$(s_x)^2 = 0,111427$$

$$(s_z)^2 = 0,011227$$

$$F = 705,1$$

Berende, Metamorphite (61–232 m)

$$\text{ARMA (2,1): } x_i = 1,06x_{i-1} - 0,292x_{i-2} + 0,146 + z_i + 0,22z_{i-1}$$

mit

$$r_{1,3;2} = -0,292$$

$$r_{1,3;299\%} = 0,261$$

$$r_{U95\%} = 0,440$$

$$(s_x)^2 = 0,047892$$

$$(s_z)^2 = 0,014294$$

$$F = 209,2$$

Berende, Sedimente (11–261 m)

$$\text{ARMA (2,1): } x_i = 1,128x_{i-1} - 0,419x_{i-2} + 0,028 + z_i + 0,11z_{i-1}$$

mit

$$r_{1,3;2} = -0,419$$

$$r_{1,3;299\%} = 0,218$$

$$r_{U95\%} = 0,325$$

$$(s_x)^2 = 0,009364$$

$$(s_z)^2 = 0,002863$$

$$F = 306,5$$

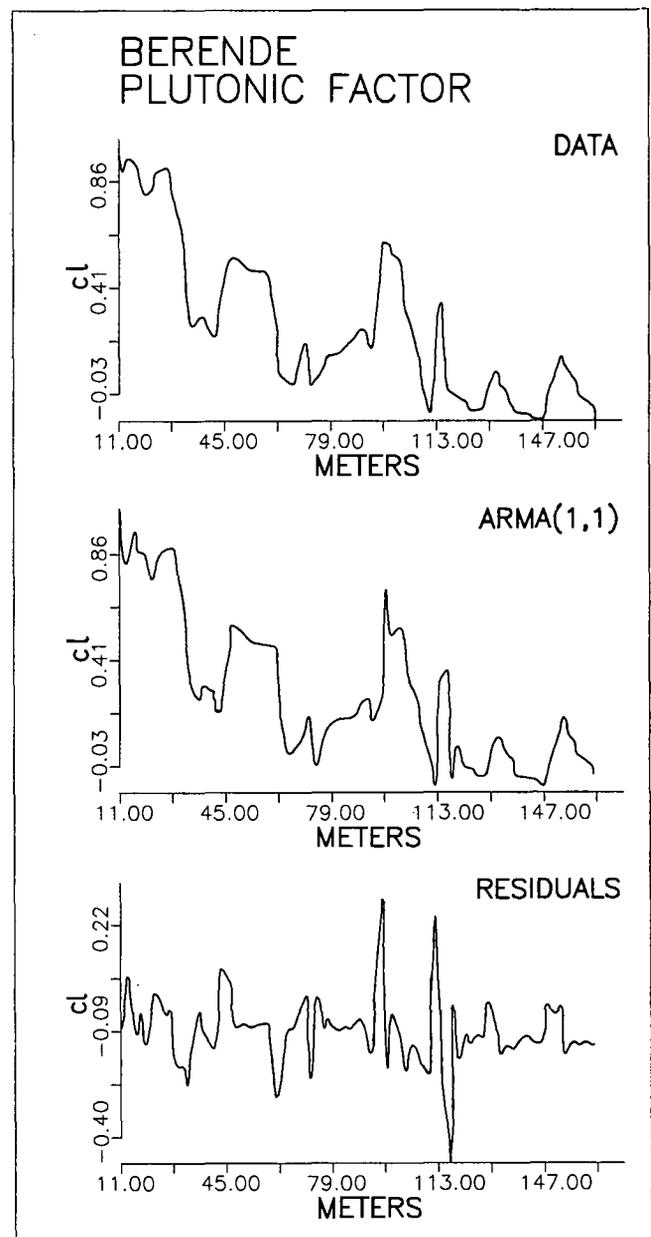


Abb. 66: Modellierung der Datensequenz Plutonit-Faktor im Profil Berende: Daten, ARMA(1,1)-Modell und Residuen.

Die Erklärung des unterschiedlichen Verhaltens könnte wie bei den Flüssen in wechselnden Positionen des Hinterlandes liegen: Das Liefergebiet mit plutonischen Gesteinen liegt in größerer Entfernung zum Ablagerungsraum, so daß eine einheitliche Sedimentanlieferung erfolgen kann. Diese Situation ändert sich durch ein allmählich immer stärker in Erscheinung tretendes metamorphes Hinterland, das eine proximale Position zum Ablagerungsraum einnimmt, wodurch die durch den Feedback-Effekt unregelmäßige Granatzufuhr noch bei der vertikalen Sedimentakkumulation durchschlägt. Der für sedimentäre Ausgangsgesteine im gesamten Profil wirksame (ARMA (2,1))-Prozeß kann, wie bereits erwähnt, aus Instabilitäten bei der Sedimentakkumulation durch Zufuhr von verschiedenen Alimentationsgebieten hervorgehen und/oder durch Diageneseerscheinungen bedingt sein. In den Variationsuntersuchungen wurde ein leicht steigender Trend festgestellt, was zusammen mit dem Wechselspiel von Plutoniten und Metamorphiten die erste Deutung unterstützt, wenn diese

aus verschiedenen Gebieten stammen und zusammen mit reifen Sedimenten vorkommen (vgl. Kap. 3.2.2.2.).

4.3.3. Zusammenfassender Vergleich und Ausblick

Die Untersuchung von Schwermineralabfolgen entlang von Flüssen und in einem Profil mit Methoden der Zeitreihenanalyse führt zur Modellierung stochastischer Prozesse, welche die Datenstrukturen mit hinreichender Genauigkeit beschreiben und Aussagen im geologischen System Erosion – Transport – Sedimentation gestatten.

Das entscheidende Kriterium ist die Position des Hinterlandes: Im Bereich des Liefergebietes wird die Schwermineralführung in Abhängigkeit von den Umgebungsgesteinen eines Flusses durch den Sediment-Input infolge Erosion bestimmt. Variabilität im Anstehenden bedingt Variabilität im Schwermineralspektrum. Die ständig erneuerte und variierende Materialzufuhr kann durch den kurzen Transport nicht homogenisiert wer-

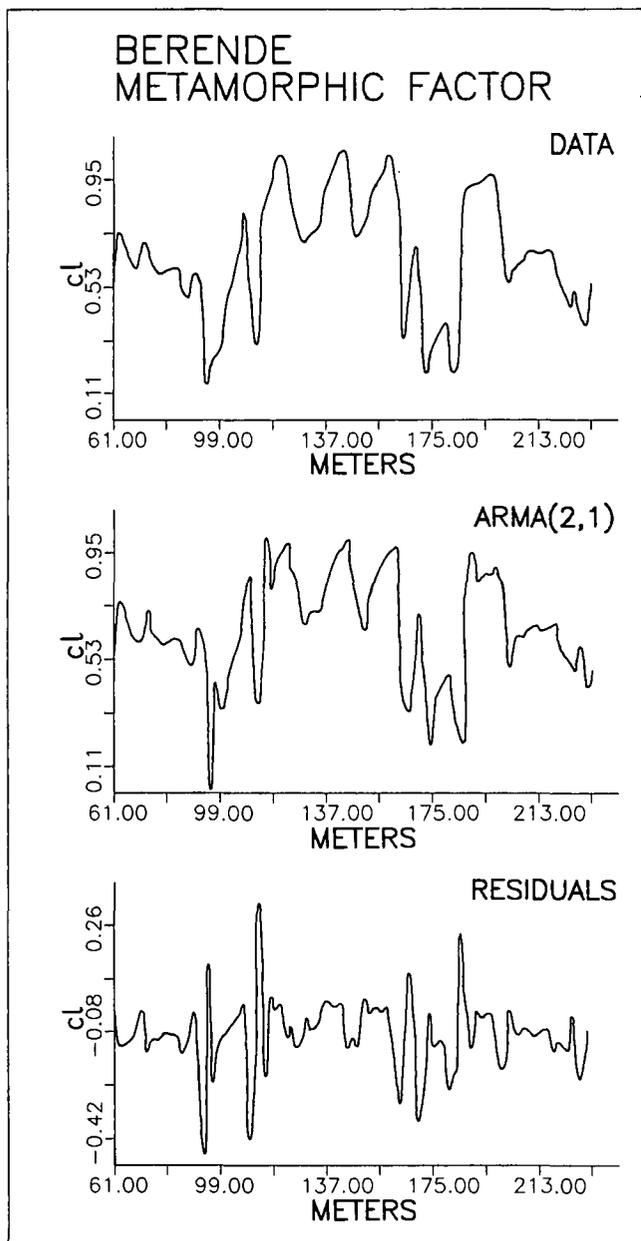


Abb. 67: Modellierung der Datensequenz Metamorphit-Faktor im Profil Berende: Daten, ARMA(2,1)-Modell und Residuen.

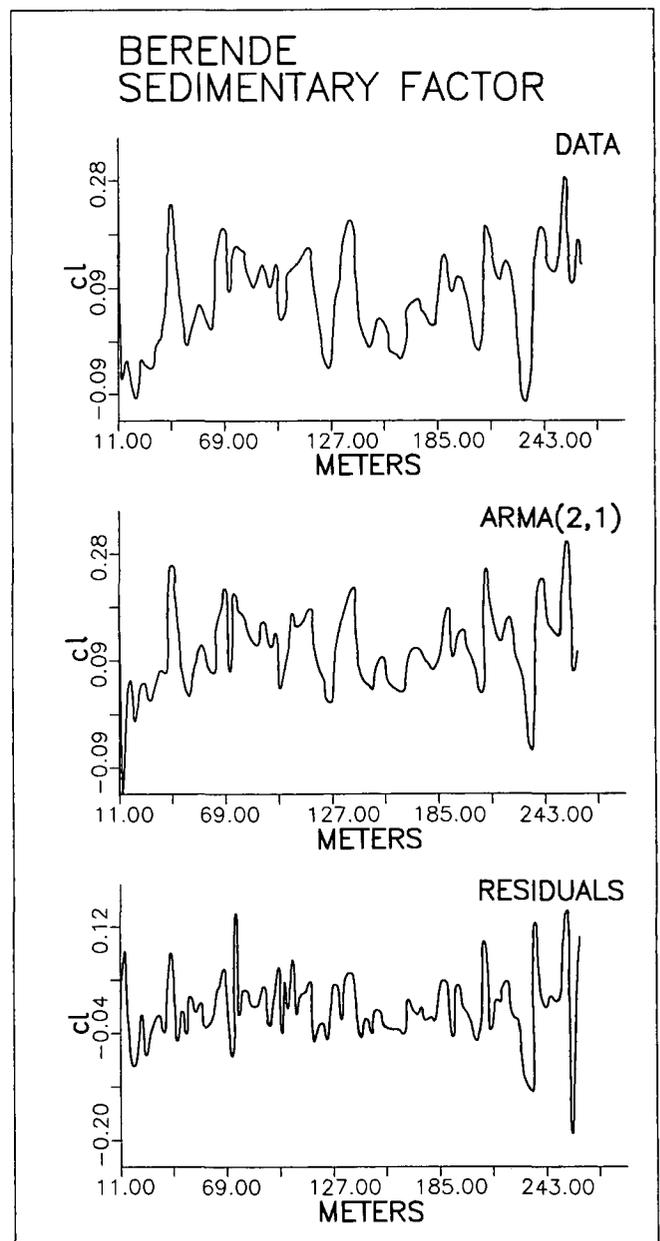


Abb. 68: Modellierung der Datensequenz Sediment-Faktor im Profil Berende: Daten, ARMA(1,1)-Modell und Residuen.

den. Das Phänomen läßt sich mit autoregressiven Prozessen zweiter Ordnung anschaulich beschreiben.

Eine Stabilisierung des Schwermineralspektrums findet erst statt, wenn die Transportwirkung mit Mineralselektion und Durchmischung gegenüber dem Sediment-Input überwiegt. Diese Situation tritt mit zunehmender Entfernung vom Hinterland deutlicher in Erscheinung und kann mit autoregressiven Prozessen erster Ordnung und/oder gleitenden Mittelwert-Prozessen modelliert werden.

Nach Beendigung des Transportes erfolgt die vertikal gerichtete Sedimentakkumulation. In günstigen Fällen sind die oben beschriebenen Prozesse in Erweiterung des Walther'schen Faziesgesetzes noch erkennbar. Jedoch muß man in Festgesteinen mit diagenetischen Veränderungen rechnen, die das Schwermineralspektrum für eine Zeitreihenanalyse unbrauchbar machen können.

In Anwendung auf die Plattentektonik bedeutet dies, daß autoregressive Prozesse erster Ordnung auf einigermaßen regelmäßige Sedimentation nach längeren Transportwegen in einer kratonischen Region hinweisen, autoregressive Prozesse zweiter Ordnung als Instabilitäten eines nahen Hinterlandes im Zuge orogener Aktivitäten mit Plattenkollision und -subduktion gedeutet werden könnte. Bereits KRYNINE (1942) und VAN ANDEL (1959) stellten fest, daß in den präorogenen Anteilen eines Orogenzyklus monotone Schwermineralspektren vorherrschen, die postorogen in größere Variabilität übergehen. Aus verschiedenen Untersuchungen (z. B. WOLETZ, 1963; SCHNABEL, 1976; STATTEGGER, 1982a, 1982b) geht hervor, daß die Variabilität der Spektren bereits im Flysch-Stadium, nach plattentektonischen Überlegungen zwangsläufig, vorhanden ist. Die turbiditische Ausbildung von Flyschabfolgen macht es aber äußerst unwahrscheinlich, die Beziehungen des vorher bereits im Schelfbereich „zwischenlagerten“ Sedimentes zum Hinterland rekonstruieren zu können, ausgenommen vielleicht submarine Canyons in der Fortsetzung von Flußsystemen. Es müßte daher mehr Augenmerk auf den Übergang von kratonischer zur Flysch-Sedimentation gelegt werden, da hier Veränderungen in der Position des Hinterlandes sich noch am ehesten nachweisen lassen, sofern nicht diagenetische Veränderungen dies unmöglich machen. Als Beispiel dafür wird das vorgestellte Profil Berende angesehen.

Akzeptiert man Schwerminerale als sensible Indikatoren der Herkunft klastischer Sedimente, so könnten in Weiterführung der vorgestellten Untersuchungen die geologischen Prozesse zwischen Sediment und Hinterland anhand verschiedener Fallstudien mathematisch-statistisch modelliert und damit plattentektonische Konzepte qualitativ und quantitativ verbessert werden.

Dank

Die mathematisch-statistische Auswertung der Schwermineraldaten wurde durch Forschungsaufenthalte an der Freien Universität Berlin, Institut für Geologie, Mathematische Geologie und Queen's University of Belfast, Department of Geology, über ein Forschungsstipendium der Alexander von Humboldt-Stiftung ermöglicht, der ich hiermit meinen Dank ausspreche. Zahlreiche Diskussionen mit Herrn Prof. Dr. Walther SCHWARZACHER in Belfast, Herrn Prof. Dr. Wolfdietrich SKALA, Herrn Dr. Heinz BURGER, Frau Dipl.-Math. Vera PAWLOWSKI und Herrn Dr. Michael SHULMAN in Berlin trugen wesentlich zum Gelingen der Arbeit bei. Ihnen allen möchte ich für ihre Unterstützung und konstruktive Kritik danken, nicht zuletzt für die Hilfsbereitschaft beim Umgang mit den verschiedenen EDV-Einrichtungen.

Literatur

- AGTERBERG, F. P.: *Geomathematics*. – 596 S., Amsterdam (Elsevier) 1974.
- AITCHISON, J.: The statistical analysis of compositional data (with discussion). – *J.R. Statist. Soc., B*, **44**, 139–177, London 1982.
- AITCHISON, J.: Principal component analysis of compositional data. – *Biometrika*, **70**, 57–65, London 1983.
- AITCHISON, J.: Reducing the dimensionality of compositional data sets. – *Math. Geology*, **16**, 637–650, New York 1984.
- ALLEN, J. R. L.: *Sedimentary Structures*, vol. I. – *Dev. in Sedimentology*, **30A**, 593 S., Amsterdam (Elsevier) 1982.
- ALLEN, J. R. L.: River bedforms: progress and problems. – In: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (ed.): *Modern and Ancient fluvial Systems*, Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **6**, 19–33, Oxford (Blackwell) 1983.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die Koralpe. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 386–391, Wien (Springer) 1980.
- BERTLE, H.: Zur Geologie des Fensters von Gargellen (Vorarlberg) und seines kristallinen Rahmens. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **22/1973**, 1–59, Wien 1974.
- BOENIGK, W.: *Schwermineralanalyse*. – 158 S., Stuttgart (Enke) 1983.
- BOX, G. E. P. & JENKINS, G. M.: *Time Series Analysis – Forecasting and Control*. – 368 S., San Francisco (Holden Day) 1970.
- BRIGGS, L. I.: Heavy mineral correlations and provenances. – *J. Sed. Pet.*, **35**, 939–955, Tulsa 1965.
- CADISCH, J.: Über den Flysch der Tasna-Decke (Unterengadin). – *Ecolgae Geol. Helv.*, **39**, 105–109, Basel 1946.
- CHAYES, F.: *Ratio Correlation*. – 99 S., Chicago (Univ. Chicago Press) 1971.
- CLARK, I.: *Practical Geostatistics*. – 129 S., London (Applied Science Publ. Ltd.) 1979.
- COSTELLO, W. R.: Development of bed configuration in coarse sands. – 120 S., Rep. 74.1, Earth and Planetary Science Department, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge 1974.
- COSTELLO, W. R. & SOUTHARD, J. B.: Flume experiments on lower-flow-regime bed forms in coarse sand. – *J. Sed. Pet.*, **51**, 849–864, Tulsa 1981.
- COURANT, R. & HILBERT, D.: *Methoden der mathematischen Physik I*, 3. Aufl. – 469 S., Heidelberg (Springer) 1968.
- DAVID, M.: *Geostatistical Ore Reserve Estimation*. – 364 S., Amsterdam (Elsevier) 1977.
- DAVIS, J. C.: *Statistics and Data Analysis in Geology*. – 550 S., New York (Wiley) 1973.
- DEMINA, M. E.: Transport directions for clastic material of Aptian–Senonian deposits in Western Turkmenia. – *Math. Geology*, **2**, 349–363, New York 1970.
- DICKINSON, W. R. & SUCZEK, C. A.: Plate tectonics and sandstone composition. – *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **63**, 2164–2182, Tulsa 1979.
- DICKINSON, W. R. & VALLONI, R.: Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. – *Geology*, **8**, 82–86, Boulder 1980.
- DICKINSON, W. R., BEARD, L. S., BRAKENRIDGE, G. R., ERJAVEC, J. L., FERGUSON, R. C., INMAN, K. F., KNEPP, R. A., LINDENBERG, F. A. & RYBERG, P. T.: Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 222–235, Boulder 1983.
- DIETRICH, V. J.: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. – *Geotekt. Forsch.*, **50**, 1–84, Stuttgart 1976.
- DIETRICH, V. & FRANZ, U.: Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – *Geotekt. Forsch.*, **50**, 85–109, Stuttgart 1976.
- DIETZ, V.: Experiments on the influence of transport on shape and roundness of heavy minerals. – *Contr. Sedimentology*, **1**, 69–102, Stuttgart 1973.
- DUBRULE, O.: Comparing "plaque mince" splines and kriging. – Internal report, N-697, Centre de Géostatistique et de Morphologie Mathématique, 26 S., Fontainebleau 1981.

- EBNER, F.: Die Geologie des Weiztales, ein Abbild von 500 Millionen Jahren Erdgeschichte. – Veröff. Forschungsstätte Raabklamm, **X**, 5–12, Weiz 1984.
- EXNER, Ch.: Zur Rastenberger Granittektonik im Bereiche der Kampkraftwerke (Südliche Böhmisches Masse). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **61**, 6–39, Wien 1969.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ) und Fröschnitz (Stmk.) Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud., **19**, 27–70, Wien 1970.
- FAUPL, P.: Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 22–51, Wien 1972.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A.: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rundschau, **68**, 93–120, Stuttgart 1979.
- FLÜGEL, H. & MAURIN, V.: Geologische Karte des Weizer Berglandes 1 : 25.000. – Geol. B.-A., Wien 1958.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000. – 127 S., Geol. B.-A., Wien 1984.
- FREIMOSER, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen Obb. und Salzburg. – Geolog. Bavar., **66/1972**, 7–91, München 1973.
- FRISCH, W.: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – Tectonophysics, **60**, 121–139, Amsterdam 1979.
- FRISCH, W.: Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic windows of the Eastern Alps. – Geol. Rundschau, **73**, 33–45, Stuttgart 1984.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (NÖ). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 424–440, Wien 1971.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., **119**, 1–43, Wien 1976.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Die Böhmisches Masse in Österreich. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 119–143, Wien (Springer) 1980.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie, Teil II. Sedimente und Sedimentgesteine (3. Aufl.). – 726 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1977.
- FULL, W. E., EHRLICH, R. & KLOVAN, J. E.: EXTENDED QMODEL – Objective definition of external end members in the analysis of mixtures. – Math. Geology, **13**, 331–344, New York 1981.
- FULL, W. E., EHRLICH, R. & BEZDEK, J. C.: FUZZY QMODEL – a new approach for linear unmixing. – Math. Geology, **14**, 259–270, New York 1982.
- GASSER, U.: Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern): Geologie und Sedimentologie. – Eclogae Geol. Helv., **61**, 229–319, Basel 1968.
- GRANGER, C. W. J. & HATANAKA, M.: Spectral Analysis of Economic Time Series. – 299 S., Princeton (Princeton University Press) 1964.
- GRIMM, W.: Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). – Contr. Sedimentology, **1**, 103–125, Stuttgart 1973.
- Gy, P. M.: Sampling of Particulate Materials. – 431 S., Amsterdam (Elsevier) 1979.
- HIPPEL, K. W. & MCLEOD, A. I.: Box-Jenkins modelling in the geophysical sciences. – In: CRAIG, R. G. & LABOVITZ, M. L. (ed.): Future Trends in Geomathematics, 65–86, London (Pion) 1981.
- HOLZER, H. L., JANEV, S. & STATTEGGER, K.: Beiträge zur Sedimentologie und Paläogeographie der variszischen Klastika (Devon, Karbon) in den Kraistiden (Westbulgarien). – in Vorb.
- HUBERT, J. F.: Petrology of the Fountain and Lyons formations, Front Range, Colorado. – Col. School Mines Quart., **55**, 242 S., Golden 1960.
- IMBRIE, J. & VAN ANDEL, Th. H.: Vector-analysis of heavy mineral data. – Geol. Soc. America Bull, **75**, 1131–1155, New York 1964.
- JENKINS, G. M. & WATTS, D. G.: Spectral Analysis and its Applications. – 525 S., San Francisco (Holden Day) 1968.
- JÖRESKOG, K. G., KLOVAN, J. E. & REYMENT, R. A.: Geological Factor Analysis. – 178 S., Amsterdam (Elsevier) 1976.
- JOURNEL, A. G. & HUIJBREGTS, Ch. J.: Mining Geostatistics. – 600 S., Amsterdam (Elsevier) 1978.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalit-Graniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Granitmassive. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 1–192, Wien 1959.
- KENDALL, M. G.: The Advanced Theory of Statistics, II. – 521 S., London (Griffin) 1946.
- KENDALL, M. G. & STUART, A.: The Advanced Theory of Statistics, 3, 2nd ed. – 557 S., London (Griffin) 1968.
- KLOVAN, J. E. & IMBRIE, J.: An algorithm and FORTRAN-IV program for large scale Q-mode factor analysis and calculation of factor scores. – Math. Geology, **3**, 61–67, New York 1971.
- KLOVAN, J. E. & MIESCH, A. T.: Extended CABFAC and QMODEL computer programs for Q-mode factor analysis of compositional data. – Computers & Geosciences, **1**, 161–178, London 1976.
- KRAINER, B.: Zur zeitlichen Einstufung, Stratigraphie und Tektonik im Nordteil des Gleisdorfer Sarmatosporns (Oststeiermark). – Mitt. naturw. Verein Steiermark, **114**, 95–106, Graz 1984.
- KREYSZIG, E.: Statistische Methoden und ihre Anwendung. – 451 S., Göttingen (Vandenhoeck & Ruprecht) 1979.
- KRUMBEIN, W. C. & GRAYBILL, F. A.: An Introduction to Statistical Models in Geology. – 475 S., New York (Mc Graw Hill) 1965.
- KRYNINE, P. D.: Differential sedimentation and its products during one complete geosynclinal cycle. – Annales 1. Congreso Panamericano Ingeniera de Minas y Geologia, Geology Part 1, **2**, 537–561, Santiago 1942.
- LABOVITZ, M. L. The transfer function models of Box and Jenkins: examples in a geosciences context. – In: CRAIG, R. G. & LABOVITZ, M. L. (ed.): Future Trends in Geomathematics, 88–107, London (Pion) 1981.
- LANCZOS, C.: Applied Analysis. – 539 S., London (Pitman) 1957.
- LEEDER, M. R.: On the interactions between turbulent flows, sediment transport and bedform mechanics in channelized flows. – In: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (ed.): Modern and Ancient Fluvial Systems. – Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **6**, 5–18, Oxford (Blackwell) 1983.
- LE MAITRE, R. W.: Numerical Petrology. – Dev. in Petrology, **8**, 281 S., Amsterdam (Elsevier) 1982.
- MANSON, V. & IMBRIE, J.: FORTRAN program for factor and vector analysis of geological data using an IBM 7090 or 7094/1401 computer system. – Kansas Geol. Survey Spec. Dist. Publ., **13**, 46 S., Lawrence 1964.
- MARTINI, J.: Etude pétrographique des grès de Taveyannaz entre Arve et Giffre (Haute Savoie, France). – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **48**, 539–654, Zürich 1968.
- MATHERON, G.: Les variables régionalisées et leur estimation. – 306 S., Paris (Masson) 1965.
- MATHERON, G.: The theory of regionalized variables and its applications. – Les Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique, **5** 211 S., Fontainebleau 1971.
- MATHERON, G.: Splines and kriging: Their formal equivalence. – Internal report, N-667bis, Centre de Géostatistique et de Morphologie Mathématique, 21 S., Fontainebleau 1980.
- MILNER, H. B.: Sedimentary Petrography, vol. 2. – 725 S., London (Allen and Unwin) 1962.
- MIESCH, A. T.: Q-mode factor analysis of compositional data. – Computers & Geosciences, **1**, 147–159, London 1976.
- NEBERT, K.: Kohlengeologische Erkundungsarbeiten in der Neogenbucht von Friedberg. – Unveröff. Bericht, Forschungsproj. StA 4f/81, Geol. B.-A., Wien 1982.

- NEBERT, K.: Die Kohle als Faziesglied eines Sedimentationszyklus. — Berg- und Hüttenm. Mh., **128**, 106–112, Wien 1983a.
- NEBERT, K.: Zyklische Gliederung der Eibiswalder Schichten (Südweststeiermark). — Jb. Geol. B.-A., **126**, 259–285, Wien 1983b.
- NEUBAUER, F. & STATTEGGER, K.: Ein geröllführender Marmor im Radegunder Kristallin. — Verh. Geol. B.-A., **1981**, 93–107, Wien 1981.
- NIEDERMAYER, G.: Beiträge zur Sedimentpetrographie des Wienerwald-Flysches. — Verh. Geol. B.-A., **1966**, 106–141, Wien 1966.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B.-A., **111**, 115–145, Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. — Geol. Rundschau, **62**, 96–106, Stuttgart 1973.
- OBERHAUSER, R.: Das Altpaläozoikum (die geologische Entwicklung von der mittleren Kreide bis an die Wende Eozän – Oligozän). — In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 35–48, Wien (Springer) 1980.
- OTNES, R. K. & ENOCHSON, L.: Applied Time Series Analysis, vol. 1. — 449 S., New York (Wiley) 1978.
- PAHR, A.: Das Semmering- und Wechselsystem. — In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 315–320, Wien (Springer) 1980.
- PARFENOFF, A., POMEROL, C. & TOURENQ, J.: Les minéraux en grains. — 578 S., Paris (Masson) 1970.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand and Sandstone. — 618 S., New York (Springer) 1972.
- POTTER, P. E.: Petrology and chemistry of modern big river sands. — J. of Geology, **86**, 423–449, Chicago 1978.
- QUENOUILLE, M. H.: A large sample test for the goodness of fit of autoregressive schemes. — J. R. Statistic. Soc., **110**, 123–129, London 1947.
- QUENOUILLE, M. H.: Approximate tests of correlation in time series. — J. R. Statist. Soc. B., **11**, 68–84, London 1949.
- RENDU, J.-M.: An Introduction to Geostatistical Methods of Mineral Evaluation. — 84 S., Johannesburg (South African Institute of Mining and Metallurgy) 1981.
- RITTENHOUSE, G.: The transportation and deposition of heavy minerals. — Geol. Soc. America Bull., **53**, 1725–1780, New York 1943.
- ROEDER, D.: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. — Z. dt. Geol. Ges., **127**, 87–103, Hannover 1976.
- ROEDER, D. & BÖGEL, H.: Geodynamic interpretation of the Alps. — In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (ed.): Alps, Apennines, Hellenides, 191–212, Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- SAHU, B. K.: Stochastic modelling of mineral deposits. — Mineral. Deposita, **17**, 99–105, New York (Springer) 1982.
- SCHNABEL, W.: Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Österreich und Italien). — Verh. Geol. B.-A., **1976**, 191–206, Wien 1976.
- SCHWAB, F. L.: Evolution of the Western continental margin, French-Italian Alps: Sandstone mineralogy as an index of plate tectonic setting. — J. of Geology, **89**, 349–368, Chicago 1981.
- SCHWARZACHER, W.: Sedimentation Models and Quantitative Stratigraphy. — Dev. in Sedimentology, **19**, 382 S., Amsterdam (Elsevier) 1975.
- SCHWARZACHER, W.: Lithostratigraphy I. The principles and the treatment of single sections. — In: AGTERBERG, F. P. & GRADSTEIN, F. M. (ed.): New Concepts and methods in Stratigraphy, Short Course, Dec. 14.–17. 1983, Indian Institute of Technology, Kharagpur, 1–33, Dartmouth 1983.
- SCHWARZACHER, W.: Models for induced cyclic sedimentation. — Vortragsmanuskript, Int. Geol. Congr. Moscow 1984, 16 S.
- SPASSOV, Ch.: Stratigraphic correlation forms of the Bulgarian part of geotraverse D. — IGCP No. 5 Newsletter, **5**, 180–185, Padova 1983.
- SPASSOV, Ch., TENCHOV, J. & JANEV, S.: Die paläozoischen Ablagerungen in Bulgarien. — Schriftenr. Erdwiss. Komm., **3**, 279–296, Wien 1978.
- SPÄTH, H.: Spline-Algorithmen zur Konstruktion glatter Kurven und Flächen. — 134 S., München (Oldenbourg) 1978.
- STATTEGGER, K.: Schwermineraluntersuchungen in der Östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. — Verh. Geol. B.-A., **1982**, 107–122, Wien 1982a.
- STATTEGGER, K.: Comparison of Carboniferous heavy mineral spectra from flysch deposits in the Alpidic and Variscan fold belt of Iberia. — IGCP No. 5 Newsletter, **4**, 97–100, Padova 1982b.
- STAUB, R. & CADISCH, J.: Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. — Eclogae Geol. Helv., **16**, 223–285, Lausanne 1921.
- THIELE, O.: Studien an Akzessorien und Zirkontrachten von Gföhlergneis und ähnlichen Gesteinen und ihr Bezug auf die Tektonik des Drosendorfer Fensters (Waldviertel, Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., **1977**, 53–67, Wien 1977.
- TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. — Mitt. Österr. Geol. Ges., **69/1976**, 291–351, Wien 1978.
- TOLLMANN, A.: Großtektonische Ergebnisse aus den Ostalpen im Sinne der Plattentektonik. — Mitt. Österr. geol. Ges., **71/72**, (1978/1979), 37–44, Wien 1980.
- TROGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1: Bestimmungstabellen, 4. Aufl. — 188 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1971.
- ÜBERLAA, K.: Faktorenanalyse. — 399 S., Berlin (Springer) 1968.
- VAN ANDEL, T.: Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses. — J. Sed. Pet., **29**, 153–163, Tulsa 1959.
- VISTELIUS, A. B. & DEMINA, M. E.: Variations of some heavy minerals in recent beach sands. — Math. Geology, **14**, 161–177, New York 1982.
- VUAGNAT, I.: Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., **97**, 103 S., Zürich 1952.
- WEIDICH, K. F.: Über die Beziehungen des „Cenomans“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. — Geol. Rdsch., **73**, 517–566, Stuttgart 1984.
- WHITTAKER, E. & ROBINSON, G.: The Calculus of Observation. — 397 S., London (Blackie) 1960.
- WOLETZ, G.: Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes. — Verh. Geol. B.-A., **1962**, 268–272, Wien 1972.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., **106**, 89–119, Wien 1963.
- WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — Geol. Rundschau, **56**, 308–320, Stuttgart 1967.
- WOLETZ, G.: Zur Differenzierung der kalkalpinen Unterkreide mit Hilfe der Schwermineralanalyse. — Verh. Geol. B.-A., **1970**, A80–A81, Wien 1970.
- WOLETZ, G.: Schwerminerale in Sedimenten der Ostalpen. — In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, S. 43, Wien (Springer) 1980.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. Mai 1985.

Buchbesprechungen

BENDER, F. (Hrsg.): Angewandte Geowissenschaften. Band II: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften. – 766 S., 585 teils farb. Abb., 55 Tab., Stuttgart (Ferdinand Enke) 1985. DM 330.– ISBN 3-432-91021-5.

Vorauszuschicken ist, daß die beiden im Titel angeführten Fachbereiche ungleichgewichtig in diesem Band behandelt sind. Die Ausführungen über die mathematischen Verfahren in den Geowissenschaften stellen gegenüber der Geophysik praktisch nur einen Anhang dar. Eingegangen wird nur auf diverse statistische Verfahren und dies nur sehr theoretisch; die zahlreichen Anwendungen der Geostatistik oder EDV-unterstützten Rechenmethoden z. B. in Hydrogeologie, angewandter Geochemie, Tektonik, Vorratsberechnungen u. a. werden kaum angeführt oder durch anschauliche Beispiele illustriert.

Auch die z. B. in naher Zukunft in der Hydrologie und Hydrogeologie immer wichtiger sich entwickelnden Modellberechnungen wurden sehr theoretisch auf wenigen Seiten abgehandelt.

Sehr ausführlich wird auf die einzelnen geophysikalischen Verfahren eingegangen (Gravimetrie, Geomagnetik, Paläomagnetik, Seismik, Geoelektrik mit den verschiedenen Meßmethoden, Bohrlochgeophysik). Da bei den einzelnen Kapiteln die theoretischen Grundlagen, die Meßmethodik, sowie die Interpretation an konkreten Beispielen in vollem Umfang durchgeführt werden, erspart sich der Praktiker ein eigenes Lehr- oder Nachschlagewerk für Geophysik.

Etwas zu kurz erscheint aber die Einführung in die elektromagnetischen Verfahren aus der Luft (Hubschrauber), besonders in Hinsicht auf spezifische Interpretationsprobleme.

Der besprochene Band II enthält jedoch darüber hinaus noch zwei sehr wichtige Sonderkapitel – Geothermik sowie Grundlagen und Anwendungen der Isotopengeophysik. Gerade für diese so speziellen Fachbereiche besteht in der Literatur kaum eine so kompakte und vollständige Einführung mit ganz konkreten Einsatz- und Umsetzungshinweisen wie in diesem Buch.

Der vorliegende Band der „Angewandten Geowissenschaften“ wendet sich also an alle, die spezifische Feldmethoden der angewandten Geophysik im weiteren Sinne einsetzen wollen und bereit sind, sich mit diesen Methoden auch im Detail auseinanderzusetzen.

HERBERT PIRKL

FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U.: Pyroclastic Rocks. – XIV + 472 S., 339 Abb., Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer) 1984. DM 138.– ISBN 3-540-12756-9.

Das vorliegende Werk, dessen Vollendung von den Autoren ein Jahrzehnt hindurch betrieben wurde, füllt eine Lücke in einem Teilgebiet der Geowissenschaften, die mit der in der jüngeren Vergangenheit durch aktuelle Ereignisse stimulierten Spezialliteratur nur eher mühsam und schwierig für den Interessierten zu schließen war. Von Grundkenntnissen in Geologie und Petrologie ausgehend ist damit sowohl pauschal als auch selektiv der Einstieg in das Feld der vulkanischen Lockerprodukte möglich, wobei darin nicht nur ein systematischer Überblick über pyroklastische Materialien in Abhängigkeit von Vulkantypen und Ablagerungsräumen geboten wird, sondern auch

auf die Genetik in Zusammenhang mit den geologischen Rahmenbedingungen (Plattentektonik) ebenso ausführlich eingegangen wird wie etwa auf die Sedimentologie vulkanischer Ablagerungen. Ergänzt sind diese dem aktuellen Wissensstand entsprechenden Kapitel durch solche, die sich mit der Geochemie und den physikalischen Eigenschaften vulkanischen Materials sowie mit seiner Verwitterung, Diagenese und Metamorphose auseinandersetzen.

Die verständliche Aufbereitung der teilweise sehr komplexen Materie und die umfassende, auch Randbereiche des im Titel genannten Themas behandelnde Darstellung machen dieses Buch zu einer unentbehrlichen Hilfe für jeden mit Pyroklastika konfrontierten Erdwissenschaftler.

JULIAN PISTOTNIK

FLEISSNER, H. & RÖDIGER, A.: Das ewige Meer. Seit 500 Millionen Jahren die Wiege des Lebens. – 118 S., 52 Farb-, 83 Schwarz-Weiß-Fotos, Stuttgart (Franckh'sche Verlagshandlung W. Keller & Co.) 1984. DM 48.– ISBN 3-440-05405-5.

Die stets rührige KOSMOS Gesellschaft der Naturfreunde hat in der Franckh'schen Verlagshandlung wieder einmal einen schönen Bildband, diesmal über das Meer, herausgebracht. In leicht lesbaren Texten und prächtigen Farb- und Schwarz-Weiß-Bildern wird, um nur die wichtigsten Kapitel zu erwähnen, „Vom Leben in Kolonien“ (Korallen, Bryozoen, Graptolithen) über „Wohnungen: Schalen, Gehäuse, Röhren“ (Schnecken, Muscheln, Tintenfische, Armfüßer u. a.), „Tiere in Ritterrüstung“ (Trilobiten, Krebse, Seeigel), „Wirbeltiere“, „Vom Schwimmen, Laufen und Treibenlassen“, über „Orientierungshilfen“, „Planktonfresser und ihre Fangmethoden“ und „Werkzeuge und Waffen“ der marinen (tierischen) Organismen berichtet. Literaturangaben und eine Erklärung der verwendeten Fachausdrücke beschließen das Buch. Es sei den Autoren und dem Verlag in einer Zeit, in der die Umweltverschmutzung und andere Segnungen der Technik darangehen, auch unsere Meere zugrunde zu richten, aufs Herzlichste gedankt, das Augenmerk einer größeren Öffentlichkeit noch einmal auf die Wunderwelt des Meeres in vergangenen Zeiten und auch (noch?) der heutigen Zeit gerichtet zu haben, und dem sehr schön ausgestatteten Buch eine weite Verbreitung gewünscht!

M. E. SCHMID

GOODY, R. M. & WALKER, J. C. G.: Atmosphären. Übersetzt von Jürgen R. Krause. – VIII + 180 S., Stuttgart (Enke) 1985. (Geowissen kompakt; Band 9). Einheitssachtit.: Atmospheres (dt.). DM 19,80. ISBN 3-342-94431-4.

Der Stuttgarter Verlag Enke versucht in seiner neuen Reihe „Geowissen kompakt“ in Taschenbüchern ausgewählte Gebiete aus dem weiten Feld der Geowissenschaften dem fachinteressierten Leser nahe zu bringen. Vorliegendes Bändchen liegt etwas abseits der in unseren Breiten gebräuchlichen Begriffsfassung der klassischen Geowissenschaften. Nimmt man aber

das Bändchen zur Hand und beginnt seinen Inhalt zu studieren, so wird man feststellen, daß ein enger Zusammenhang mit den klassischen Geowissenschaften durchaus bestehen kann. Es wird hier versucht, eine allgemeine Übersicht über die Atmosphären der Planeten unseres Sonnensystems zu bieten. Es werden chemische Eigenschaften, Temperatur, Bewegungen, Wolkenbildung und die Entstehungsgeschichte der Planetenatmosphären besprochen. In jedem Kapitel werden die physikalischen und chemischen Eigenschaften diskutiert, die die betreffenden atmosphärischen Eigenschaften beeinflussen, und mit spezifischen Beispielen illustriert. Immer wieder werden Vergleiche mit der am besten bekannten Atmosphäre, mit der unseres Planeten, angestellt. Die Autoren haben allerdings absichtlich nur geringes Augenmerk auf die irdische Meteorologie gelegt.

Alle hier besprochenen atmosphärischen Erscheinungen unserer „Mitplaneten“ stützen sich auf Beobachtungen von Welt- raumsonden und auf die Entwicklung verbesserter Instrumente der bodengestützten Astronomie, die in den letzten 10 Jahren gemacht wurden. Alle diese Beobachtungen und ihre Folgerungen daraus haben die Kenntnisse über die Planeten wesentlich erweitert und weitere Beiträge zur Erkenntnis der Entstehung unseres Sonnensystems geliefert, womit der Zusammenhang zu den klassischen Geowissenschaften gegeben ist.

T. CERNAJSEK

GUNTAU, M.: Abraham Gottlob Werner. – 120 S., 12 Abb., 1 Bild, Leipzig (Teubner) 1984. (Biographien hervorragender Naturwissenschaftler, Techniker und Mediziner, 75). DM 8,60. Bestellangaben: 666 196 3/Guntau, Werner.

Der Leipziger Verlag BSB B. G. Teubner erwirbt sich durch die Herausgabe der biographischen Reihe „Biographien hervorragender Naturwissenschaftler, Techniker und Mediziner“ kaum mehr überbietbare Verdienste. Diese verlegerische Großleistung läßt sich in Worten nur schwer würdigen. In kleinen, in sich abgeschlossenen Bändchen werden bedeutende Naturwissenschaftler, Techniker und Mediziner monographisch behandelt.

Das vorliegende Bändchen über Abraham Gottlob Werner, verfaßt vom Rostocker Universitätsprofessor Martin Guntau, stellt nicht nur eine weitere Bereicherung der Serie dar, sondern kann auch als ein weiterer geologie-historischer Meilenstein angesehen werden. Guntau schildert Werners Lebenslauf chronologisch, aber nicht trocken, und stellt ihn als weltoffenes Kind seiner Zeit dar. So gewinnt der interessierte Leser nicht nur einen Einblick in Werners Leben und Schaffen und Denken, sondern er wird auch in die Entwicklung der Mineralogie und der Geologie schon soweit eingeführt, daß er einen guten Eindruck von der geowissenschaftlichen Forschung im 18. Jahrhundert gewinnen kann. Das Büchlein kann man daher auch als Einstiegshilfe in die Geschichte der Geowissenschaften des 18. Jahrhunderts ansehen.

Das Bändchen behandelt Werners Jugend, die Studienzeit und seine Tätigkeit als Lehrer an der Bergakademie Freiberg. Breiter Raum wird Werners Arbeiten zur Mineralogie und seinen Beiträgen zur Entwicklung der Geologie gegeben. Die neptunistischen Ansichten Werners erfahren eine eingehende Behandlung. Seine weltanschaulichen und gesellschaftspolitischen Ansichten – Werner war Zeitgenosse der Französischen Revolution – und ein Kapitel „Ausklang“ beschließen das Bändchen. Im Anschluß an den Textteil folgt eine Chronologie, sie hilft den exakten Einbau Werners Leben in seine Zeit festzuhalten; zuletzt ein dreigeteiltes Literaturverzeichnis und ein Personenregister.

Betrachtet man die große Fülle der über A. G. Werner seit 1817 (!) verfaßten Schriften, so darf man feststellen, daß Guntaus monographische Bearbeitung durchaus gelungen ist.

T. CERNAJSEK

GUNTAU, M.: Die Genesis der Geologie als Wissenschaft: Studie zu den kognitiven Prozessen und gesellschaftlichen Bedingungen bei der Herausbildung der Geologie als naturwissenschaftliche Disziplin an der Wende vom 18. und 19. Jahrhundert. – Mit deutscher, englischer u. russischer Zusammenfassung. – 131 S., Berlin (Akademie-Verlag) 1984 (Schriftenreihe für geologische Wissenschaften; Heft 22). DM 27.–

Im vorliegenden Buch versucht der Autor, den Entstehungsvorgang der Geologie als naturwissenschaftliche Disziplin in der Geschichte zu analysieren und darzustellen. Dieser Vorgang hat sich durch die Verkettung zahlreicher verschiedener Einzelvorgänge vollzogen. Der Behandlungsschwerpunkt liegt in den Jahren 1760 bis 1820. Ausgehend vom Problem der Disziplinengese in der Wissenschaft, das der Verfasser wissenschaftstheoretisch völlig auf den Anschauungen von Marx, Engels und Lenin entwickelt, widmet er sich zunächst der Entwicklung von Bergbauproduktion, bürgerlichem Weltbild und geologischer Erkenntnis. GUNTAU sieht in den Produktivkräften, im Bergbau, den Ausgangspunkt der Herausbildung der Geologie als eigenständige naturwissenschaftliche Disziplin entsprechend seiner Weltanschauung als Ergebnis der Arbeitsteilung in den Produktivkräften. Der enge Zusammenhang in den Nomenklaturen der Bergbauwissenschaften und Geowissenschaften ist allerdings nicht zu leugnen. Im absolut regierten Feudalstaat gibt sich die herrschende Klasse aufgeklärt, um ihr System erhalten zu können. Eine große Bedeutung werden gesellschaftlichen Veränderungen in den europäischen Lagern zugeschrieben. In durchaus sehr interessanten Kapiteln wird die gesellschaftliche und wissenschaftliche Situation in Großbritannien, Frankreich, Deutschland (hier Sachsen und Preußen), Spanien und Rußland behandelt. Enttäuschend ist, daß die habsburgischen Länder (die österreichische Monarchie i. w. S.) und Italien kaum oder nur am Rande gestreift werden. Interessant wäre es, zu erfahren, ob die genannten Länder in dieser Zeit Beiträge zur Disziplinengese der Geologie lieferten oder warum sie in dieser Hinsicht keine Bedeutung hatten und inwieweit der nachgegenreformatische Katholizismus seinen Einfluß auf die Entwicklung der Naturwissenschaften überhaupt geltend machte. Es wird allerdings auch auf die politische Situation dieser Länder in dieser Zeit kaum Rücksicht genommen. Als wesentlicher Schritt zur Disziplinengese sieht der Verfasser die Herausbildung des Systemcharakters der Geologie als Folge gesellschaftlicher Veränderungen durch die Aufklärung und Überwindung der theologischen Bevormundung. Guntau setzt sich mit dem Entstehen verschiedener Formen des geologischen Erkennens auseinander und stellt die Entwicklung des Systems „Geologie“ und die Bedeutung für die weitere geologische Erkenntnis dar.

Die Auseinandersetzung der theoretischen Konzepte „Neptunismus“ – „Plutonismus“ sieht er als „Geburtsschrei“ der naturwissenschaftlichen Disziplin Geologie an. Es wird nachgewiesen, daß die Werner'sche Theorie rasche Verbreitung gefunden hatte und tatsächlich wirtschaftlich verwertbare Ergebnisse lieferte. Erst am Beginn des 19. Jahrhunderts begann das neptunistische Weltbild zu schwanken und ausgerechnet Werners Schüler trugen dazu am meisten bei. Nicht mehr erwähnt werden u. a. die erst späteren Beiträge von A. Boué, dessen Arbeiten wesentlich zum „Fall“ des Neptunismus beitrugen. Geringe Bedeutung – m. E. allerdings zu Unrecht – scheint der Verfasser geowissenschaftlichen Sammlungen von Adeligen, Klöstern und Bürgern zuzuschreiben, die m. E. sicherlich auch wesentliche Beiträge zur Disziplinengese, betrachtet man die Beschreibungen solcher Sammlungen, beitrugen. Viel mehr Bedeutung wird den Folgen von Gründungen der Bergakademien zugemessen. Dies kann zumindestens für die österreichische Monarchie (Habsburgerländer) nicht ganz zutreffen, sonst hätte man sich 1835 nicht dazu gezwungen gesehen, das sogenannte Montanistische Museum in Wien, eine Vorläuferinstitution der späteren Geologischen Reichsanstalt, zu gründen, das unter anderen Aufgaben die Fortbildung von Schemnitzer Bergakademieabsolventen in Geologie, Paläontologie und Chemie zur Aufgabe hatte. Es wäre sicher interessant zu untersuchen, auf welchem Niveau die geowissenschaftlichen Fächer an den europäischen Bergakademien und Universitäten gelehrt wurden und ob von dort

aus, wenn auch nur teilweise, Impulse zur Disziplinengese der Geologie ausgingen.

Der Verfasser kommt zum Schluß, daß nicht einzelne Gelehrtenpersönlichkeiten hinsichtlich des Herausbildungsvorganges der Geologie als naturwissenschaftliche Disziplin als Wissenschaftsbegründer anzusehen sind. Die Geologie ist mit dem ausgehenden 18. Jahrhundert als Wissenschaftssystem entstanden, wobei er der richtigen Meinung ist, daß die Bedeutung einzelner Gelehrtenpersönlichkeiten hinsichtlich des Herausbildungsprozesses weiterer vertiefter Untersuchungen bedürfen.

GUNTAU's Buch stellt sicher einen weiteren Fortschritt der Wissenschaftsgeschichte und hier im Besonderen der Geschichte der Geologie dar, weil seine Arbeit weniger die Kumulierung historischer und biographischer Fakten darstellt, sondern die Entstehungsphase der Geologie als selbständige Wissenschaft wissenschaftstheoretisch aufgrund seiner Weltanschauung behandelt.

Beachtenswert ist das umfangreiche Literaturverzeichnis, das als wertvolle Bibliographie für die Geschichte der Geologie der Zeit von 1760–1820 angesehen werden kann.

T. CERNAJSEK

HSÜ, K. J.: Das Mittelmeer war eine Wüste. Auf Forschungsreisen mit der Glomar Challenger (Aus d. Amerik. übers. v. Joachim Rehork). – 200 S., 40 Abb., München (Harnack) 1984. ISBN 3-88966-012-6.

Wie kaum ein anderes Großprojekt der Geowissenschaften hat das Tiefseebohrprojekt DSDP (Deep Sea Drilling Project) unsere Vorstellungen von der Geschichte der Ozeane und der Kontinente revolutioniert und verändert. Im vorliegenden Buch aus der Feder von KENNETH J. HSÜ, seit 1967 Professor an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich und Verfasser von an die 200 wissenschaftlichen Artikeln und Herausgeber mehrerer Bücher über Paläo-Ozeanographie, wird uns ein lebendiger Bericht über die im Jahre 1970 durchgeführte Bohrkampagne des amerikanischen Tiefseebohrschiffes GLOMAR CHALLENGER im östlichen und westlichen Mittelmeer geboten.

Im Laufe dieser Forschungsfahrt gelang Bill Ryan und Ken Hsü, den beiden Co-Chiefs, und ihren wissenschaftlichen Mitarbeitern, der Shipboard Scientific Party, eine sehr aufsehenerregende Entdeckung, nämlich – siehe Buchtitel – daß das Mittelmeer in geologischer Vergangenheit, und zwar im Messiniano, eine Wüste gewesen ist. Die Geschichte dieser Entdeckung mit all ihren spitzfindigen Beweisführungen und die daraus sich ergebenden weitreichenden Folgerungen in die Form eines spannend zu lesenden, tagebuchartigen Reiseberichtes gebracht zu haben ist ein besonderes Verdienst des Autors.

Das Buch „Das Mittelmeer war eine Wüste“ bringt ähnlich wie der um zwei Jahre früher erschienene Vorläufer-Band „Ein Schiff revolutioniert die Wissenschaft“ desselben Verfassers (herausgegeben von Hoimar v. Ditlefurth bei Hoffmann und Campe, Hamburg 1982) eine Fülle von Information über die Geologie des Meeresbodens, über Plattentektonik, Paläo-Ozeanographie, Paläo-Ökologie, Mikropaläontologie, Paläoklimatologie, Tiefbohrtechnik und nicht zuletzt auch über Leben und Alltag von Mannschaft und Forscherteam auf einer schwimmenden Bohrinsel. Vierzig in den Text eingestreute Lichtbilder, Zeichnungen und Diagramme ergänzen diesen Bericht einer modernen Forschungsreise und machen das Buch zu einer sehr instruktiven Lektüre für alle an der Erforschung des Mittelmeeres interessierten Leser.

HERBERT STRADNER

KRONBERG, P.: Fernerkundung der Erde. Grundlagen und Methoden des Remote Sensing in der Geologie. – 404 S., ca. 350 Einzelabb., Stuttgart (Enke) 1985. 20,5×20,5 cm, geb., ca. DM 160.– ISBN 3-432-94601-5.

Im Schrifttum für Fernerkundung bzw. Remote Sensing dominiert die englische Sprache. Darauf hat man sich eingestellt. Trotzdem ist es sehr verdienstvoll und höchst willkommen, wenn der Zugang zu diesem multidisziplinären, in rasanter Entwicklung befindlichen Fachgebiet für den sicherlich großen Interessentenkreis im deutschen Sprachraum durch die Verwendung der Muttersprache erleichtert wird. Diesen Anspruch erfüllt das vorliegende Buch. Es ist eine sehr knappe, praktische, übersichtlich und klar gegliederte Darstellung dieses Fachgebietes, auf dem sogenannten letzten Stand, der in diesem Bereich allerdings besonders rasch vergänglich ist. Zahlreiche Abbildungen illustrieren den Text. Leider sind bei den Bildbeispielen Farbbilder zu vermissen, von welchen im Text immer wieder die Rede ist, und die auch bei der praktischen Anwendung immer mehr in den Vordergrund treten.

Nach „Einleitung und Übersicht“ beginnt der Hauptteil des Buches, der durch folgende Kapitel gegliedert ist: Physikalische Grundlagen und ihre Bedeutung für die Fernerkundung; Zum Spektralverhalten natürlicher Materialien; Aufnahmeverfahren und Aufnahmeplattformen der Fernerkundung; Bildauswertung und Bildverarbeitung; Fernerkundungsaufnahmen – Informationsgehalt, Auswertung, Einsatzmöglichkeiten. Ein nach Lehrbüchern, Zeitschriften und den Literaturreferenzen gegliedertes Kapitel „Literatur“ sowie ein „Sachverzeichnis“ schließen dieses Buch ab.

Ein nützliches Nachschlagewerk für alle, die mit Fernerkundung in der Geologie zu tun haben.

ALOIS MATURA

MASON, B. & MOORE, C. B.: Grundzüge der Geochemie. – XII + 340 S., 97 Abb., 66 Tab, Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag) 1985. 15,5×23 cm, kart., DM 49,80.– ISBN 3-432-94611-2.

Die Geochemie hat gerade von Seiten ihrer angewandten Methoden in den englisch-sprachigen Ländern einen ungemein hohen Standard erreicht. Das vorliegende Buch – als Übersetzung aus dem Englischen („Principles of Geochemistry“) – erschließt dieses Wissen und die breitgefächerte englische Literatur als Einführung für Studierende (Geologie, Petrologie, Geochemie). Die Spannweite dieses Lehrbuches reicht dabei von kosmischen Zusammenhängen über Gesteinschemismen und Gesteinskreisläufe, Isotopengeochemie bis zu Chemismen der Atmosphäre, der Hydrosphäre und der Biosphäre, sowie der geochemischen Kreislaufsysteme. Auch auf den Eingriff des Menschen in den geochemischen Stoffkreislauf wird eingegangen.

Besonders hervorzuheben ist, daß Ergebnisse von Experimenten, sowie neueste Daten über Verteilungen und Spurenelementgehalte in verschiedensten Medien in zahlreichen Diagrammen und Tabellen aufbereitet wurden.

Geochemische Untersuchungen werden gerade am Schnittpunkt Geosphäre/Biosphäre für Umweltfragen immer relevanter.

Mit diesem Buch liegt eine Information von großer Spannweite und selten so kompakter Form für Studenten einschlägiger Fachrichtungen vor.

HERBERT PIRKLE

PROKOP, O. & WIMMER, W.: Wüschelrute, Erdstrahlen, Radiästhesie: Die okkulten Strahlenfähigkeitslehren im Lichte der Wissenschaft. – 3., völlig neu bearb. Aufl., XII, 225 S., 18 Abb., 16 Tab., Stuttgart (Enke) 1985. Broschiert. DM 16,80.– ISBN 3-432-84473-5.

In Geologenkreisen lächelt man häufig, wenn man über die Wüschelrute sprechen hört. Doch geschieht es Geologen

nicht selten, daß sie von verschiedenen Seiten auf das Phänomen „Wünschelrute“ angesprochen werden, was mich letztendlich doch bewog, die Besprechung dieses Büchleins vorzunehmen. Schon Agricola erkannte im 16. Jahrhundert die Wertlosigkeit des Wünschelrutengehens, er sagte: „Der ehrbare Bergmann braucht die Rute nicht“. Es fällt manchmal gar nicht leicht, ahnungslose Wünschelrutengläubige vom Aberglauben, der dahinter steckt, zu überzeugen. Aber gerade die Aufklärung über okkultische Umtriebe um das Wünschelrutengehen haben sich die Autoren nun in einer dritten Auflage zur Aufgabe gemacht.

Wünschelrutengänger gibt es immer wieder. Anscheinend ist nicht jeder für diese Tätigkeit geeignet. Ich selber war schon einmal Zeuge eines solchen Wünschelrutengehens, das allerdings der Rutengänger mehr zur Unterhaltung und Staunen der Zuseher vollführte, als daß er es für ernste Arbeit ausgab. Alle hatten sich damals köstlich amüsiert; an einem „Aberglaubenskult“ beteiligte sich keiner der Zuseher. Dennoch sind über die Wünschelrute falsche Vorstellungen verbreitet und ungezählte Leichtgläubige geraten in den Bannkreis sogenannter Radioästhesisten: Selbst gebildete Leute fallen auf gewinnbringenden Schwindel hinein oder werden für diesen mißbraucht. Selbst ein Geologe der Geologischen Bundesanstalt, nämlich Lukas Waagen, soll einmal zu Testzwecken herangezogen worden sein. Nicht zuletzt trägt eine sensationshungrige und gewissenlose Tagespresse nicht wenig zu manchmal gefährlichem Unsinn bei.

Im vorliegenden Bändchen gehen die Verfasser dem Rätsel um das „magische Reis“ wahrlich auf den Grund. Sie versuchen zu zeigen, was in Wahrheit hinter dem geheimnisvollen Rutenausschlag steckt und gehen hart und streng mit dem mit der Wünschelrute verbundenen Okkultismus ins Gericht. Von dieser Warte aus gesehen ist das Büchlein eine köstliche Lektüre. Viele Beispiele mißglückter Suchversuche auf Erze, Wasser, archäologische Mutungen usw., auch aus Österreich, belegen abergläubische Bauernfängerei, die freilich nur Erfolge kennt und diese mit Unmassen von Dankschreiben zu glorifizieren versucht.

Geologen, Ärzten und anderen Naturwissenschaftlern oder an dieser Sache Interessierten sei diese Lektüre bestens empfohlen, wenn sie sich über Tatsachen und Argumente des Wünschelrutenunwesens sachlich informieren wollen.

T. CERNAJSEK

TAYLOR, S. R. & MCCLENNAN, S. M.: The Continental Crust: its Composition and Evolution. – XV + 312 S., 117 Fig., 68 Tab. Aus der Reihe „Geoscience Texts“ Oxford etc. (Blackwell Scientific Publications) 1985. öS. 544.–

Den Ansatz für die dargestellten Untersuchungen und Aussagen bilden die Gehalte der Elemente der Seltenen Erden sowie von Th und Sc. Es sind dies jene Elemente, deren Gehalte bei Verwitterung, Transport, Sedimentation und allenfalls nachfolgenden Prozessen nicht wesentlich verändert werden. Die sedimentogenen Gesteine selber bilden den zweiten Ansatz als mehr oder weniger repräsentativer Durchschnitt der Zusammensetzung ihres Abtragungsgebietes.

Zunächst wird gezeigt, daß diese Ansätze zulässig sind. Dann werden entsprechend geologischer, radiometrischer und isotochemischer Altersgliederung untersucht: die gegenwärtige Oberkruste, Modelle für die gesamte Kruste, die Unterkruste, die Einheitlichkeit der Krustenzusammensetzung in geologischer Zeit, der Einfluß darauf durch Sedimentrecycling etc. Es werden rezente und ältere Grauwacken und Turbidite untersucht und ihre Relation zum Liefergebiet, um über diese und den sie begleitenden Vulkaniten der greenstone-belts den Zugang zur archaischen Kruste zu finden. Ein eigenes Kapitel ist der Grenze Archaikum/Proterozoikum, an welcher die Umstellung jener Prozesse erfolgt, die für die weitere Entwicklung der kontinentalen Kruste maßgeblich sind. Es werden Modelle über den Ursprung der kontinentalen Kruste präsentiert bzw.

diskutiert und sozusagen nebenher für die Probleme Granit und Anorthositmassive eine Klärung angeboten. Die Wichtigkeit von Wärmeentwicklung und Wärmefluß für Bildung und Entwicklung der Kruste wird aufgezeigt, sowie Wachstumsraten der kontinentalen Kruste und ihre Beziehung zum Mantel diskutiert. Am Vergleich der Krusten von Mond, Merkur, Mars und Venus schließlich wird die primitive Kruste der Erde abgeleitet.

Der Aufbau des Buches und die Argumentation sind logisch. Für jedes Kapitel gibt es eine Einleitung zum Problem, eine Zusammenfassung und ein Literaturverzeichnis. Falls erforderlich, werden neben den anfangs erwähnten Elementen die Gehalte auch anderer Elemente sowie Isotopenverhältnisse zur Unterstützung der Aussagen herangezogen, trotzdem bleibt es leicht lesbar (!). Die Autoren scheuen sich nicht, Konflikte zu anderen, auch neueren Theorien aufzuzeigen. Konsequenzen werden gezogen in Form chemischer Tabellen der Haupt- sowie zahlreicher Spurenelemente von Teilen oder der Gesamtheit der Kruste.

Die Aussagen sind klar und werden begründet. Kleinigkeiten wie die Vorliebe für Abkürzungen oder die uneinheitliche Schreibweise für den Zeitraum „Milliarden Jahre“ stören kaum angesichts der Fülle von Inhalten, Tabellen, geologischen Gebietsskizzen sowie der Grafiken, in denen naturgemäß die Chondrit-normierten Diagramme der Seltenerden-Elemente überwiegen.

OTMAR SCHERMANN

WOOD, J. A.: Das Sonnensystem (Aus d. Amerik. übers. u. ergänzt v. K. HILLER). – 247 S., 140 Einzelabb., davon 4 farbig. Stuttgart (Ferd. Enke Verlag) 1984. DM 24,80.– ISBN 3-43294-441-1.

Ein kompaktes Buch fürwahr, besonders, was den Inhalt anbelangt. Es sind immerhin die wichtigsten Erkenntnisse zusammengefaßt, welche auf Studien basieren, die auf der Erde oder von der Erde aus durchgeführt wurden sowie auf den Ergebnissen bemannter und unbemannter Raummissionen. Der Inhalt umfaßt Himmelsmechanik, geologische Karten des Mondes und der inneren Planeten sowie die Kriterien für lithologische und altersmäßige Einstufung der Gesteine. Es wird berichtet von der Zusammensetzung der Planetenatmosphären und ihren physikalischen Gegebenheiten; über den Aufbau von Planeten, soweit bekannt, oder zumindest über realistische Modelle. Ein weiteres Kapitel behandelt die Zusammensetzung außerirdischer Gesteine samt den Meteoriten sowie ihre wahrscheinliche Entstehung. Ein Umweg über Sonne und Sterne führt zur Entstehung der chemischen Elemente und den Aufbau der interstellaren Materie womit die im letzten Kapitel aufgezeigten Modelle von der Entstehung des Sonnensystems verständlich werden. Das lange Zeit unverständliche gemeinsame Auftreten von Hochdruck- und Tiefdruckbildungen in den Chondriten wird als Produkt der ersten Kondensation erklärt, gebildet vor der eigentlichen Akkretion planetarer Körper.

Die deutsche Ausgabe ist gegenüber der amerikanischen von 1979 erweitert um die Ergebnisse der Voyager-Sonden von den Planeten Jupiter und Saturn. Die Ausstattung mit Grafiken und Fotos ist umfangreich. Im Anhang findet sich ein Verzeichnis der Mineralnamen samt Kurzbeschreibung. Es wird damit der Interessentenkreis ausgeweitet auf Erdwissenschaftler, Astronomen, Lehrer und interessierte Laien. Es ist einfach bewundernswert, wie es dem Autor gelingt, die umfangreiche Spezialliteratur verschiedener Wissenschaftszweige ganzheitlich abgestimmt darzustellen, in gedrängter Form zwar, aber immer verständlich und ohne Qualitätseinbußen.

OTMAR SCHERMANN

ZHARKOV, M. A.: Paleozoic Salt Bearing Formations of the World. – VIII + 427 S., 166 Abb., 10 Tab., Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer) 1984. DM 160.– ISBN 3-540-13133-7

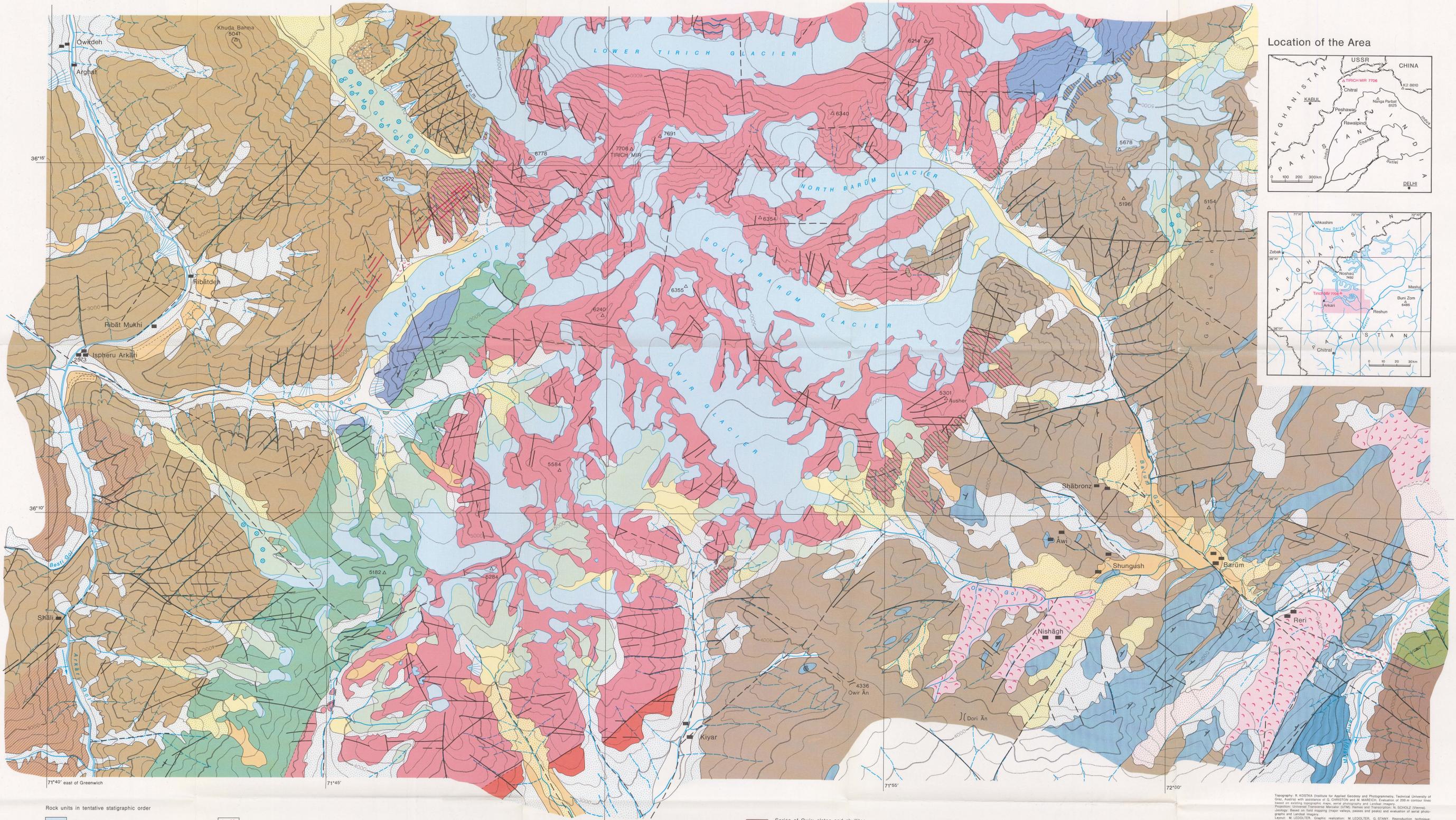
Die Neubearbeitung der 1974 bei Nedra, Moskau, erschienenen Monographie „Paleozoic Salt Formations of the World“ liegt in englischer Übersetzung vor und bildet die Fortsetzung des Werkes: ZHARKOV, M. A.: History of Paleozoic Salt Accumulation (Berlin – Heidelberg – New York [Springer] 1981). Das vorliegende Buch behandelt ausführlich sämtliche auch die in „History of Paleozoic Salt Accumulation of the World“ beschriebenen bekannten Salzlagerstätten.

Die Gliederung der Salz- und Sulfatbecken erfolgt aus zeitlicher Sicht und reicht vom Präkambrium bis zu den Salzlagerstätten des Perm. Das Werk zeichnet sich durch eine hervorragende statistische Bearbeitung des Datenmaterials und detaillierte kartenmäßige und profilmäßige Wiedergabe in 160 Abbildungen der einzelnen Vorkommen aus. Auf Grund des genauen und detaillierten Literaturverzeichnisses und Stichwortverzeichnisses ist dieses Buch als wertvolles Nachschlagewerk sowohl für den Spezialisten als auch für Geowissenschaftler anderer Sparten sehr empfehlenswert.

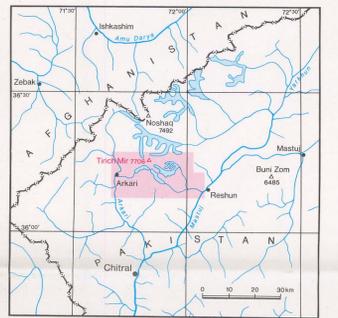
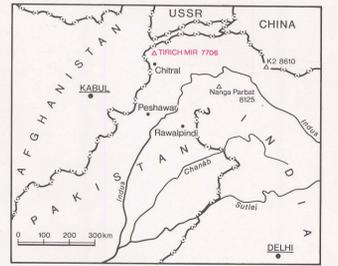
A. NOWOTNY

Geological Map of the Tirich Mir (Hindu Kush—Pakistan)

Prepared by M.F. BUCHROITHNER 1984



Location of the Area



Rock units in tentative stratigraphic order

- Glaciers, ice couloirs, perennial snow cover
- Glaciers with thick cover of moraine material and/or scree
- Recent fluvial material of major river beds
- Alluvial terraces, plains and banks
- Talus and alluvial material
- Talus, thick scree cover
- Prominent talus fan
- Mud flow features
- Ancient mud flows
- Talus with alluvial and moraine material
- Talus and moraine material
- Moraines
- Ancient moraines
- Various stages of ancient moraines

- Tirich Mir Granite (to Granodiorite): Axial Hindu Kush Batholite (Upper Oligocene to Pliocene)
- Prominent apitic veins in Tirich Mir Granite
- Transition (injection) zone of Tirich Mir Granite
- Momi Gneiss: granite gneiss
- Ultrabasic rocks: gabbro- amphibolite and serpentinite
- Reshun Formation: limestones (Cretaceous)
- Reshun Formation: conglomerates and coarse sandstones (Cretaceous)
- Chitral Slates: dark phyllites, slates and siltstones with quartzites
- Atak Series: limestones, dolomites, calcareous schists and marbles with thin intercalations of slates (?Palaeozoic)
- Transition zone of Atak Series

- Series of Owir: slates and phyllites with intercalations of quartzite and calcareous schist (Upper Palaeozoic)
- Series of Owir: limestones, dolomites, marbles, calcareous schists
- Wakhan Formation: dark grey slates and siltstones (Upper Palaeozoic)
- Conspicuously light-toned slates of Wakhan Formation
- Conspicuously dark-toned slates of Wakhan Formation
- Phyllitic zones within Wakhan Formation
- Quartzite layers within Wakhan Formation

- ### Symbols
- Lithological boundary
 - Vague or transitional lithological boundary
 - Dip of bedding or foliation plane
 - gentle medium steep ± vertical
 - Steep-dipping fault/fracture
 - Inferred steep-dipping fault/fracture
 - Fossil location

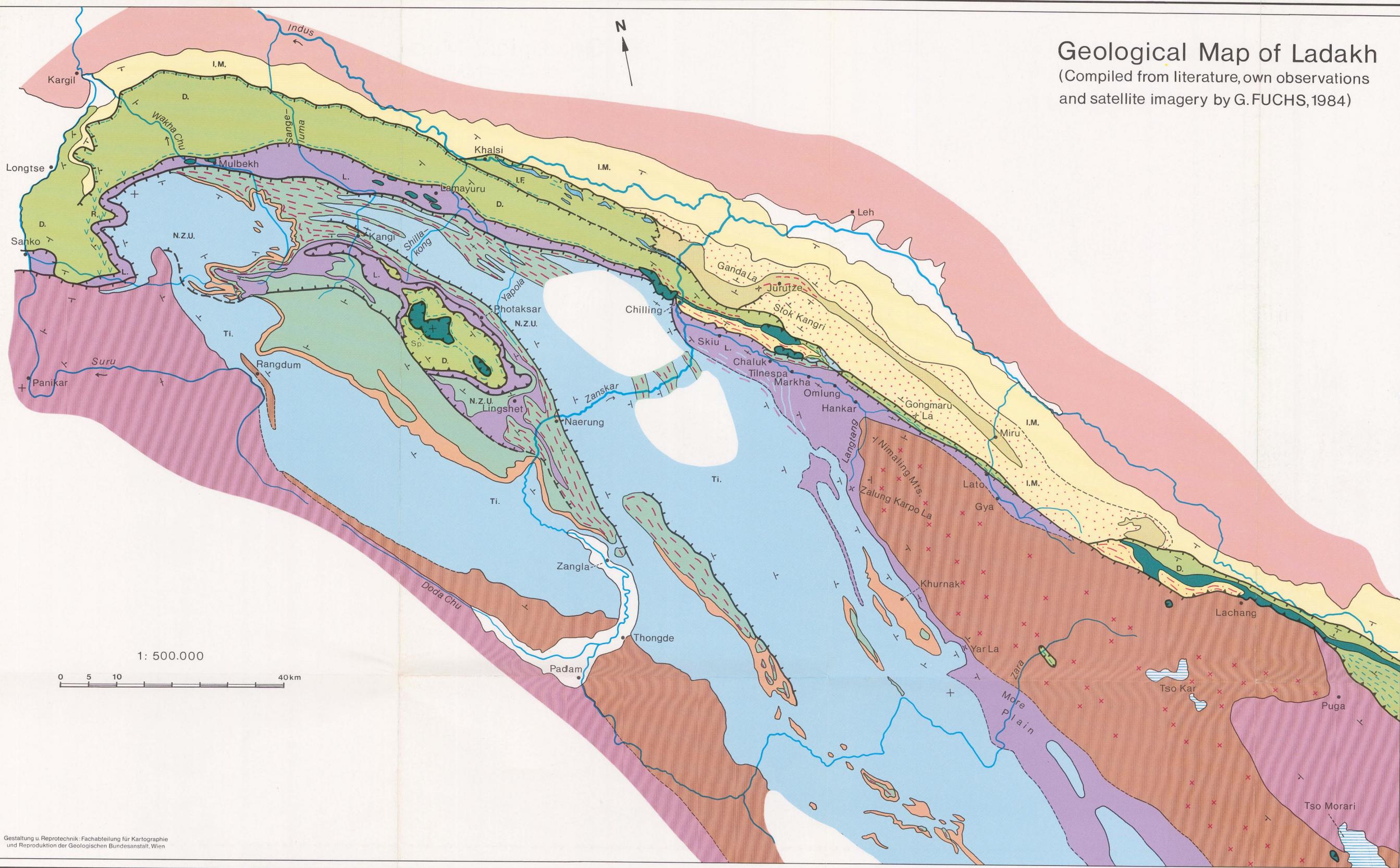
- Prominent cryoconite holes (symbol stands for more than one feature)
- Minor drainage with intermittent water flow
- Prominent drainage with ± perennial water flow
- Major river
- Lake
- Settlement
- Elevation point
- Pass

Topography: R. KOSTKA (Institute for Applied Geodesy and Photogrammetry, Technical University of Graz, Austria), with assistance of G. CHRISTON and M. MARECH; Evaluation of 200 m contour lines based on existing topographic maps, aerial photographs and Landsat imagery.
Projection: Universal Transverse Mercator (UTM); Names and Transcription: A. SCHÖLLZ (Dresden); Cartography: based on field mapping (lines, points and areas) and evaluation of aerial photographs and Landsat imagery.
Drawing: M. LEODTNER. Graphic realization: M. LEODTNER, G. STANY. Reproduction technique: Printed by Lithpress, Vienna.

Scale 1 : 50 000

Geological Map of Ladakh

(Compiled from literature, own observations and satellite imagery by G. FUCHS, 1984)



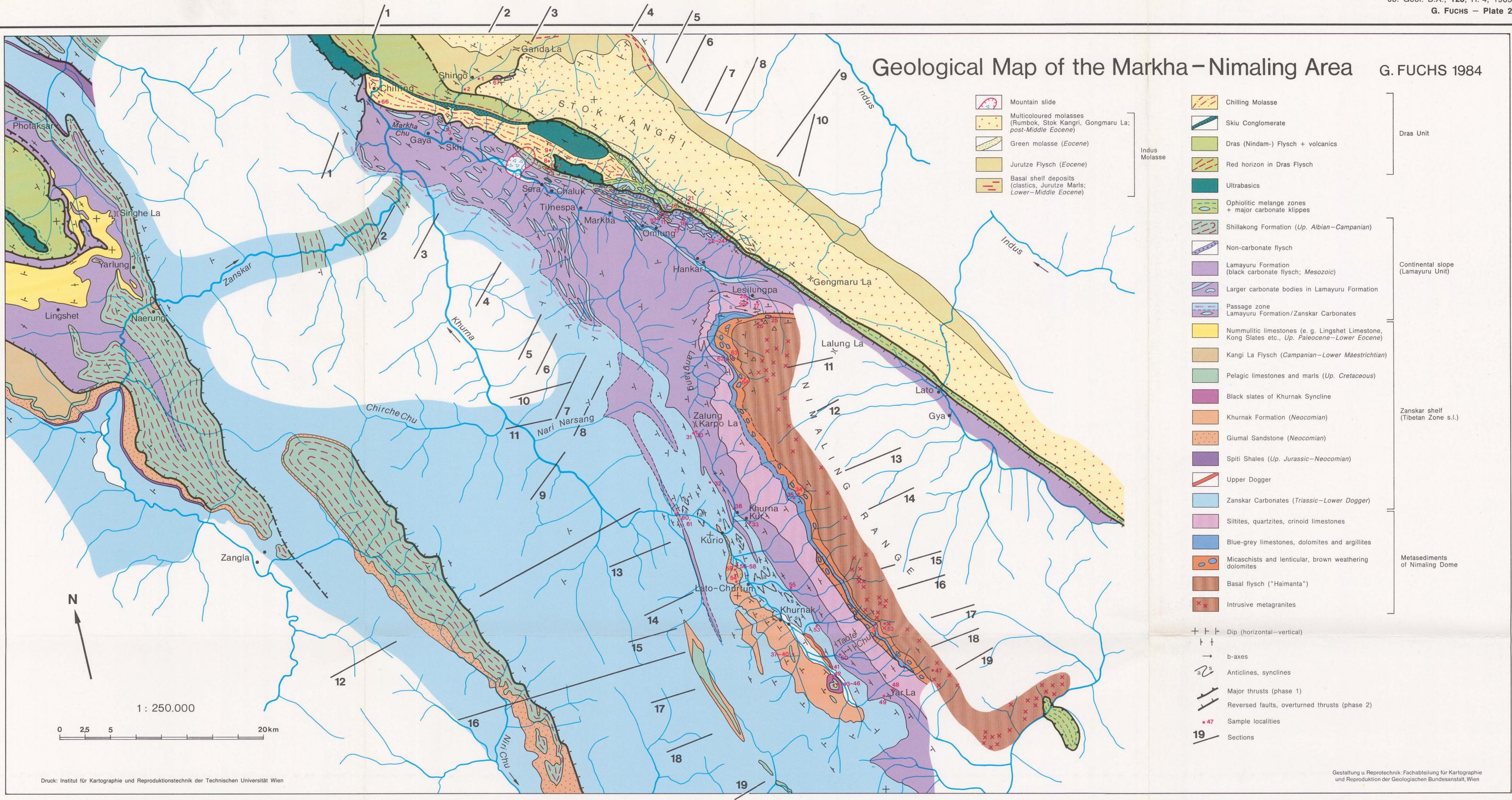
- Quaternary rocks
 - Indus Molasse i. g. (Eocene-Miocene)
 - Multicoloured molasse formations (Rumbok, Stok Kangri, Gongmaru La; post-Middle Eocene)
 - Chilling Molasse (post-Lower Eocene)
 - Jurutze Flysch (Eocene)
 - Basal shelf deposits (clastics, Jurutze Marls; Lower-Middle Eocene)
 - Ladakh Intrusives
 - Dras Volcanics and -Flysch (Up. Jurassic-Early Tertiary)
 - Khalsi Limestone (Mid Cretaceous)
 - Skiu Conglomerate
 - Red horizons in Dras Flysch
 - Rusi La Zone
 - Ultrabasics, gabbros, serpentinite conglomerates etc.
 - Ophiolitic melanges
 - Major limestone klippe in melange zone
 - Shillakong Formation (Up. Albian-Campanian)
 - Up. Cretaceous-Eocene sequence undivided
 - Giumal Sandstone, Khurnak Formation (Lower Cretaceous)
 - Lamayuru Formation (Triassic-Maestrichtian, stratigraphic range depending on position)
 - Passage zone Lamayuru Formation/Zaskar Carbonates
 - Zaskar Carbonates undivided (Triassic-Jurassic) (including local occurrence of Spiti Shales)
 - Palaeozoic formations
 - Intrusions of Rupshu Granite in metasediments of Tso Morari Crystalline (Nimaling Dome)
 - Central Crystalline, Puga Formation
-
- I.M.** Indus Molasse
 - I.F.** Indus Flysch
 - D.** Dras Unit
 - R.** Rusi La Zone
 - L.** Lamayuru Unit
 - N.Z.U.** Northern Zaskar Unit
 - Ti.** Tibetan (Tethys) Zone
 - Sp.** Spongtang
-
- Dip
 - Thrusts (phase 1)
 - Reversed faults, overturned thrusts (phase 2)

1: 500.000



Geological Map of the Markha - Nimaling Area

G. FUCHS 1984



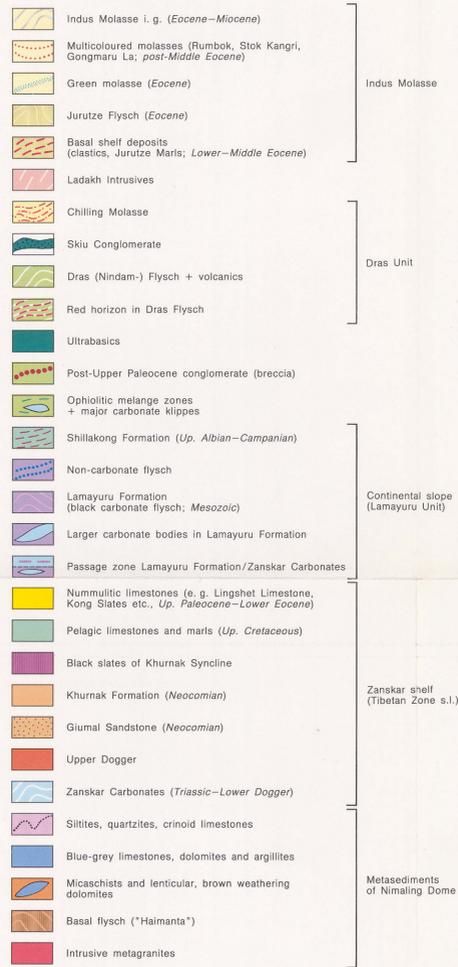
- Mountain slide
- Multicoloured molasses (Rumbok, Stok Kangri, Gongmaru La; post-Middle Eocene)
- Green molasse (Eocene)
- Jurutze Flysch (Eocene)
- Basal shelf deposits (clastics, Jurutze Marls; Lower-Middle Eocene)

- Chilling Molasse
 - Skiu Conglomerate
 - Dras (Nindam-) Flysch + volcanics
 - Red horizon in Dras Flysch
 - Ultrabasics
 - Ophiolitic melange zones + major carbonate klippen
 - Shillakong Formation (Up. Albian-Campanian)
 - Non-carbonate flysch
 - Lamayuru Formation (black carbonate flysch; Mesozoic)
 - Larger carbonate bodies in Lamayuru Formation
 - Passage zone Lamayuru Formation/Zaskar Carbonates
 - Nummulitic limestones (e. g. Lingshet Limestone, Kong Slates etc., Up. Paleocene-Lower Eocene)
 - Kangi La Flysch (Campanian-Lower Maestrichtian)
 - Pelagic limestones and marls (Up. Cretaceous)
 - Black slates of Khurnak Syncline
 - Khurnak Formation (Neocomian)
 - Giurnal Sandstone (Neocomian)
 - Spiti Shales (Up. Jurassic-Neocomian)
 - Upper Dogger
 - Zaskar Carbonates (Triassic-Lower Dogger)
 - Siltites, quartzites, crinoid limestones
 - Blue-grey limestones, dolomites and argillites
 - Micaschists and lenticular, brown weathering dolomites
 - Basal flysch ("Haimanta")
 - Intrusive metagranites
- Dip (horizontal-vertical)
 b-axes
 Anticlines, synclines
 Major thrusts (phase 1)
 Reversed faults, overturned thrusts (phase 2)
 Sample localities
 Sections

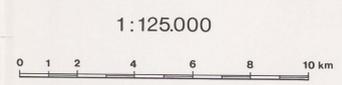
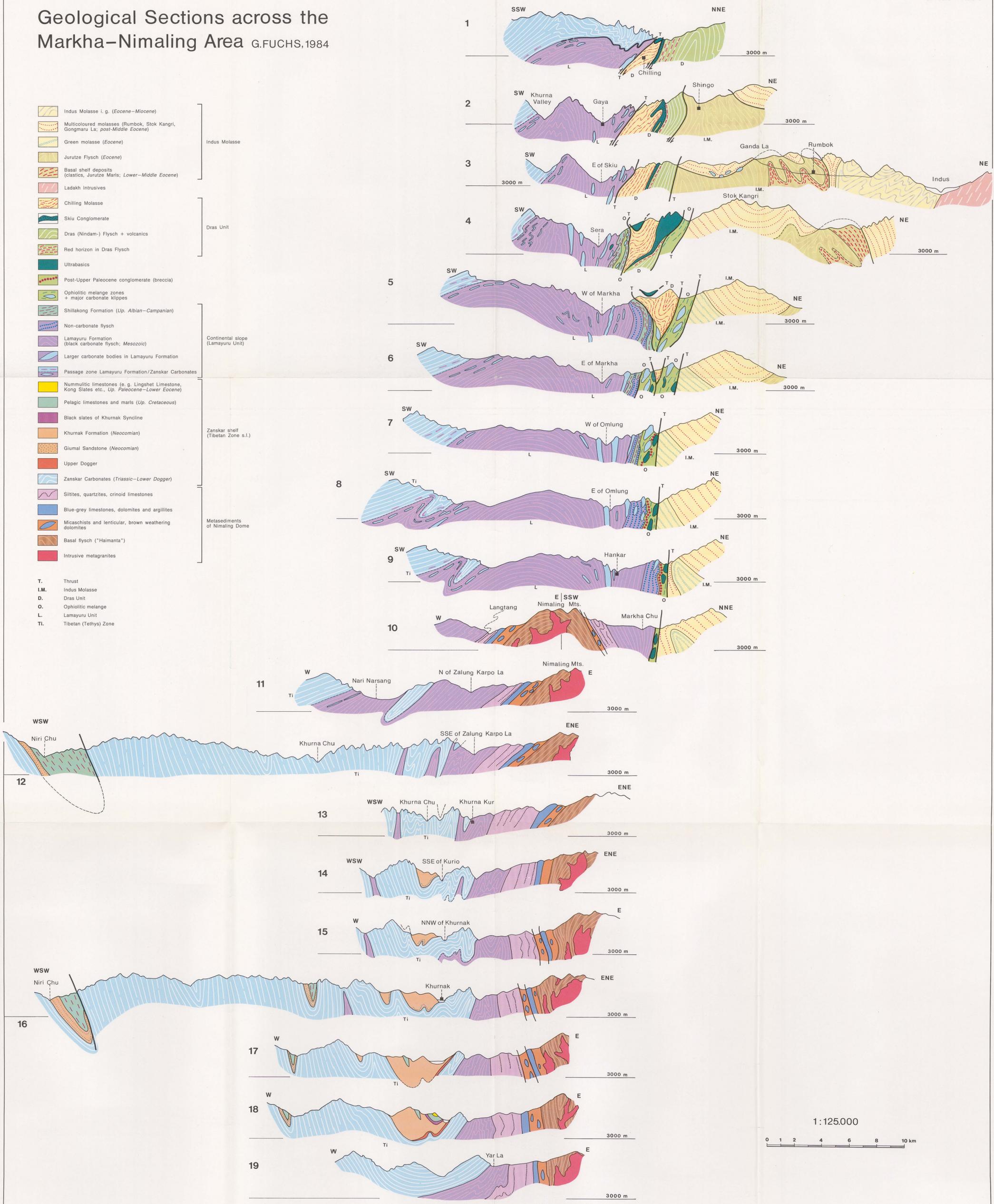
1 : 250.000

0 2.5 5 20km

Geological Sections across the Markha-Nimaling Area G.FUCHS, 1984



T. Thrust
I.M. Indus Molasse
D. Dras Unit
O. Ophiolitic melange
L. Lamayuru Unit
Ti. Tibetan (Tethys) Zone



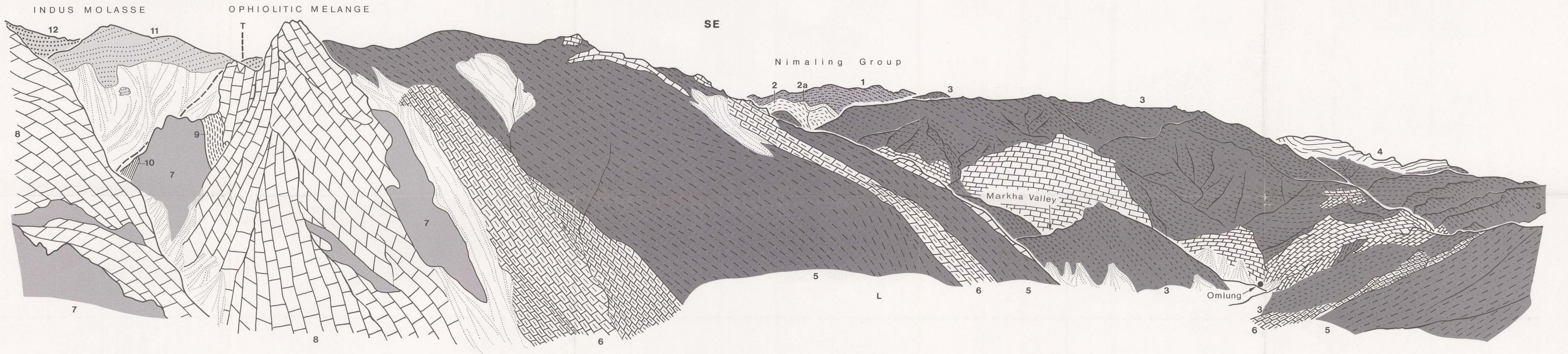


Plate 4

Panorama photo and sketch of the Omlung area towards the SE and S. The Palaeozoics of the Nimaling Dome are mantled by Lamayuru Formation, which is succeeded by the Zanskar Carbonates in the SW. The ophiolitic melange is linked with the Lamayuru Unit but sharply terminated against the Indus Molasse.

- 1 = Basal Flysch (Precambrian–Early Palaeozoic)
- 2 = Siltite-Quartzite-Limestone Series (Permian?); 2a = Quartzite syncline
- 3 = Lamayuru Formation with carbonate bands
- 4 = Zanskar Carbonates
- 5 = Non-carbonate flysch (plus minor bands of limestone)
- 6 = Shillakong Formation
- 7 = Basic volcanics
- 8 = Limestone klippe
- 9 = Red argillites (+ cherts?)
- 10 = Serpentinite (7–10: ophiolitic melange)
- 11 = Green molasse (Eocene)
- 12 = Red molasse (11, 12: Indus Molasse)
- T = Thrust

Plate 5/1

Panorama view of the ophiolitic melange zone NNE of Omlung.

- 1 = Klippe of massive white and grey limestone
- 2 = Red limestone
- 3 = Basic volcanics
- 4 = Serpentinite
- 5 = Conglomerate
- 6 = Schistose rocks of melange zone, mainly flysch
- 7 = Green Eocene molasse
- 8 = Varicoloured molasse
- T = Thrust
- O. = Ophiolitic melange
- I.M. = Indus Molasse

Plate 5/2

Panorama view of the Omlung–Hankar area in the upper Markha valley seen from the Nimaling Mountains.

- 1 = Zanskar Carbonates
- 2 = Lamayuru Formation inclosing bands of limestone
- 3 = Non-carbonate flysch
- 4 = Shillakong Formation
- 5 = Basic volcanics
- 6 = Limestone klippe
- 7 = Serpentinites and various other rocks of melange zone
- 8 = Dras Flysch – Volcanics
- 9 = Ultrabasic thrust sheets
- 10 = Chilling Molasse
- 11 = Green Eocene molasse
- 12 = Multicoloured molasse
- Ti. = Tibetan Zone
- L. = Lamayuru Unit
- O. = Ophiolitic melange zone
- D. = Dras Unit
- I.M. = Indus Molasse

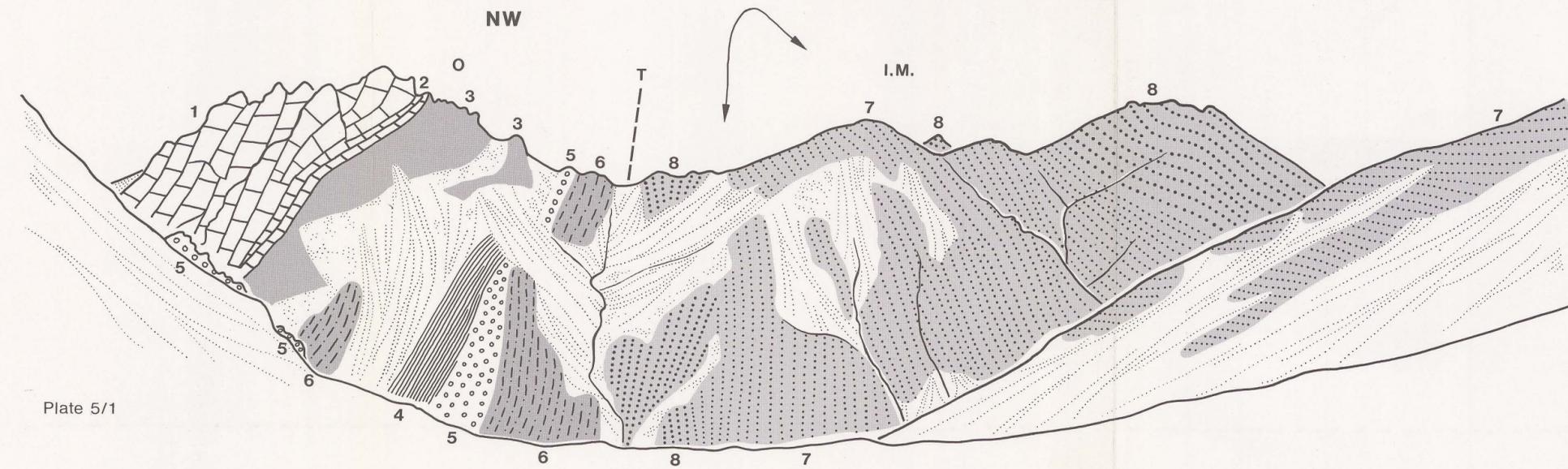
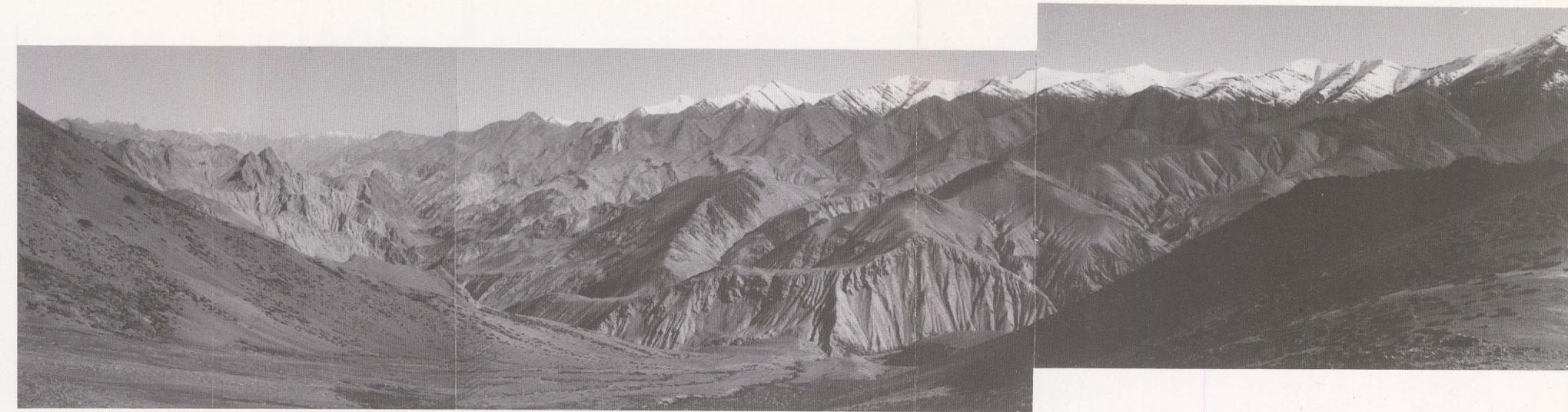


Plate 5/1

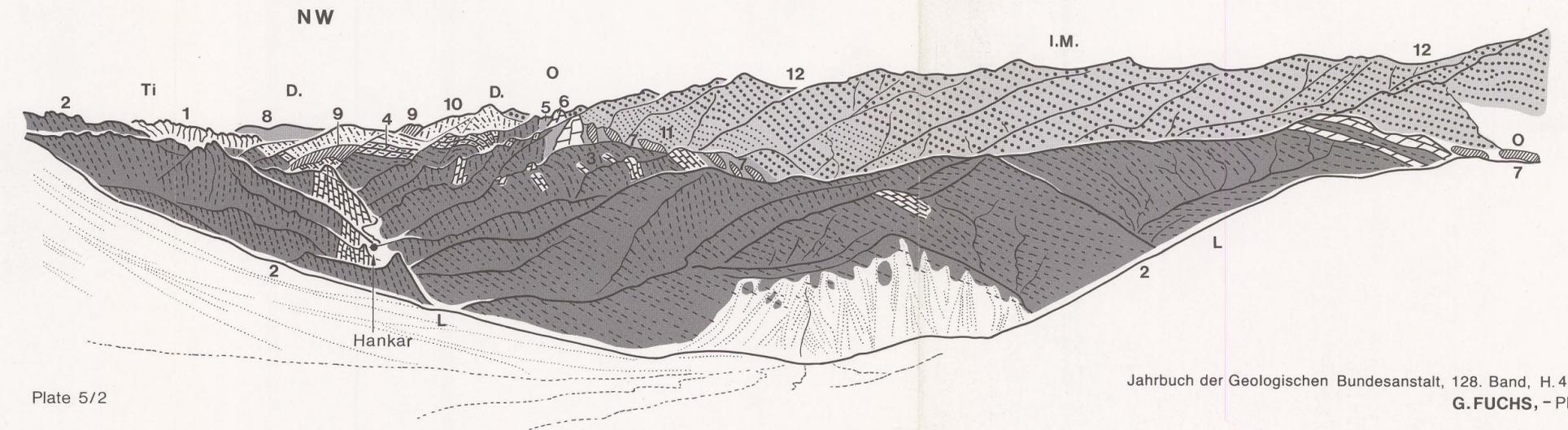


Plate 5/2