

ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1990

BAND 133/1

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

HOKE, L.: The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a Convergent Plate Boundary Zone. With 48 Text-Figures, 9 Tables and 5 Plates	5
KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Crinoiden aus der Semmering-Trias im Unterostalpin von Niederösterreich und Burgenland. Mit 4 Abbildungen und 2 Tafeln	89
MEURERS, B., STEINHAUSER, P. & ZYCH, D.: Berechnung der Bougueranomalie im Hochgebirge unter Anwendung eines geologischen Dichtemodells. Mit 14 Abbildungen und 1 Tabelle	99
PIRKL, H.: Bemerkungen zur Festlegung und Verwendung von Schadstoff-Grenzwerten für Böden und Grundwasser in alpinen Ökosystemen. Mit 4 Abbildungen und 4 Tabellen	111
Buchbesprechungen	121
Richtlinien für die Abfassung von Manuskripten	127

Schriftleitung: ALBERT DAURER.

The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a Convergent Plate Boundary Zone

By LEONORE HOKE*)

With 48 Text-Figures, 9 Tables and 5 Plates

Österreichische Karte
Blatt 181

Kärnten
Kreuzeck Gruppe
Tauern-Gebiet
Austroalpin
Altkristallin
Kretazische Metamorphose
Variszische Metamorphose
Extensive Deformationszone
Geochronologische Altersdaten

Contents

Zusammenfassung	6
Abstract	6
1. Introduction	6
2. Subdivision of the Study Area	8
3. The Polinik Unit	10
3.1. Lithologies in the Polinik Unit	10
3.2. Deformation History of the Polinik Unit	10
3.3. Inter D ₂ -D ₃ Metamorphism	12
3.3.1. Mineral Phases	12
3.3.2. P/T Sensitive equilibria	19
4. The Strieden Unit	22
4.1. Introduction	22
4.2. Deformation History of the Strieden Unit	22
4.2.1. D ₁ , D _m , D _n Fabrics	22
4.2.2. Variscan High-Temperature Metamorphism and D ₀	23
4.2.3. D ₀ -D _q Fabrics	24
4.2.4. Original Orientation of S _p and I _p	32
4.3. Metamorphism of the Strieden Unit	36
4.3.1. Distribution of Minerals in the Strieden Unit	36
4.3.2. Mineral Chemistry	36
4.3.3. Phase Relations	41
4.3.4. Metamorphic Conditions	42
5. Geological Synthesis	48
5.1. Geochronological Data from the SE Tauern Area	48
5.1.1. General Considerations on the Significance of K/Ar Ages	48
5.1.2. K/Ar Age Distribution in the Altkristallin Rocks of the Study Area and Adjacent Areas	50
5.1.3. Summary of the Regional Age Pattern	54
5.2. Age of Metamorphism and Deformation in the Polinik Unit	54
5.2.1. Age of Amphibolite Facies Metamorphism in the Polinik Unit	54
5.2.2. Age of D ₃	55
5.2.3. Age of Pegmatites	56
5.3. Age of Metamorphism and Deformation in the Strieden Unit	56
5.3.1. Age Data	56
5.3.2. Age of Metamorphism in the Strieden Unit	56
5.3.3. Age of Mylonites (D _p)	56
5.3.4. Age of D _q and Later Deformation	58
5.4. Geological History	58
5.4.1. Pre-Variscan and Variscan Events	58
5.4.2. Permian to Jurassic History	60
5.4.3. Cretaceous and Younger Events	60
Acknowledgements	65
Appendix A: Abbreviations Used in the Text	76
Appendix B: Electron Microprobe Specifications and Methods Used in Calculating Fe ³⁺ in Minerals from Probe Analyses	76
Appendix C: List of Hand Specimens and Thin Sections Used in this Text	77
Appendix D: Selected Microprobe Analyses	81
References	85

*) Author's address: Dr. LEONORE HOKE, Department of Earth Sciences, Parks Road, Oxford, OX1 3PR, England.

Zusammenfassung

In dieser Arbeit werden detaillierte Struktur-, Metamorphose und geochronologische Daten vom Altkristallin (Kreuzeck-Gruppe), SE Tauern Gebiet präsentiert. Die Untersuchungen zeigen, daß sich das Altkristallin während der Alpen Orogenese nicht als einheitliche, steife Deckeneinheit verhalten hat, sondern eine Krustenverdickung erfahren hat, die zu einer Versenkungsmetamorphose in der mittleren Kreide führte, gefolgt von einer Krustenverdünnung, während der die kretazische Metamorphose-Abfolge stark ausgedünnt wurde.

Im Untersuchungsgebiet, in der nördlichen Kreuzeck-Gruppe, treten zwei Einheiten auf. Sie unterscheiden sich in Gesteinszusammensetzung, struktureller und metamorpher Entwicklung und unterschiedlichen geochronologischen Altersdaten. In der nördlichen Polinik-Einheit hat eine Phase der Krustenverdickung (D_2 -Deformation) zu einer Versenkungsmetamorphose geführt, die maximale Temperaturen von $620 \pm 60^\circ\text{C}$ bei $6,25 \pm 1,25$ kb Druck um ca. 100 Ma, erfahren hat. In der südlich gelegenen Strieden-Einheit hat die kretazische Metamorphose die Bedingungen der Grünschieferfazies nicht überschritten und überprägt eine variszische Hochtemperatur-Metamorphose. Eine von hohen Strain-Raten und dem Vorkommen von Myloniten gekennzeichnete Deformationszone (D_p -Deformation) trennt die beiden Einheiten, und befindet sich an der Basis der Strieden-Einheit. Bewegungsanzeiger, Metamorphose-Sachverhalte und geochronologische Daten deuten darauf hin, daß die Strieden-Einheit die Polinik-Einheit in NW-Richtung überfahren hat, während die beiden Einheiten von der kretazischen Metamorphose abkühlten (90–60 Ma). Dabei wurden 2–8 km der kretazischen Metamorphoseabfolge herausgeschnitten.

Diese Ergebnisse werden präsentiert und im größeren Rahmen der alpinen geologischen Entwicklung in den Ostalpen diskutiert.

Abstract

This study presents detailed structural, metamorphic and geochronological data from the Altkristallin (Kreuzeck Mountains) in the SE Tauern area. Evidence is presented which shows that the Altkristallin did not behave as a rigid body during Alpine convergence in the Cretaceous, but has experi-

enced crustal thickening resulting in mid Cretaceous burial metamorphism, followed by post-metamorphic crustal thinning, which substantially thinned the Cretaceous metamorphic sequence.

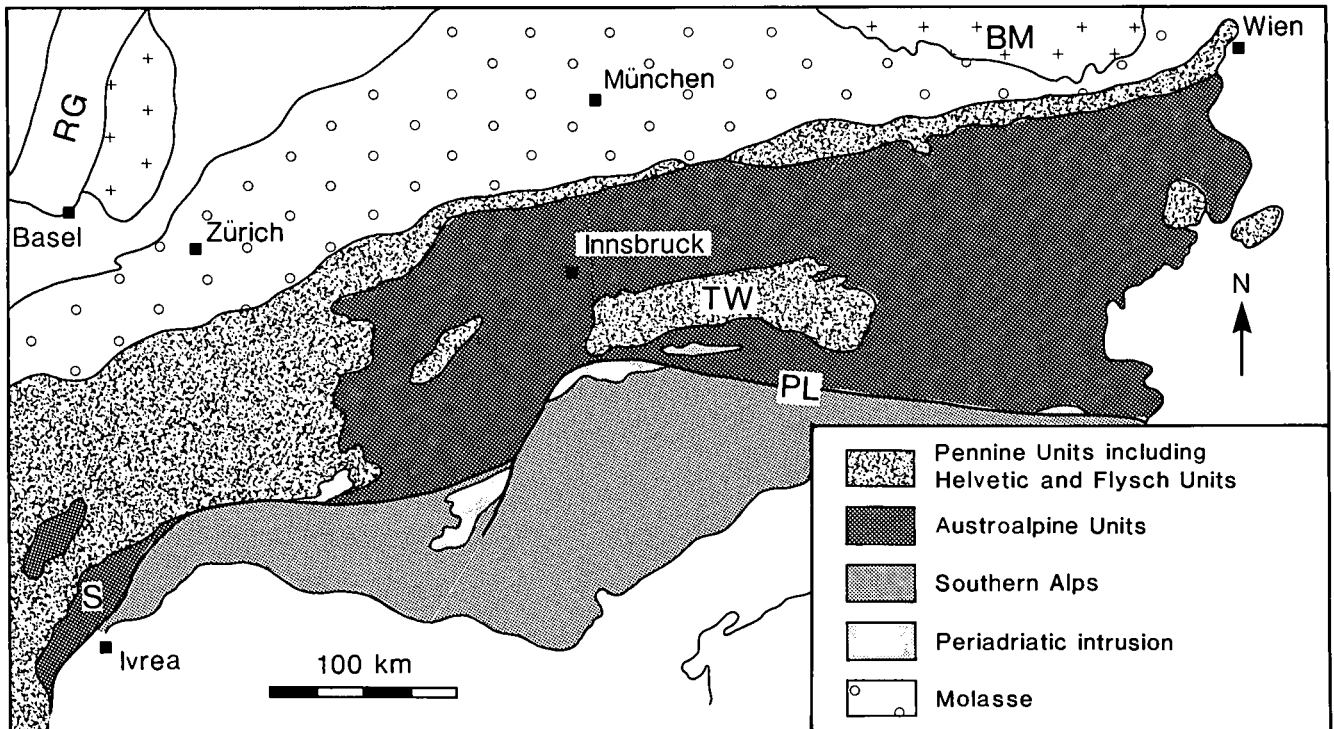
In the study area two units can be distinguished, which differ greatly in lithologies, structural and metamorphic history and geochronological age data. In the north the Polinik Unit was affected by crustal thickening (D_2 deformation) prior to the burial metamorphism which reached peak temperatures of $620 \pm 60^\circ\text{C}$ at 6.25 ± 1.25 kb pressure at ca. 100 Ma. In the south, in the Strieden Unit, the Cretaceous metamorphism did not exceed lower greenschist facies conditions, and overprints a Variscan high temperature metamorphism. A discrete zone of high strain deformation (D_p deformation), characterised by the wide-spread occurrence of mylonites, which formed under greenschist facies conditions (main mylonite zone – MMZ), separates the two units and forms the base of the Strieden Unit. Kinematic indicators, metamorphic evidence and geochronological data, suggest that the Strieden Unit moved over the Polinik Unit in a NW direction, cutting out 2–8 km of the Cretaceous metamorphic sequence. This occurred at and following the time when the two units passed through the K/Ar mica blocking temperatures at 90–80 Ma, and continued until 60 Ma.

These results are presented and discussed within the wider context of the Alpine orogeny.

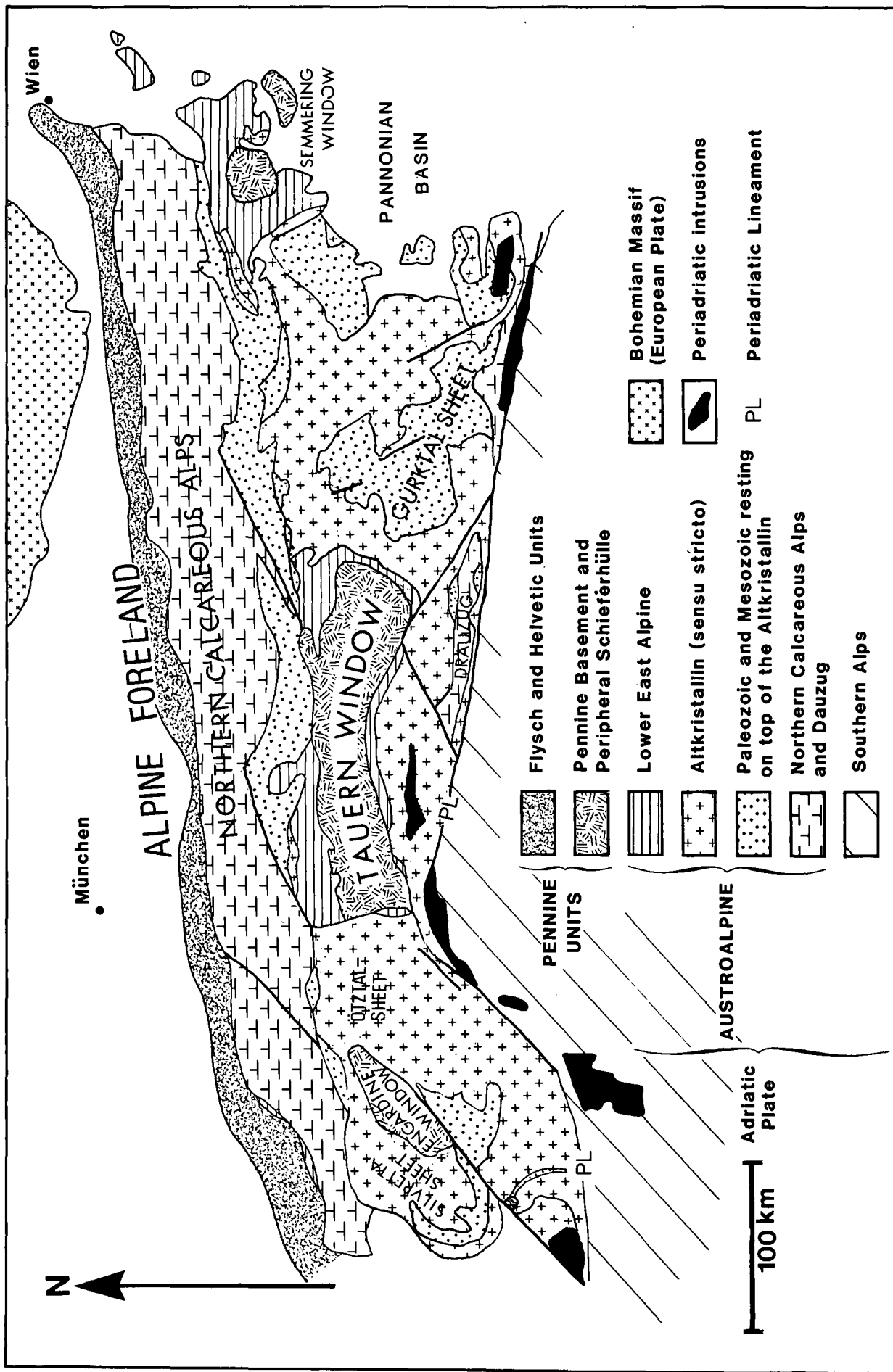
1. Introduction

This publication presents a detailed study of part of a large allochthonous crystalline basement thrust sheet, referred to as the Altkristallin, in the Eastern Alps of Austria. The structural and metamorphic history of this substantial tectonic unit has important implications for our understanding of the behaviour of deeper crustal levels in zones of continental collision.

The Eastern Alps form part of a belt of intense deformation between the European Plate and the Adriatic region (Adria). It is not clear whether Adria acted as an



Text-Fig. 1.
Generalized geological map of the European Alps showing extent of the Austroalpine and Pennine units and major structural features. TW = Tauern Window; PL = Periadriatic Lineament; S = Sesia Zone; RG = Rhine Graben; BM = Bohemian Massif.



Text-Fig. 2. Generalized geological map of the Eastern Alps, showing extent of the Altkristallin and its Palaeozoic and Mesozoic cover rock sequences.

independent microplate or as a promontory of the African plate (PLATT et al., 1989; DEWEY et al., 1973, 1989). From the Permian to early-mid Cretaceous, extension in the Tethyan region produced a broad zone of oceanic and thinned continental crust, referred to as the Pennine domain, between the two major plates (FRISCH, 1979). During subsequent convergence between Adria and Europe, the basement and its sedimentary cover were shortened, with the emplacement of the southern continental margin (Austroalpine nappes including the Altkristallin) onto the oceanic Pennine domain (Fig. 1). Continental collision between Adria and the European continental margin (Bohemian massif), marked by the onset of deformation in sediments on the stable European foreland, occurred in the Tertiary (OBERHAUSER, 1980; PLATT, 1987).

Allochthonous and para-allochthonous units can be studied best in tectonic windows, such as the Tauern Window, in the axial zone of the Eastern Alps. The largest of these allochthonous sheets is the Altkristallin, consisting of pre-Mesozoic crystalline rocks, and forming a more or less continuous E-W trending belt, ca. 500 km long and 50–130 km wide, extending the entire length of the Eastern Alps into Switzerland (Fig. 2). Mesozoic metasedimentary rocks extend beneath the Altkristallin for at least 120 km in a N–S direction.

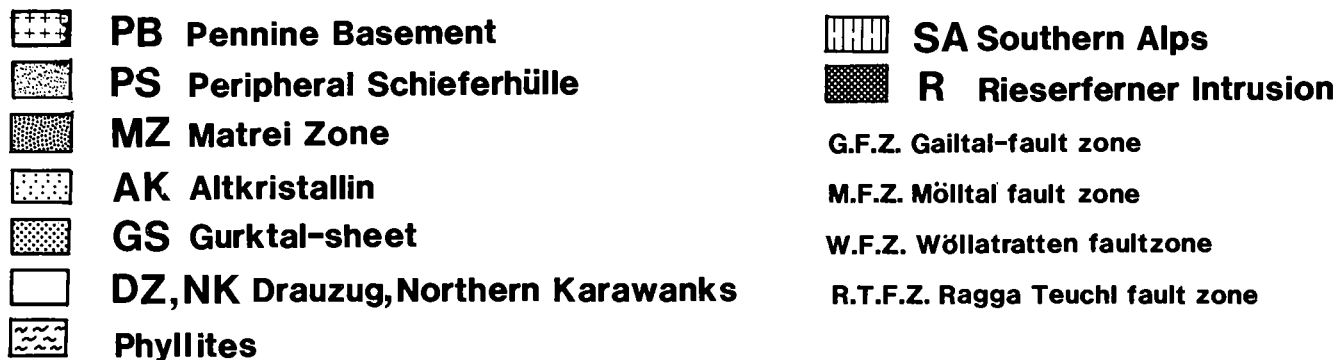
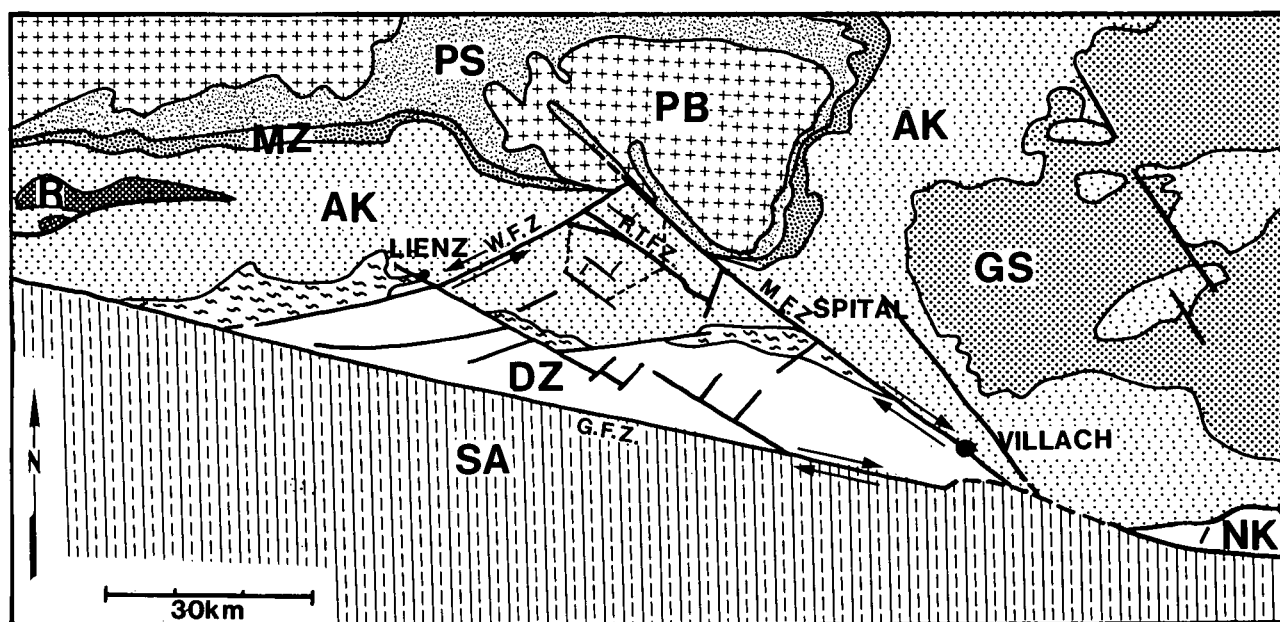
2. The study area

The study area lies in the SE corner of the Tauern Window and is entirely within the Altkristallin rocks of the Kreuzeck mountains (Fig. 3). In the north, a major subvertical NW trending fault, which follows part of the Möll valley (Mölltal fault zone), separates the Altkristallin from the Pennine Units, exposed in the Tauern Window. South (15–20 km) of the edge of the Tauern Window, the Altkristallin is overlain by Palaeozoic phyllites, which in turn are unconformably overlain by the Permian and Mesozoic sediments of the Drauzug.

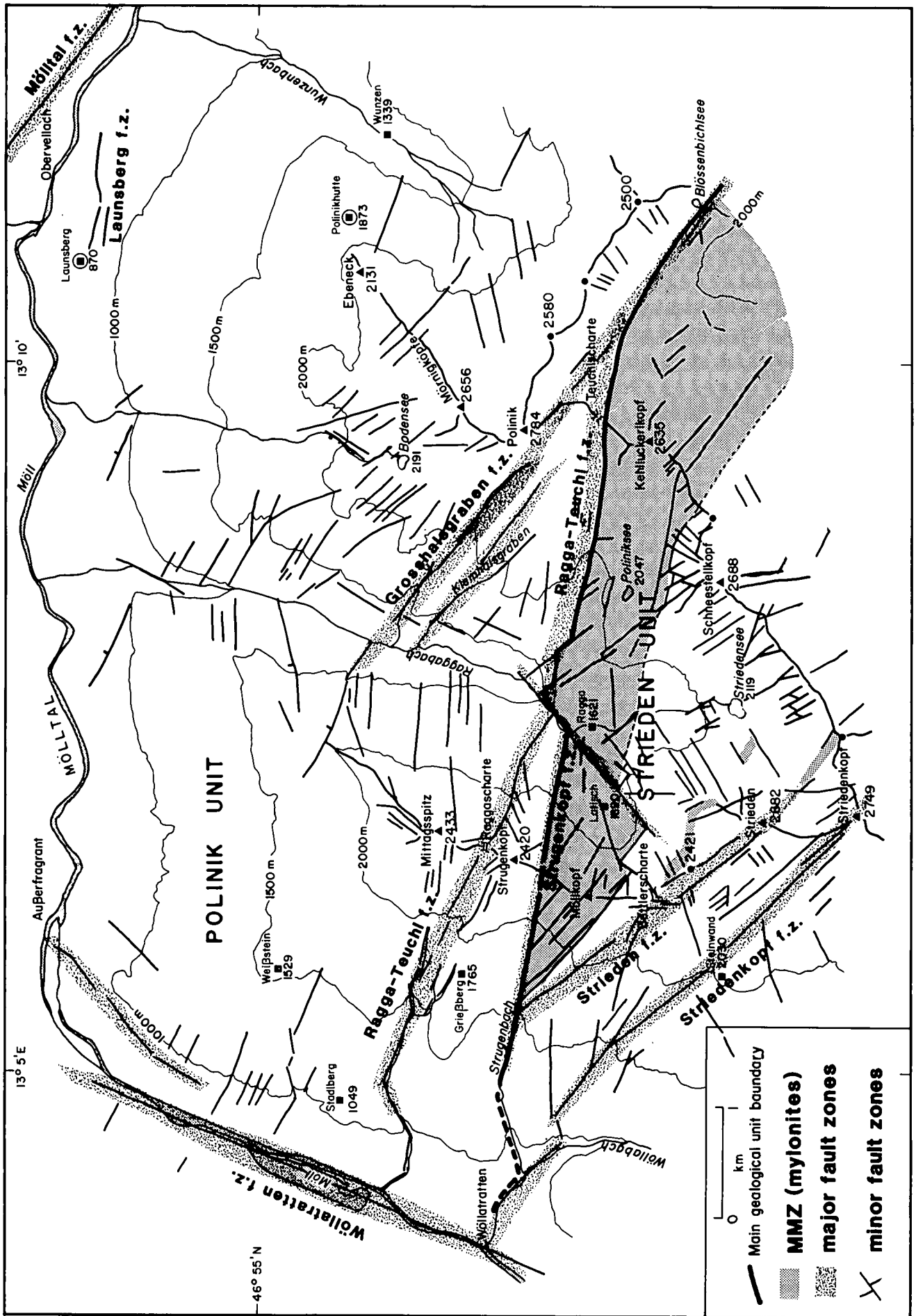
The previous work in the SE corner of the Tauern Window has been mainly geochronological studies, both within the Altkristallin and also across the margin of the Tauern Window (OXBURGH et al., 1966; BREWER, 1969, 1970; LAMBERT, 1970; HAWKESWORTH, 1976; WATERS, 1976; DEUTSCH, 1984). The pattern of geochronological ages will be described in detail in Part 5.

Major structural subdivision of the Study area

Lithological layering, prominent schistosity, major fault and fold structures trend E to SE. The prominent foliation generally dips towards the south, so that on a km-scale the northern parts of the area are at structurally deeper levels, with respect to the foliation, than the southern parts.



Text-Fig. 3.
Generalized geological map of the south-east Tauern Window, showing location of the study area.



Text-Fig. 4.

Map of the study area, showing the locations of the Polinik and Strieden Units. Also shown are major structural features, such as a zone of intense deformation at the boundary between the Polinik and Strieden Units, referred to as the main mylonite zone (MMZ), and other minor mylonite zones in the Strieden Unit and steeply dipping brittle fault zones.

An important zone of deformation within the Altkristallin, characterised by the widespread occurrence of mylonites (Fig. 4), trends WNW and marks the boundary between two distinct units which differ greatly in lithology, deformation and thermal history, with different K/Ar ages. Concordant K/Ar mica ages of c. 80 Ma are found north of the mylonites, whereas within them and further south, ages become progressively older towards the south, ranging between 100– 320 Ma (Fig. 41). The northern unit is called the Polinik Unit, named after the prominent mountain, Mt. Polinik (2784 m). The southern unit is called the Strieden Unit after Mt. Strieden (2682 m). The boundary between the two units is at the northern limit of the mylonites. This is marked in the study area by subvertical and east-trending, predominantly brittle, fault zones, which rework the mylonites along their length. These are referred to as the Ragga – Teuchl fault zone in the east and the Strugenkopf fault zone in the west (Fig. 4).

The organisation of this paper is based on the structural division described above. The geology of the Polinik and Strieden Units is described in sections 3 and 4 respectively. In a concluding section, this is discussed within the wider context of the geological history of the Eastern Alps.

3. The Polinik Unit, its Structural and Metamorphic History

3.1. Lithologies in the Polinik Unit

Medium grained (1–5 mm) quartzo-feldspathic schists and gneisses, referred to as the Polinik Schists, predominate. They contain discontinuous bodies of amphibolite, augengneiss and pegmatite. Garnet, staurolite and kyanite-bearing schists (aluminous metapelites) are rare, found only in the Mt. Polinik and Griessbergalm areas.

Augengneisses

Biotite augengneisses contain large (up to 5 cm long) and numerous K-feldspar augen, aligned within the foliation. They have been found in only one locality, about 500 m south of the Weissenstein Alm, forming tens of metres of exposure along a forest road, and apparently are concordant with the main schistosity.

Amphibolites

Amphibolites can be subdivided into two groups, depending on whether they contain clinopyroxene (cpx). Cpx-rich amphibolites contain abundant garnet, which are enclosed in pale green symplectites after clinopyroxene, with relict omphacite. These rocks have been derived from eclogites with the original mineral assemblage omph – gt – rut – qz (see appendix A for mineral abbreviations), preserved as relicts in the cores of amphibolite pods, where the rock is massive and contains randomly oriented pale green cm-sized columnar pseudomorphs of omphacite, surrounded by dark green amphibole, plagioclase and irregularly shaped garnet (0.2–1 cm in diameter). Margins of amphibolite pods are rich in biotite and oligoclase blasts which overgrow the contact with the surrounding schists and gneisses.

Unusual amphibolite pods are found along the Mörnigköpfe ridge, containing the texturally equilibrated mineral assemblage gt – cpx (di) – hb – qz ± plag.

Amphibolites, which do not contain clinopyroxene, contain garnet and have relict textures (plagioclase-hornblende symplectites after clinopyroxene and mineral zoning), suggesting a derivation from eclogite amphibolites.

Pegmatites

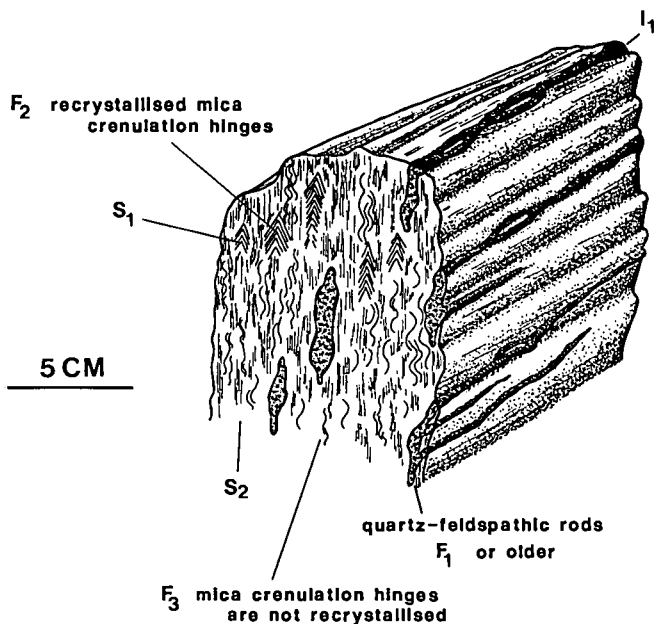
Pegmatites are rich in muscovite and plagioclase and occur sporadically throughout the Polinik Unit. They are intensely deformed, forming sheet-like bodies or irregular-shaped pods (up to 5 m wide), and may be locally concordant with the schistosity of the host rock, though cross-cutting on a large scale (Plate 1 – Fig. 6). In the core of metre thick pegmatite bodies, muscovite books, up to 5 cm across and 0.5 cm thick, are embedded in a coarse-grained plagioclase and quartz matrix which shows no shape fabric. Towards the margins, the grain size progressively decreases and minerals have a strong planar fabric.

3.2. Deformation History of the Polinik Unit

Detailed studies in the Polinik Unit have made it possible to relate metamorphic and microstructural data to large scale structures and the tectonic evolution of the area.

Sets of structures have been correlated, using criteria such as orientation, style and position in the locally established deformation sequence.

Five major groups of regional structures can be distinguished (D₁ – D₅). F₁, F₃ and F₄ regional fold phases correspond with the sequence F₁, F₂, F₃, established

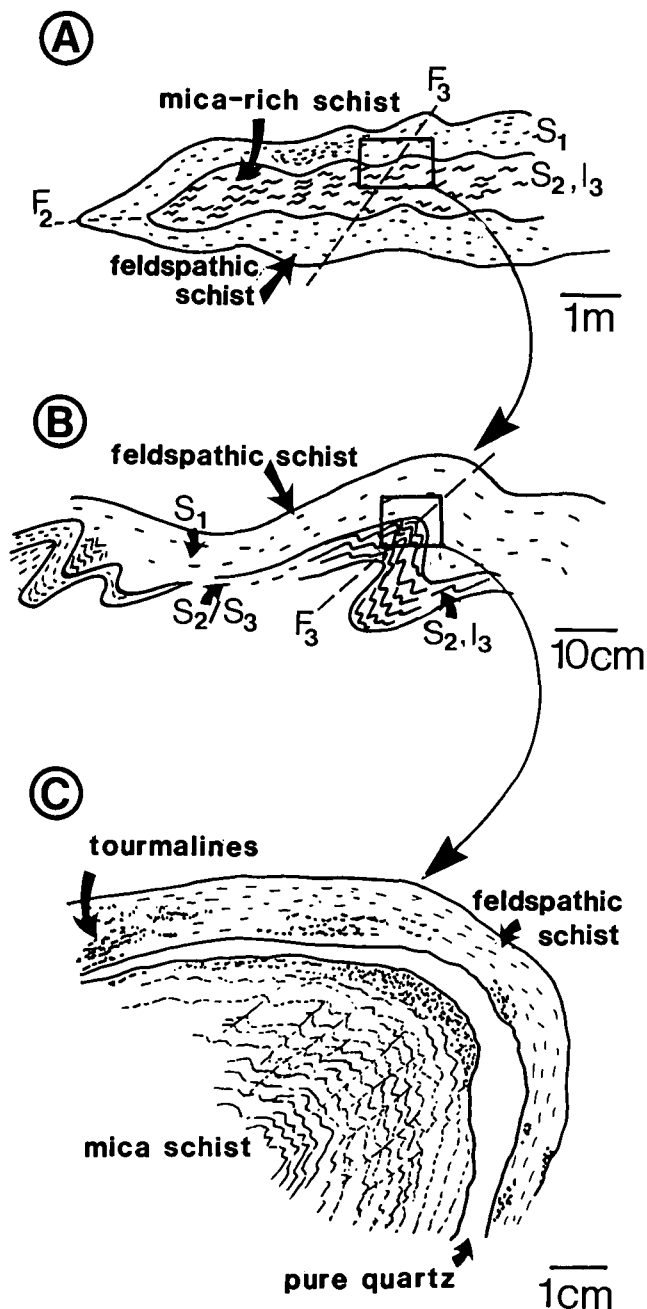


Text-Fig. 5. Sketch of structural elements in quartzo-feldspathic schist, in the Raggaalm area (sample 7), showing refolding of D₁ fabrics during D₂ and D₃ deformation. An early quartzo-feldspathic and mica-rich foliation (S₁) is crenulated by F₂ folds. F₁ quartz fold hinges define a lineation I₂ which is subparallel to the F₂ crenulation lineation. Subsequent crenulation occurred during D₃, and micas have not recrystallised in F₃ fold hinges.

by OXBURGH (1966) and WATERS (1976) in rock units equivalent to the Polinik Unit. The deformation history and major structures are summarised in Table 1 and in a cross-section (Fig. 9).

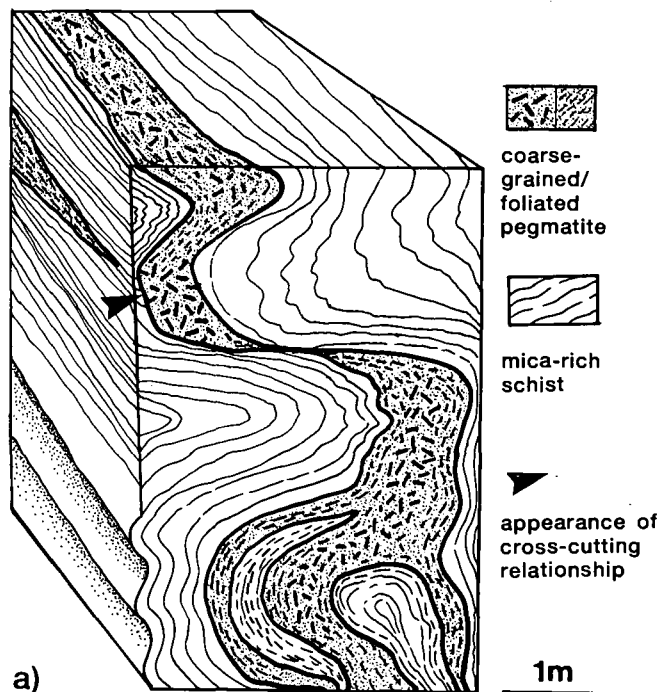
D₁ deformation resulted in the earliest regional structures, though evidence for earlier deformation has been recognised locally. Variscan pegmatites were intruded after D₁ deformation and are intensely deformed by D₂. D₂ deformation is post-dated by a Cretaceous amphibolite facies burial metamorphism, which was followed soon after by D₃. During D₃, the Polinik Unit

was deformed into a km-scale recumbent fold, closing to the south. It was during or after the final stages of D₃ that the Polinik Unit was juxtaposed with the Penine tectonic units. However, Tertiary movement along the Mölltal fault zone has obscured the original contact relationships. Younger deformation (D₄-D₅) resulted in regional warping and brittle faulting.

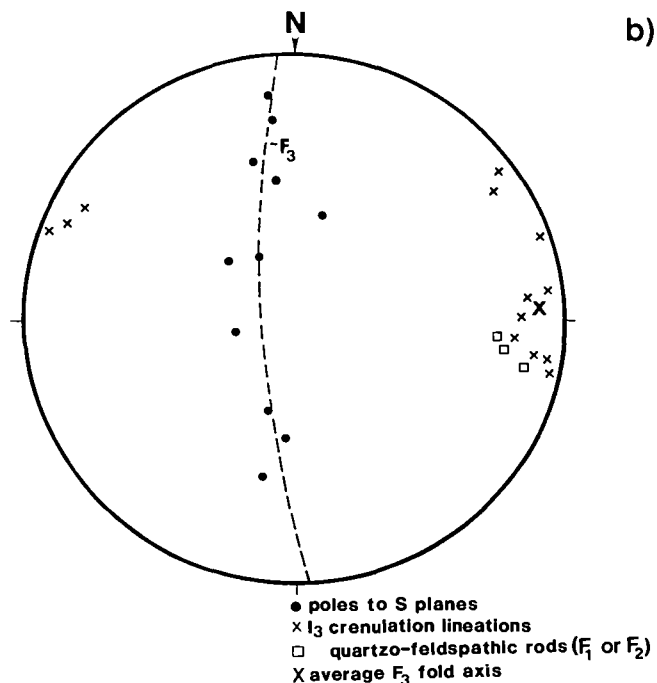


Text-Fig. 6. Sketches of structural elements in Polinik Schists (ca. 1 km SW of Mt. Polinik), at a variety of scales.

- Sketch of a tight, m-scale F₂ fold, defined by a deformed quartzo-feldspathic layer. Mica schists contain an axial planar cleavage (S₂), which is crenulated (F₃).
- Sketch of crenulated mica schist in the cores of minor F₃ folds. Quartz layers on F₃ fold limbs are attenuated and are not crenulated.
- Thin section of similar style F₃ fold, showing mm-scale F₃ crenulation of mica schist.



a)



b)

Text-Fig. 7.

- Block diagram of a deformed pegmatite, intruding mica schist in the Polinik Unit, NNE of Bodensee. A pronounced foliation in the pegmatite (S₂), subparallel to the pegmatite margins, is folded by F₃ cascading subhorizontal folds. See Plate 1 - Fig. 6.
- Equal area lower hemisphere stereographic plot of poles to S₂ foliation in the deformed pegmatite and the enclosing schists, and lineations. Poles to S₂ foliation lie on great circle with pole (X) consistent with F₃ fold axes.

D₁

D₁ fabrics are defined by a metamorphic segregation into mica and/or amphibole and quartzo-feldspathic layers (S₁), which are deformed by D₂ structures. A strong linear fabric (l₁), best developed in gneisses, is defined by the preferred orientation of stretched and broken garnets, quartzo-feldspathic rods and quartz-ribbons. Dismembered fold hinges (rods) also define a strong linear anisotropy (l₁ or older, Fig. 5).

D₂

D₂ caused a crenulation and substantial modification of S₁ (Figs. 5, 6). On a metre to 10's of metre-scale, S₁ is folded throughout the Polinik Unit into conspicuous 'M', 'Z' and 'S'-shaped tight folds (F₂), (Fig. 8, Plate 1 – Figs. 3–5), with subhorizontal fold axes which are nearly parallel to l₁ (within ±20°, Fig. 9B). However, no large scale D₂ folds have been found, though the change in minor fold asymmetry suggests a series of km-scale folds with subhorizontal E-trending fold axes. A variably developed crenulation cleavage, S₂, locally transposes the S₁ foliation and becomes the dominant foliation in less competent mica-rich lithologies. Eclogite amphibolite pods are aligned parallel to the S₂ foliation.

A pronounced lineation (l₂), which is either a crenulation lineation or the intersection of S₂ with S₁, parallels F₂ fold axes. The S₂ foliation is found in pegmatites, particularly at their margins (Fig. 7A, Plate 1 – Fig. 6). This is the earliest deformation fabric in the pegmatites, and therefore the pegmatites must have been emplaced after D₁, but prior to D₂. Rb/Sr two-mineral isochron ages from the coarse-grained centre of these pegmatites give ages of ca. 254 Ma (CLIFF, pers. com.). These are assumed to be emplacement ages and therefore post-date D₁ deformation, but pre-date D₂ deformation.

Inter D₂ – D₃ amphibolite facies metamorphism

Extensive growth of staurolite, kyanite, plagioclase and locally garnet in metapelites post-dates D₂ and pre-dates D₃. Staurolite, kyanite and individual mica laths cross-cut the S₂ foliation and plagioclase helicitically overgrows the earlier fabrics (Plate 2 – Figs. 1–3). K/Ar radiometric ages suggests that this mineral growth occurred in the Cretaceous (ca. 100 Ma). The P/T conditions during metamorphism are discussed in section 3.3.

D₃

Subhorizontal cascading asymmetrical folds (F₃) occur throughout the Polinik Unit (Fig. 9, Plate 1 – Figs. 1–5), trending E–NE, parallel to l₁ and l₂, and forming coaxial interference folds with F₂ (Fig. 7B, 9B). A distinct variation in fold asymmetry suggests the existence of a km-scale recumbent fold, closing to the south (Fig. 9). Crenulation of S₂ defines a crenulation lineation (l₃), which is parallel to F₃ axes. In crenulation hinges, staurolite, kyanite and micas are bent and broken (Plate 2 – Figs. 4–6) and have been mechanically rotated and transposed into the foliation.

In areas of intense D₃ deformation, kyanite and staurolite are partly altered to fine-grained aggregates of sericite, margarite and chlorite; garnets are partly replaced by chlorite. This alteration may have occurred during or after D₃ deformation.

D₄ and younger deformation

During D₄, the whole area was warped by upright, open, E-trending folds (Fig. 9), forming open antiforms and tightly pinched synforms, developed on a metre to a kilometre scale. Steep fault zones, which have accommodated several kilometres of both strike slip and dip slip displacement, cut D₄ and all earlier structures. These faults resulted in both N–S-shortening and E–W-extension. Pseudotachylite was generated along some fault surfaces (HOKE, in prep.).

3.3. Inter D₂–D₃

Cretaceous

Amphibolite Facies Metamorphism

P/T conditions during the inter D₂–D₃ metamorphism have been estimated from microprobe chemical and textural analyses of staurolite, garnet and kyanite-bearing schists (aluminous metapelites). Samples were collected from a section between Mt. Polinik and the Polinik Alpine Hut (samples 68, 83, 81.3, 81.1, 81, 8, 77; Tables A,B).

3.3.1. Mineral phases

Garnets

Three generations of garnets have been recognised (Fig. 10, Plate 2 – Fig. 1) and all garnets may show some degree of chemical zoning.

- In some garnets, cores (garnet I) can be optically distinguished from their rims (garnet II), (Fig. 10). Garnet I tends to be full of quartz and tiny highly birefringent inclusions, but generally has a uniform chemical composition: almandine 73–75 mol.-%; spessartine 1.5–3.6 mol.-%; pyrope 14–20 mol.-%; grossular 2–6 mol.-%. A chemical zonation is only developed near garnet I rims, where there is a slight decrease in Mg, and increase in Fe, while Ca and Mn show no significant variation.
- Garnet II is the most commonly found garnet generation, developed either as a clear rim around garnet I or as euhedral or spongy grains less than 1 mm in size. Garnet II often contains elongate rutile inclusions, and is found intergrown with staurolite, kyanite, biotite and muscovite. Garnet II is characterised by higher Mg (pyrope 18–25 mol.-%) and lower Fe contents than garnet I. The Mg/Mg+Fe ratio is higher and can show a marked variation, suggesting changing equilibrium conditions between ferromagnesian minerals as a result of increasing temperature and probably pressure during garnet growth.
- Garnet III does not contain inclusions and is difficult to distinguish optically from garnet II, though it forms chemically distinctive, narrow, 100–300 μ wide rims around garnet II, or more rarely occurs as swarms of tiny euhedral garnets in a quartz and mica-rich matrix. Garnet III is commonly characterised by a zonation showing a decrease in Mg and increase in Fe content (overall reduction in Mg/Mg+Fe ratio compared to garnet II), and an increase in both Mn and Ca, towards the rim. This suggests growth during the waning stages of metamorphism (HESS, 1971; TRACY, 1979; KERR, 1981). Garnet III

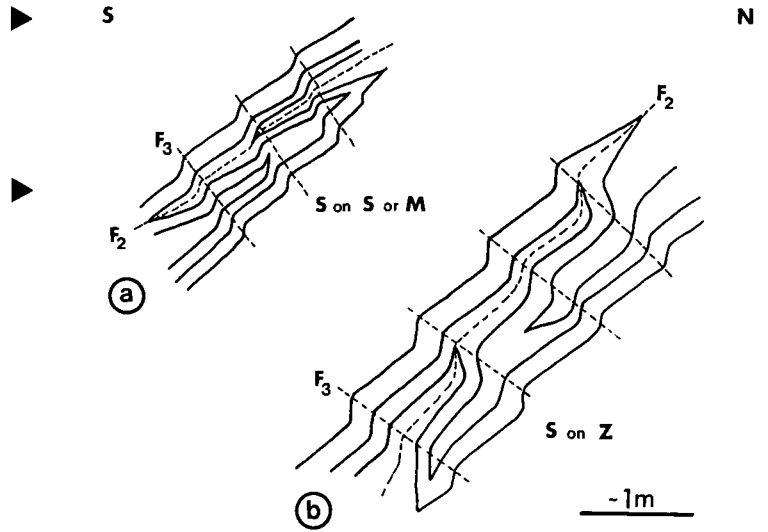
Text-Fig. 8.

Sketch of m-scale, gently plunging, fold interference patterns, observed in the Polinik Schists, in the Mt. Polinik area, produced by superposition of F_3 and F_2 folds. Sketches are drawn as if viewed towards the west.

a) "S"-shaped F_3 folds on "M"-shaped F_2 folds.

b) "S"-shaped F_3 folds on "Z"-shaped F_2 folds.

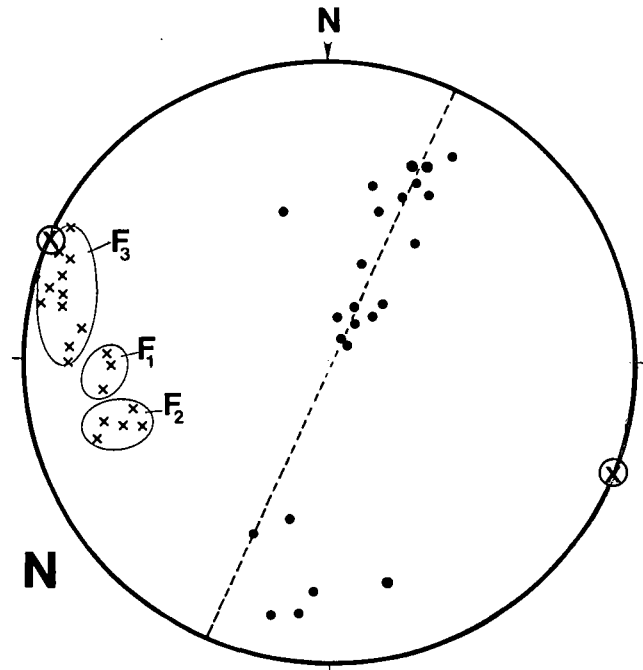
Compare with Plate 1.



Text-Fig. 9.

Sketch of N-S cross-section through the Polinik Unit, showing an interpretation of the relation between structural elements.

A km-scale recumbent F_3 fold is folded into an F_4 antiformal structure. South of Mt. Polinik the structures are truncated by the Teuchl fault zone, with the formation of a subvertical shear fabric. Dismembered folds (possibly F_3) and a pronounced cleavage (S_3 or younger) occur near the base of the Altkristallin. The basal contact is not preserved in the study area, because it has been displaced by movement along the steeply dipping Mölltal fault zone. This cross-section suggests that the exposed structural thickness of the Polinik Unit, measured perpendicular to the prominent foliation, is not more than 2 km. Orientation data from Polinik Schists in the Mt. Polinik area are shown in an equal area lower hemisphere stereogram.



- poles to S_1 and S_2
- ⊗ axis of best fit great circle

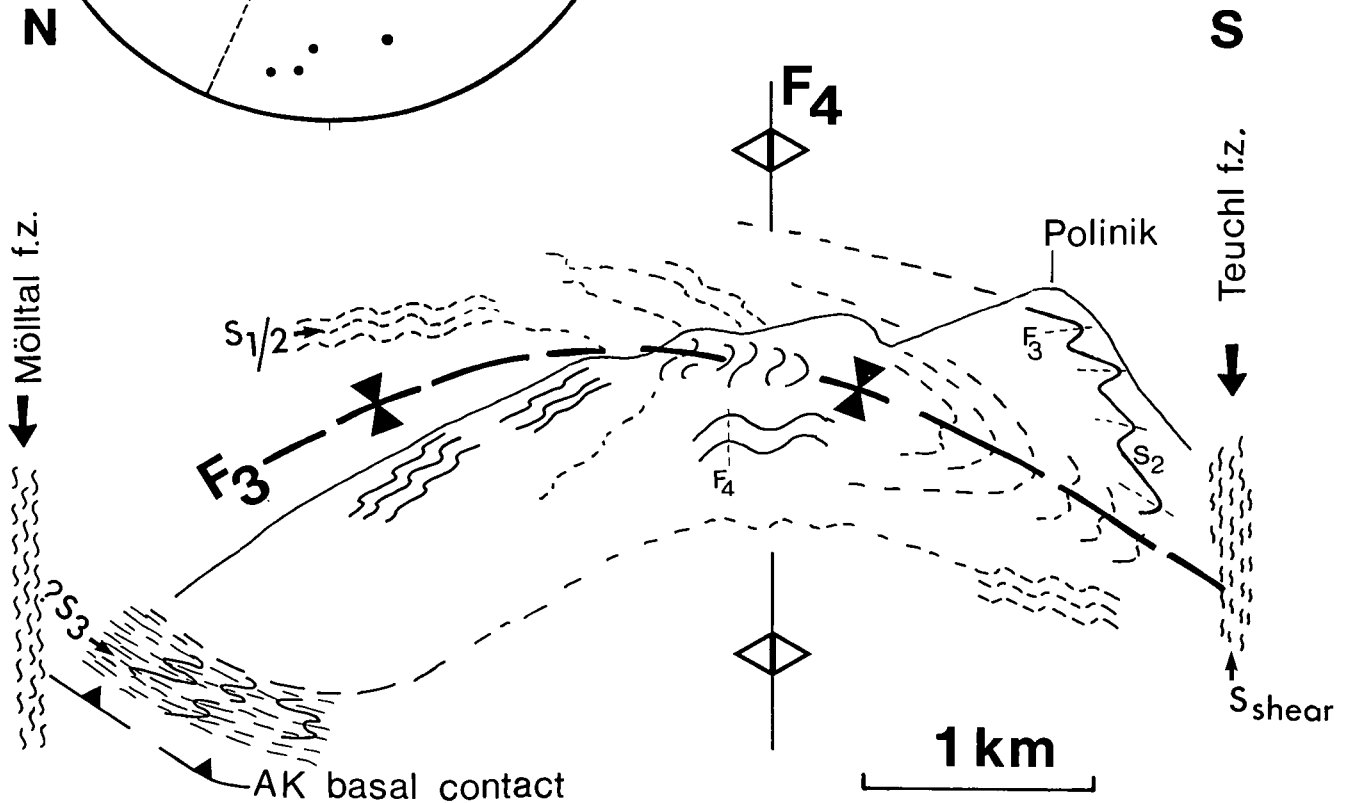


Table 1. Summary diagram of the deformation history of the Polinik Unit, showing the correlation of fabric elements with large-scale structures.

DEFOR- MATION	AGE	METAMORPHISM	TECTONIC SIGNIFICANCE	POLINIK SCHISTS (METAPELITES, QUARTZO- FELDSPATHIC SCHISTS) Large scale structures Microstructures	MAFIC LITHOLOGIES Large scale structures Microstructures	OTHER LITHOLOGIES
Pre-D ₁		?	? crystalline basement terrain	pre-S ₁ : local occurrence in Mittagsspitz area		
		Upper green-schist facies to amphibolite facies	Ductile deformation. Major nappe displacement. Incorporation of mafic rock-sivers into para-gneiss-series of Polinik Unit.	S ₁ Segregated quartzofeldspathic and mica-rich layers contain isoclinally folded and stretched quartz-feldspathic rods (F ₁ or earlier)		
	Variscan		Strong mineral lineation - possible transport direction during D ₁	λ ₁ mineral elongation Quartz-ribbon lineation (? trans- port direction). Garnets: flattened and aligned in S ₁ Quartzo-feld- spathic rods		
	post - Variscan	Upper green-schist facies to amphibolite facies	Crustal shortening: Regional folding ? Underplating of Polinik Unit	F ₂ fold axes subparallel (±20°) to λ ₁ rods. Folds have been modified to class 2 similar style tight to iso- clinal folds during later defor- mation. Asymmetric minor folds. Quartz ribbons folded.		
	? 120 Ma	? P-metamor- phism		? restricted occurrence of metre-size chevron folds (area 4)		
					Amphibolite- facies: amphibole and plagioclase inclusions in garnet cores	Emplacement of augengneisses post-dates λ ₁ . Emplacement of pegmatites: (>254 Ma)
					Eclogite facies: garnet-omphacite- rutile - quartz No shape or cryst- preferred orien- tation. Omphacite poiki- litically overgrows euhedral garnets	S ₂ foliation in pegmatites (developed best along pegmatite margins)
						S ₂ predominant foliation in augengneisses

<p>~105 Ma</p> <p>D₃</p>	<p>Thermal climax: amphibolite facies metamorphism</p>	<p>Prograde thermal event; thermal re-equilibration</p>	<p>~105 Ma</p> <p>D₃</p>	<p>Interpreted mineral assemblage to amphibolite facies mineral assemblages</p> <p>garnet-amphibole-plagioclase-biotite-sphene-quartz</p>	<p>Interpreted mineral assemblage: kyanite-staurolite-biotite-muscovite-quartz-plagioclase. Recrystallisation of quartz and mica-fabric. Crosscutting staurolite & kyanite.</p> <p>F₃ recumbent folding ~co-axial with λ_1 and F₂</p> <p>λ_3 crenulation of S₂</p> <p>Extensional vertical chlorite and quartz-filled veins oriented perpendicular to F₃ fold axes in fold cores.</p> <p>S₃ in intensely deformed areas (area 5, south of bend in river Möll). Axial planar cleavage. Predominant foliation in area 5: phyllonitic foliation.</p> <p>Breakdown of garnet to chlorite post-dates S₃ formation; growth of epidote and zoisite in chlorite pseudomorphs. Intrusion of calcite veins</p>	<p>Interpreted mineral assemblage: garnet-amphibole-plagioclase-biotite-sphene-quartz</p>	<p>F₃ folding of foliated pegmatites</p>
<p>~30 Ma</p> <p>D₄</p>	<p>Tauernmetamorphism only affects N-part lower greenschist facies</p> <p>uplift and cooling</p>	<p>Monoclinal structure Culmination of the Polinik Unit N-S shortening</p> <p>Predominant strike-slip faulting</p> <p>Predominant dip-slip displacement along faults and accompanying uplift.</p>	<p>D₄</p> <p>D₅</p>	<p>Alignment of minerals in foliation</p> <p>Hydrothermal alterations: new formation of chlorite, calcite, sphene, epidote, zoisite</p>	<p>Upright folding with open antiforms and tightly pinched synforms effects the whole area and causes a regional reorientation of the earlier structures. With increasing D₄ increasing degree of retrograde alterations.</p> <p>λ_4 in area 5</p> <p>Further N-S shortening is achieved by strike-slip movement along parallel sets of steep ~NW-SE and NE-SW trending conjugate faults</p> <p>Reactivation of faults as dip-slip faults</p> <p>mesoscopic structures involve kink-folds, fracturing and flexural slip folding associated with faulting.</p>	<p>Interpreted mineral assemblage to amphibolite facies mineral assemblages</p>	<p>F₃ folding of foliated pegmatites</p>

has probably not achieved equilibrium with the other garnets, since it only forms narrow rims around garnet II.

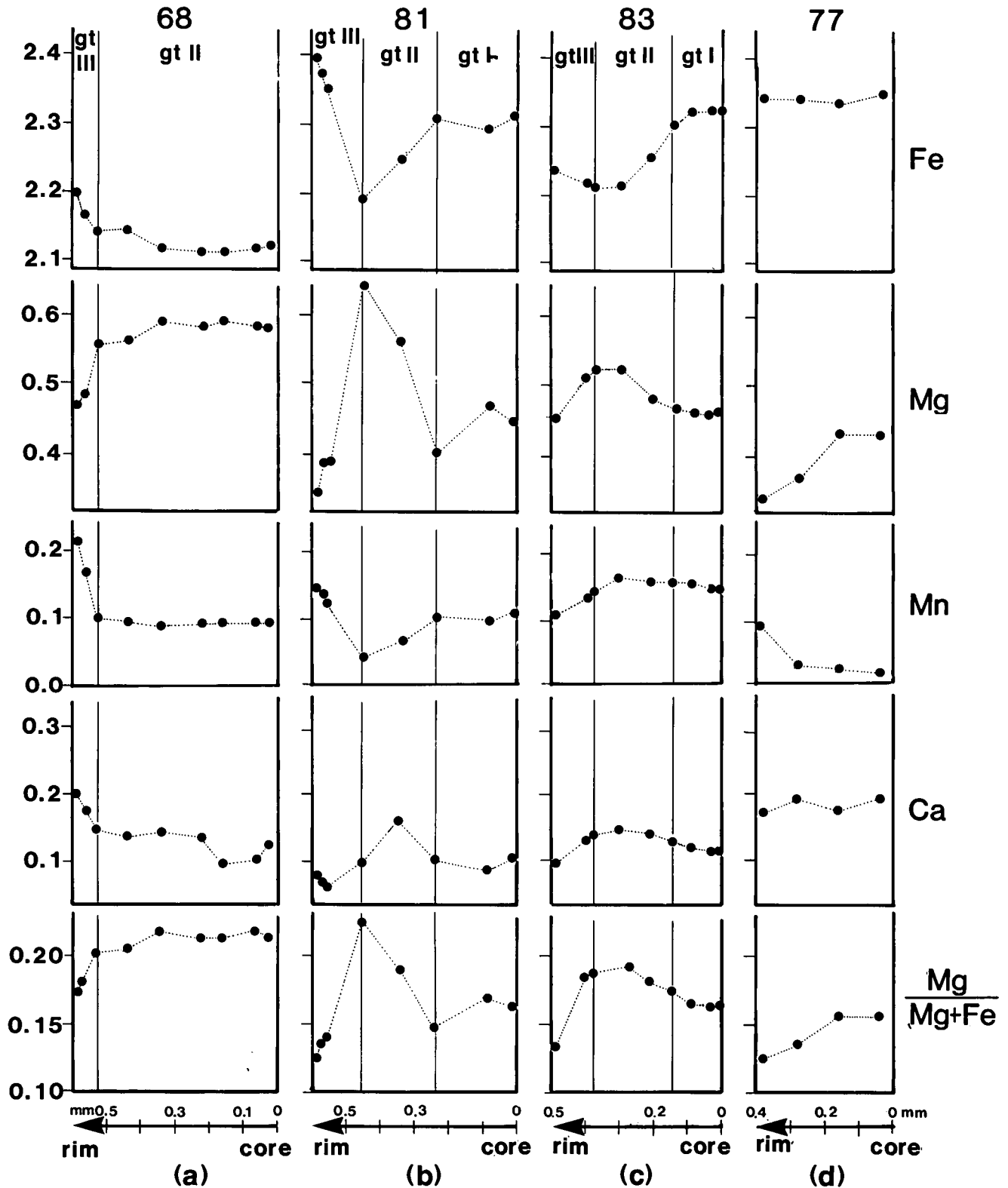
Staurolite

Zoning patterns in staurolites are related to replacement of staurolite by white mica shimmer aggregates. Zn, released by the breakdown of staurolite in this re-

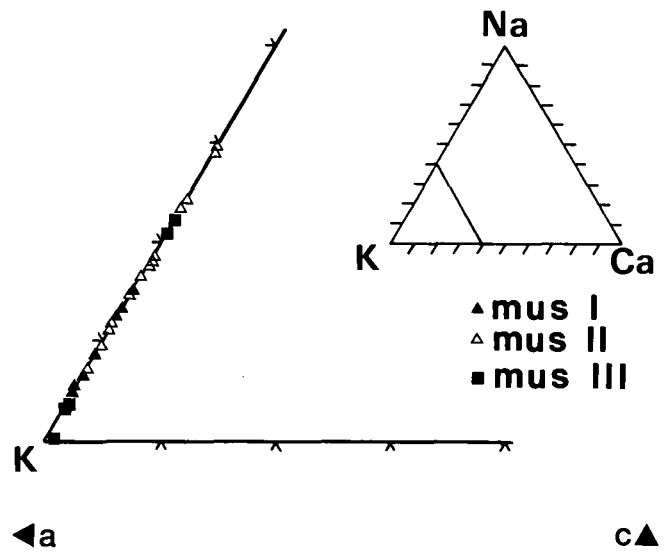
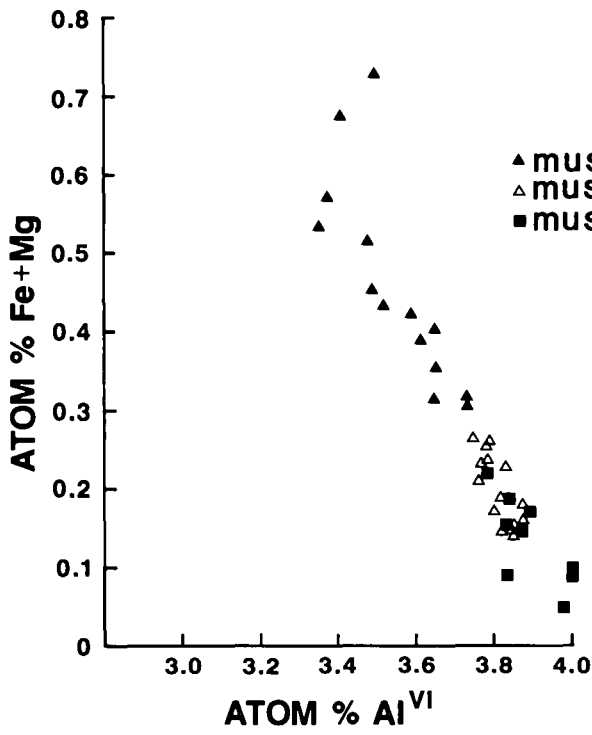
trograde reaction, was incorporated into the remaining staurolite to form a Zn-rich rim (up to 2.5 % ZnO), similar to the retrograde Mn-rich rims in garnets. Otherwise, staurolites appear to be unzoned.

Biotite

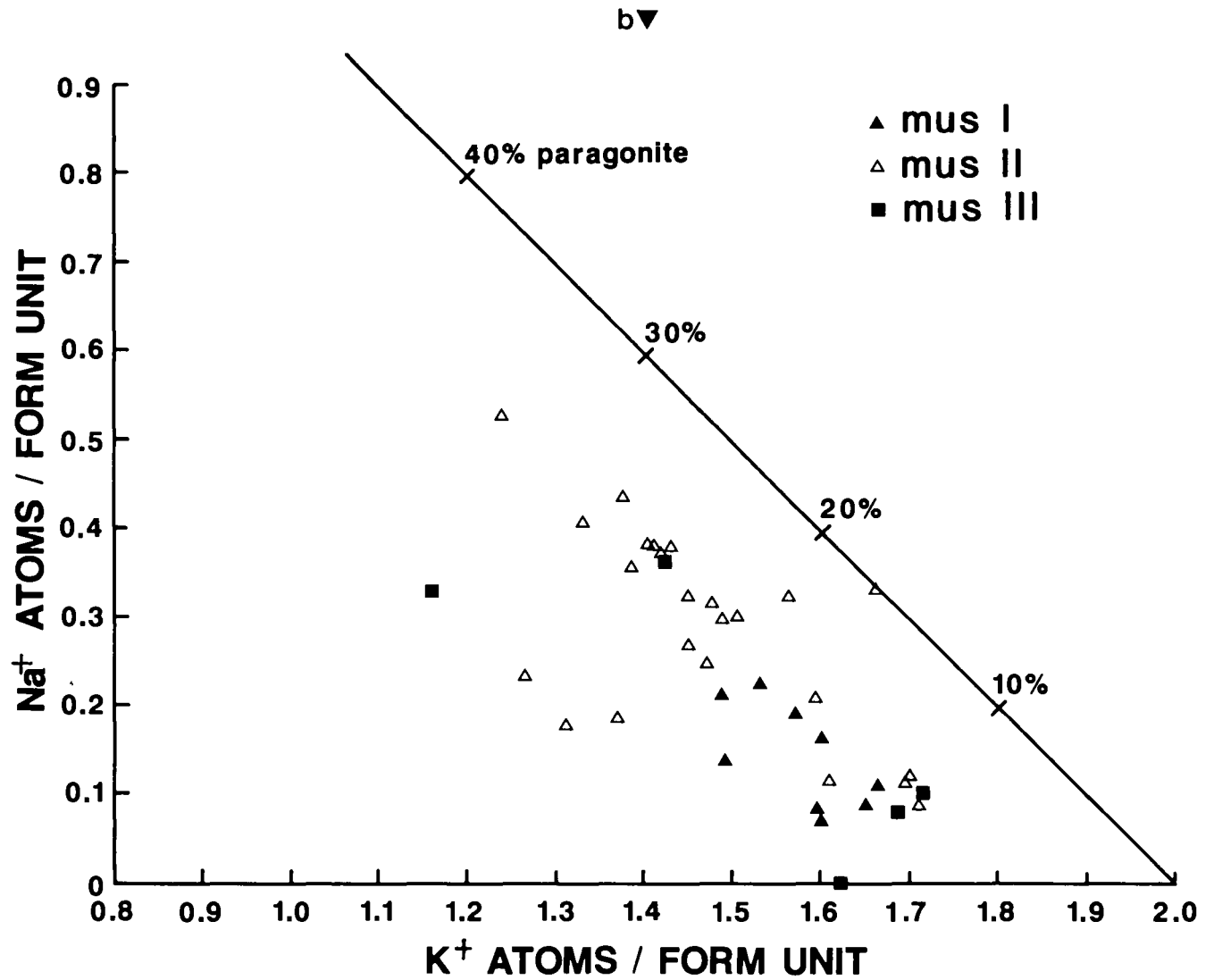
Individual biotite grains are always of uniform composition, however, biotites adjacent to garnets or



Text-Fig. 10. Microprobe profiles of chemical composition across garnets in the Polnik schists (samples 61, 81, 83, 77; see Appendices B, C, D), showing zoning and compositional variations in different garnet generations (gt I, gt II, gt III).



Text-Fig. 11.
 Microprobe data from white micas in Polinik schists, illustrated in composition diagrams, showing three white mica generations, which can be distinguished texturally and chemically. Each symbol represents 1-3 analyses.
 a) Phengite substitution in white micas.
 b) Na and Ca content of white micas.
 c) K-Na-Ca composition diagram.



staurolites (with Mg-poor rims) can be richer in Mg than those away from other Fe-Mg bearing phases. The garnets have well defined rims, marked by a change in chemical composition, presumably as a consequence of ionic exchange with biotite. For instance, in sample 81, Mg/Mg+Fe ratios vary between 47–49 in biotites next to garnets, and are between 43.5–44 away from other Fe-Mg bearing phases.

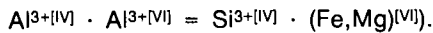
All biotites contain significantly more Al than phlogopite and annite. This is largely due to the tschermak substitution $Al^{VI}Al^{IV} = (MgFe)^{VI}Si^{IV}$ (DEER et al., 1966).

White mica

Three generations can be distinguished (Fig. 11):

- Coarse, aligned platy muscovite I, which defines the foliation S_2 .
- Coarse, platy muscovite II which cuts across S_2 and, together with staurolite, kyanite, garnet II, biotite and quartz, forms a texturally equilibrated amphibolite facies mineral assemblage.
- White mica shimmer aggregates (muscovite III) which are retrograde and variably replace staurolite and kyanite and also occur in the kinked zones of coarse mica laths.

Fig. 11A illustrates the extent of phengite substitution in the different mica generations (phengite substitution):



There is a negative correlation between Fe+Mg and Al in the octahedral position, with a higher phengite

content in muscovite I compared to muscovite II and III.

The paragonite content also systematically differs in the 3 muscovite generations (Fig. 11B,C). Muscovite I shows the smallest range in content of paragonite, varying between 4.8–15 mol.-%, which is generally lower than that of muscovite II (10–29.5 mol.-%), though partly overlapping with it. No free paragonite was detected in white mica. Muscovite III shows a bimodal distribution, occurring with 0–4 mol.-% (almost pure muscovite) and 21–23 mol.-% paragonite.

Most muscovites are deficient in alkalis, with Na+K+Ca totalling between 1.4–1.7 atoms per 22 oxygens. This phenomenon is generally attributed to H_3O^+ ions substituting for K^+ and Na^+ in the interlayer sites (BUTLER, 1967; CIPRIANI et al., 1971).

Chlorite

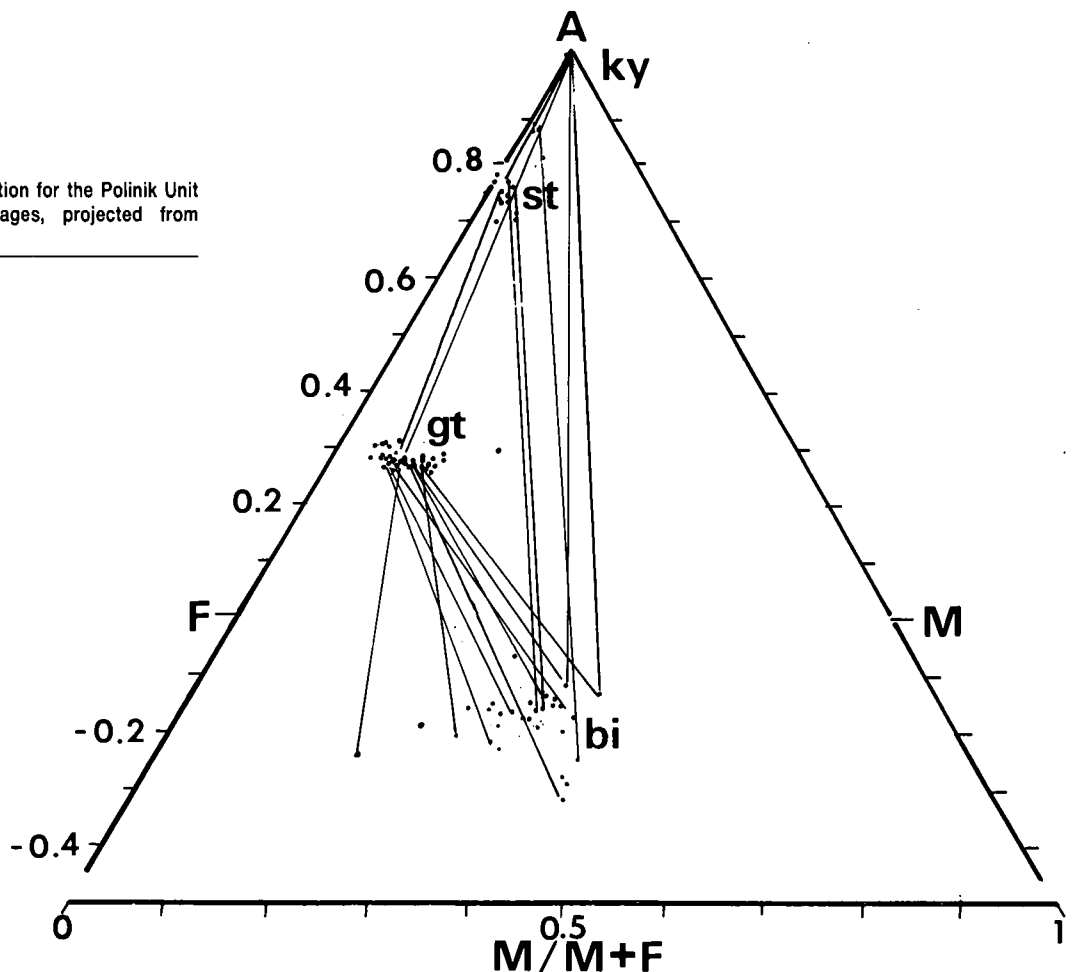
Chlorite variably replaces biotite and garnet. All analysed chlorites are of ripidolite composition (classification of HEY, 1954).

Plagioclase

Three generations of plagioclase have been distinguished:

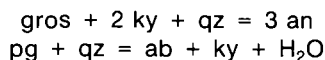
- Plagioclase I is polysynthetically twinned and tends to be clouded with minute inclusions of probably white mica and/or zoisite. Its composition varies between 10–14 % anorthite with a slight decrease of anorthite towards the rim.
- Plagioclase II often forms clear rims around plagioclase I. It is rarely twinned, however it variably

Text-Fig. 12.
AFM Thompson (1976) projection for the Polinik Unit metapelite mineral assemblages, projected from muscovite, quartz and water.



shows "gefüllte" textures, containing white mica microliths. It is the most commonly found plagioclase in metapelites and occurs closely associated with kyanite, staurolite, garnet II, muscovite II and biotite. It overgrows the S₂ foliation helicically. It either shows a homogeneous composition or is inversely zoned with more albite rich cores and more anorthite rich rims. Compositions vary between 6.48–5.4 mol.-% anorthite and <1 mol.-% orthoclase, with a mean composition of 14 mol.-% anorthite.

Equilibria which might have controlled the composition of plagioclase II include:



Increasing temperature displaces both these equilibria in favour of the right hand side.

- Plagioclase III is almost of pure albite composition and is found in strongly altered samples associated with white mica shimmer aggregates.

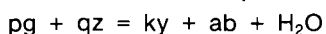
3.3.2. P/T Sensitive Equilibria

The phases quartz – garnet II – biotite – muscovite II – kyanite – plagioclase II – staurolite – rutile – ilmenite form the most common mineral assemblage in Polinik Unit metapelites (Plate 2 – Fig. 2).

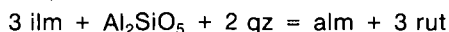
Mineral compatibility and phase relations in quartz and muscovite bearing metapelites can be represented in the AFM projection (Thompson 1975), projected from muscovite, provided that H₂O behaved as a perfectly mobile component during metamorphism (Fig. 12).

Internally consistent thermodynamic datasets (POWELL & HOLLAND, 1985; HOLLAND & POWELL, 1985) and published calibrations of appropriate geothermometers and geobarometers (see below) are used to evaluate the P-T conditions for the amphibolite facies equilibrium mineral assemblages.

The P/T conditions (Fig. 14) can be bracketed by the kyanite stability limits, and by the temperature sensitive breakdown of mica in the equilibrium:



and by the pressure sensitive equilibrium



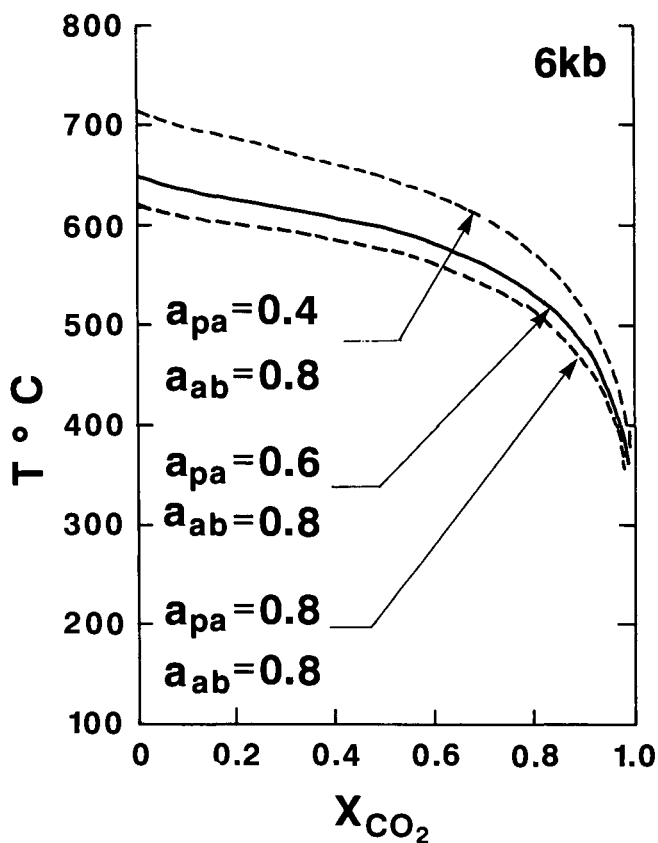
Kyanite stability limits

Kyanite is the only Al₂SiO₅ polymorph observed in the Polinik Unit and is present in most aluminous metapelites. Therefore, peak metamorphic conditions throughout the Polinik Unit were within the kyanite field. Phase equilibria between the minerals kyanite, andalusite and sillimanite have been studied experimentally by RICHARDSON et al. (1969) and HOLDAWAY (1971) whose results are in good agreement. The position of the kyanite = sillimanite equilibrium puts a lower pressure limit for the peak metamorphism.

The equilibrium

paragonite + quartz = kyanite + albite + H₂O
in the system Na₂O – CaO – Al₂O₃ – SiO₂ – H₂O

This equilibrium was investigated, using the internally consistent data set of POWELL & HOLLAND (1985). This data set has been derived by optimising enthalpies over the whole data base simultaneously, with the result that there is very good agreement between most



Text-Fig. 13.

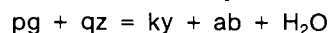
Temperature – X_{CO₂} graphs for the reaction $\text{pa} + \text{qz} = \text{ab} + \text{ky} + \text{H}_2\text{O}$ for different activities of albite and paragonite from Polinik Unit schists. Reaction lines were plotted using HOLLAND's program Thermo (HOLLAND et al., 1986).

calculated equilibrium curves and their corresponding experimental uncertainties. It also takes account of the compressibility and thermal expansion of minerals. The activity-composition relations used to calibrate the equilibrium constants are listed in Table 2.

Equilibrium curves were calculated for each sample using mean mineral compositions (representative probe analyses in Appendix D). Only minerals which are thought to still contain their peak metamorphic compositions (e.g. garnet II, white mica II, plagioclase II) have been used for the calibrations of equilibrium constants (Table 2).

The calculated equilibrium curves are subject to errors. A description of the common errors and how they propagate through the calculation has been outlined by POWELL (1985).

The position of the mica dehydration equilibrium



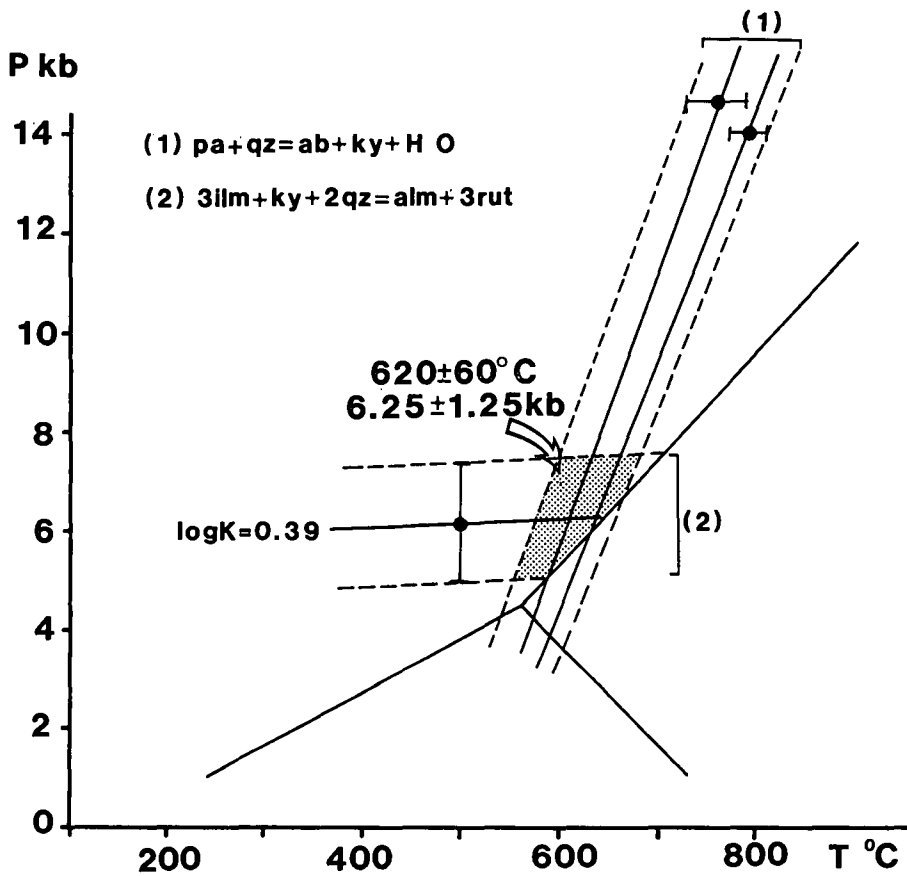
is relatively insensitive to errors in mineral composition. Temperatures calculated for this equilibrium are shown in Fig. 14. Fig. 13 shows the T – X_{CO₂} curves for a range of activities at 6 kbars. It can be seen that temperature is fairly insensitive to vapour compositions. Assuming that the diluent is CO₂, only low values of X_{H₂O} are required to reduce the temperature substantially. For example, X_{H₂O} of less than 0.2 is needed to bring the equilibrium temperature below 500°C.

Table 2.
Equilibrium constants used for thermodynamic calculations.

Component	Formula	Activity (a)	Activity coefficient (Y)	Reference
anorthite (an)	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	$0.25X_{\text{an}}(1+X_{\text{an}})^2 Y$	$\exp \left\{ \frac{(1-X_{\text{an}})^2 (2050+9392 X_{\text{an}})}{RT} \right\}$	Newton et al. (1980)
albite (ab)	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	$(X_{\text{ab}})^2 (2-X_{\text{ab}}) Y$	$\exp \left\{ \frac{(1-X_{\text{ab}})^2 (6746-9442 X_{\text{ab}})}{RT} \right\}$	Newton et al. (1980)
grossular (gros)	$\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	$(X_{\text{ca}} Y)^3 (X_{\text{Al}})^2$	$\exp \left\{ \frac{(3300-1.5T)(X_{\text{py}}^2 + X_{\text{py}} X_{\text{alm}})}{RT} \right\}^*$	Newton and Haselton (1981)
almandine (alm)	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$	$(X_{\text{Fe}} Y)^3 (X_{\text{Al}})^2$	$\exp \left\{ \frac{(-3300+1.5T)(X_{\text{py}} X_{\text{gr}})}{RT} \right\}$	Ganguly and Kennedy (1974) Newton and Haselton (1981)
paragonite (pa)	$\text{NaAl}_2\text{M}_1\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	$9.48 (X_{\text{Na}} Y) (X_{\text{Al}})^2 (X_{\text{M}_2}) (X_{\text{Al}})^2 (X_{\text{Si}})^3$	$\exp \left\{ \frac{(1-N)^2 (3250.5+0.167T) + (2342+0.454T) N^*}{RT} \right\}$ N* = Na/(Na+K)	Eugster et al. (1972) Powell (1978)
pyrope (py)	$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}$	$(X_{\text{Mg}} Y)^3 (X_{\text{Al}})^2$	$\exp \frac{(3300-1.5T)(X_{\text{gr}}^2 + X_{\text{gr}} X_{\text{alm}})}{RT}$	Newton (1986)

R = 1.9872 cal deg⁻¹ mol⁻¹

* $X_{\text{py}} = X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Ca}+\text{Mn}, \text{ etc.})$



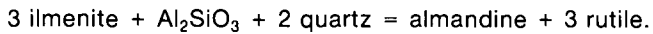
Text-Fig. 14.
 Estimated metamorphic conditions (shaded region) for the Polinik Unit metapelites. Error bars (2σ standard variations) are shown.

Table 3.
 Pressure estimates based on the equilibrium $3ilm + Al_2SiO_5 + 2qz = alm + 3rut$ (BOHLEN et al., 1983). Pressures have been read off the P-T-logK plot presented in BOHLEN (op. cit.; Fig. 3).

SAMPLE	a_{alm}	$K = (1/a_{alm})$	$\log K$	P(Kb) at 600°C
77	0.458897	2.179	0.3382	7.3
	0.5527	1.809	0.2575	8
81	0.473031	2.114	0.3251	7.4
	0.364785	2.741	0.4379	6
	0.344450	2.903	0.4629	5.8
	0.368711	2.712	0.4333	6
81.3	0.4910	2.037	0.3089	7.5
	0.5495	1.820	0.2600	7.8
	0.402404	2.485	0.3953	6.3
	0.485500	2.060	0.3138	7.4
	0.360269	2.776	0.4434	5.9
83	0.479314	2.086	0.3194	7.2
	0.399389	2.504	0.3986	6.2
	0.430532	2.323	0.3660	7.2
85.4	0.373715	2.966	0.4275	6.1
	0.358712	2.788	0.4452	5.7
	0.4385	2.281	0.3580	7.0
68	0.385067	2.593	0.4145	6.3
	0.3741	2.673	0.4270	6.1
9	0.5055	1.978	0.2963	7.6
	0.4602	2.173	0.3370	7.2

Pressure sensitive equilibrium in the system FeO – TiO₂ – Al₂O₃ – SiO₂

BOHLEN et al. (1983) calibrated the pressure sensitive equilibrium



Assemblages containing these reactants are common in the metapelites of the Polinik Unit. Ilmenite tends to be rimmed by rutile, suggesting that the reaction proceeded towards the right-hand side, and therefore estimates based on this geobarometer will give low pressure estimates. Retrogression textures have not been observed, such as rutile needles scattered in the titaniferous biotites. However rutile and ilmenite occur as inclusions in, or are intergrown with, garnet II. Therefore the assemblage garnet II, ilmenite, kyanite, rutile, and quartz can be confidently considered to be a peak metamorphic assemblage.

BOHLEN et al (1983) present a P-T-logK plot for this geobarometer. K is defined as:

$$K = \frac{(a_{ilm})^3 \cdot (a_{ky})}{a_{alm} \cdot (a_{rut})^3}$$

since kyanite and rutile occur as pure phases ($a = 1$), and analysed ilmenites closely approximate the ideal formula (Fe²⁺Ti⁴⁺O₃) and can be treated as a pure phase (no hematite solid solution), the equilibrium constant simplifies to: $K = 1/a_{alm}$ (Table 3).

The activity of almandine has been calculated using the expression given in Table 2, and varies between 0.344 and 0.485 at 600°C. Therefore logK varies between 0.4629 and 0.3138, with a mean of 0.3919 (Table 3). These values suggest pressures at 600°C of 6.2±1.2 kbars. As garnets are rich in almandine and are in the RAOULT's law region, activities are quite reliable and this barometer should be good.

Fig. 14 shows all the equilibria discussed above. The metamorphic conditions deduced from Polinik Unit metapelite are in the range of 620±60°C and 6.25±1.25 kbars.

4. The Strieden Unit

4.1. Introduction

Schists in the Strieden Unit show a varied mineralogy and a distinct metamorphic zonation, indicating increasing temperatures with increasing structural depth. They range from sillimanite-bearing metapelites, with evidence for partial melting in the most northerly outcrops, at the base of the Strieden Unit, to low-grade phyllites at structurally higher levels, further south, immediately underlying the Mesozoic Drauzug sequence. Marble and amphibolite occur throughout the Strieden Unit, forming concordant discontinuous bodies and bands of varying thickness. The amphibolites, in contrast to those in the Polinik Unit, show no textural evidence for a former eclogite assemblage.

Radiometric age data (BREWER, 1969, 1970, discussed in section 5) suggest that the high temperature mineral assemblages are Variscian in age. Alpine metamorphism did not exceed lowermost greenschist facies, which is in contrast to the mid Cretaceous amphibolite facies metamorphism in the Polinik Unit.

The Strieden Unit is separated from the Polinik Unit by subvertical fault zones. Immediately south of these

faults, a 400–700 m wide zone of intense deformation forms the base of the Strieden Unit (Fig. 4). This is an important discrete tectonic contact within the Altkristallin sheet, referred to as the main mylonite zone (MMZ). Radiometric age data suggest it is late Cretaceous to early Tertiary in age (section 5). It generally dips towards the south (50–80°), trending WNW and can be traced across the entire width of the field area. It is comprised of mylonites, which formed during lower greenschist facies metamorphic conditions, derived from a variety of high grade rocks such as diopside-bearing marbles, cummingtonite-bearing amphibolites, augengneisses and pegmatites and sillimanite and andalusite-bearing metapelites.

Subvertical and undeformed N to NNW trending porphyritic, fine-grained, biotite and amphibole lamprophyre dykes (dated at 30–40 Ma, DEUTSCH, 1984) have been found throughout the Strieden Unit. They cut across the mylonites and suddenly terminate at the Ragge – Teuchl fault zone, and are not found in the Polinik Unit.

4.2. Deformation History of the Strieden Unit

The deformation history is complex and not easy to correlate with that in the Polinik Unit. Deformation events are labelled D₁–D₆, and at least four of these events (D₁–D₆) are probably Variscan or older (section 5). D_p deformation is the dominant deformation at the base of the Strieden Unit, in the MMZ, and occurred in the late Cretaceous–early Tertiary (section 5), post-dated by D₆. Brittle faulting and the emplacement of dykes cut the D₆ features and all earlier structures. The deformation history is summarised in Table 4.

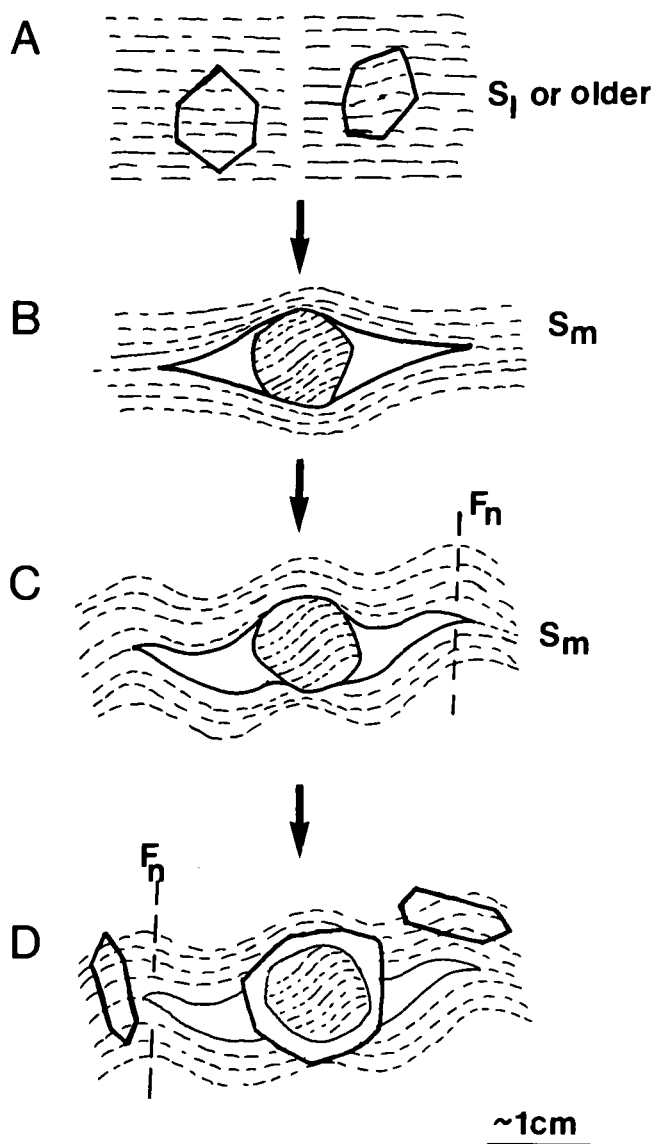
4.2.1. D₁, D_m, D_n fabrics

In schists, D₁ is defined by a segregation layering (S₁) consisting of alternating mm-thick quartzitic and micaceous (muscovite with graphite and ilmenite) layers, and straight inclusion trails of ilmenite and graphite in garnet cores (garnet I, Fig. 15, Plate 3 – Figs. 2–4). In amphibolites, S₁ is defined by layers rich in plagioclase, quartz, amphibole with rare epidote. In marbles, S₁ consists of mm-thick, more weather-resistant, dolomite layers, or layers rich in quartz clasts or other impurities such as mica-laths, graphite trains, oxides and amphiboles.

D_m structures are the earliest to occur regionally. S₁ is isoclinally folded (F_m), (Fig. 16). In schists, F_m is preserved as dismembered and isoclinal fold hinges, which form quartz rods (l_m) aligned within the foliation (S_m). Garnets (gtl) have rotated and have quartz pressure shadows parallel to S_m (Fig. 15). In amphibolites and marbles, S₁ defines similar style, tight to isoclinal folds (F_m), with dm to m-scale wavelengths.

F_n folds form the most prominent folds above the MMZ, defined by the repetition of amphibolite, marble and metapelite zones on a 100–200 m scale, as well as the variation in the orientation of S_m on a 10–30 m scale.

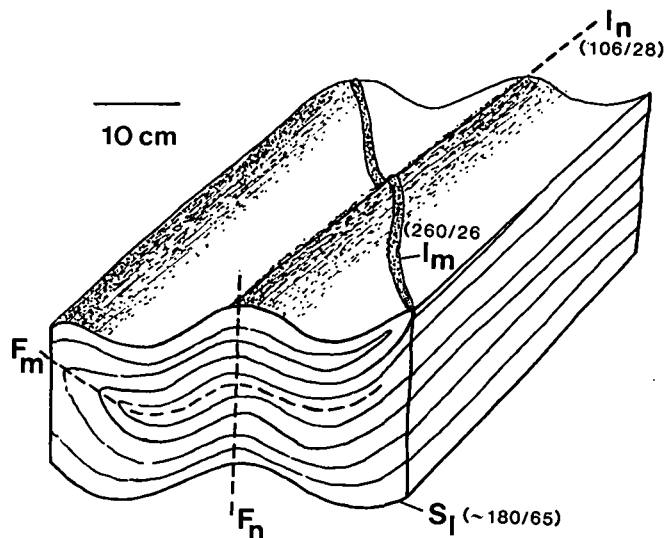
On a regional scale, F_n forms upright to slightly N-verging open to tight folds with up to 100 m



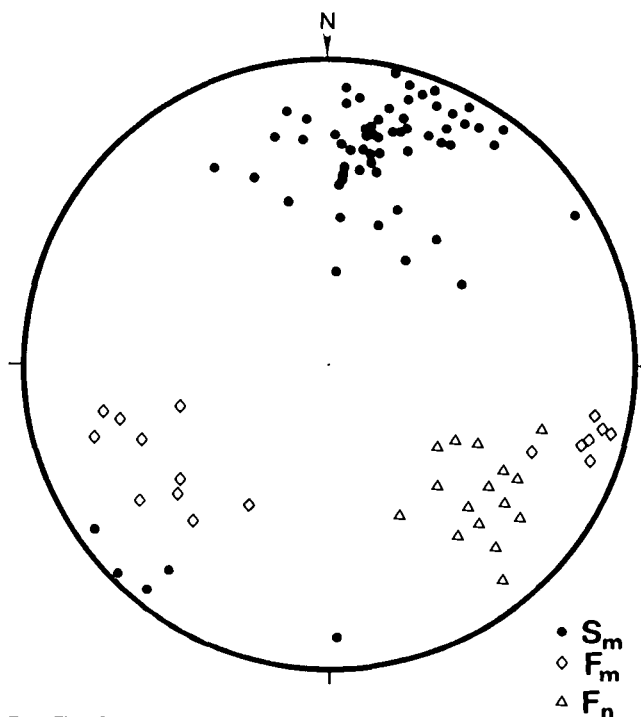
Text-Fig. 15.
Sketch of typical D_1 , D_m and D_n fabrics in schists above the MMZ, in the Strieden Unit:
Superposition of fabrics shown in (d), suggests the following sequence of fabric development.
a) Garnet overgrows a foliation (S_1 or older).
b) Garnets rotate during D_m deformation with the development of pressure shadow zones.
c) Pressure shadow zones are crenulated during D_n deformation.
d) Growth of garnet and staurolite occurs after D_n deformation.

wavelengths. Fold axes vary from subhorizontal to plunging gently E-SE (Fig. 17). Both F_m and F_n fold axes are nearly parallel, resulting in co-axial interference patterns on a dm- to 10's of metres-scale (Fig. 16). Minor dm- to m-scale parasitic folds, occurring in all lithologies, are associated with the large scale F_n structures, and show systematic changes in asymmetry. S_m is crenulated in the minor fold cores.

Further rotation of garnets (gtl) within the enclosing mica- and quartz-rich fabric occurred during D_n , and D_m pressure shadow zones were crenulated (Fig. 15). L_m quartz rods are deformed by D_n crenulations, and the angle between both crenulation lineations (F_n/I_n and F_m/I_m) is less than 30° (Figs. 16, 17).



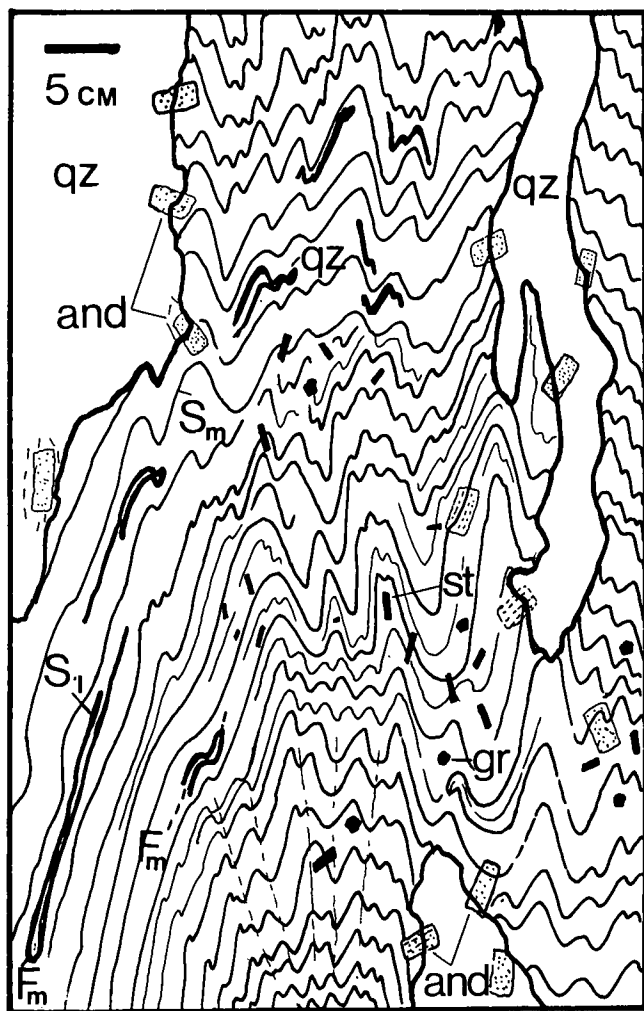
Text-Fig. 16.
Field sketch, showing D_m and D_n structural elements in Strieden Unit quartzo-feldspathic schists, 100 m north of Mt. Schneestellkopf. An earlier quartzo-feldspathic foliation (S_1) is folded isoclinally (F_m). F_m axial planes are subsequently deformed by open F_n folds, with 10's cm wavelengths. D_n fold axes are markedly oblique to D_m fold axes.



Text-Fig. 17.
Equal area stereogram showing relation between poles to the D_m foliation (S_m) and D_m and D_n fold axes (F_m , F_n) in the Mt. Schneestellkopf area. F_n fold axes approximately lie on the pole to the great circle formed by poles to S_m .

4.2.2. Variscan High-Temperature Metamorphism and D_o

D_n deformation was followed by a static high-temperature metamorphism (section 4.3). In schists, the S_n foliation is overgrown by staurolite, garnet II (Fig. 15D), andalusite (Fig. 18) and sillimanite (Plate 3 - Fig. 1-6), and by diopside in marbles. The distinct metamorphic zonation in Strieden Unit schists indicates increasing



Text-Fig. 18.
Field sketch showing andalusite-bearing quartz veins which cut across F_n folds in aluminous metapelites in the Mt. Strieden area. Andalusite, staurolite and garnet (garnet II) overgrow F_n crenulations and therefore post-date D_n deformation.

temperatures towards the base of the Strieden Unit during metamorphism (section 4.3.1.). Mineral assemblages, which overgrow the steeply dipping (60° SSE) S_m or S_n foliation, define S-SSE dipping isograd surfaces (dipping $0-20^\circ$ S). Subsequent intense D_p deformation occurred at the base of the Strieden Unit under greenschist facies conditions.

There is evidence for localised deformation, referred to as D_0 , in sillimanite bearing schists, with textural evidence for partial melting (Fig. 28, Plate 3 – Figs. 7,8). D_0 was either synchronous with or post-dates the formation of the high temperature minerals, such as sillimanite, but pre-dates the emplacement of pegmatites. Sillimanite-bearing gneisses, quartzitic biotite-rich schists, and rare dm-thick layers of cumingtonite amphibolite contain a well-developed foliation (D_{01}), defined by the alignment of the high-temperature minerals (sillimanite, biotite, quartz, feldspar, amphibole), which is folded (D_{02}) into ptygmatic folds. These structures are cross-cut by pegmatites which were emplaced at ca. 265 Ma (CLIFF, pers. comm.). The localised occurrence of D_0 may be related to the thermal softening of rocks in and near a zone of partial melting (see Section 4.3).

4.2.3. $D_p - D_q$ Fabrics

The MMZ is the product of high strain and plastic deformation under lower greenschist facies conditions. A suite of progressively formed structures (D_p-D_q) can be distinguished:

- 1) The main phase structures (D_n), consisting of the mylonitic foliation (S_p) and a stretching lineation (l_p) and associated folds (F_p).
- 2) Sets of microfaults and shear bands which formed at a late stage of D_p and caused extension parallel to the mylonitic foliation and lineation.
- 3) A set of open folds (F_q) and faults (with a thrust-sense displacement) which deform the mylonites, resulting in shortening approximately perpendicular to the mylonitic lineation.

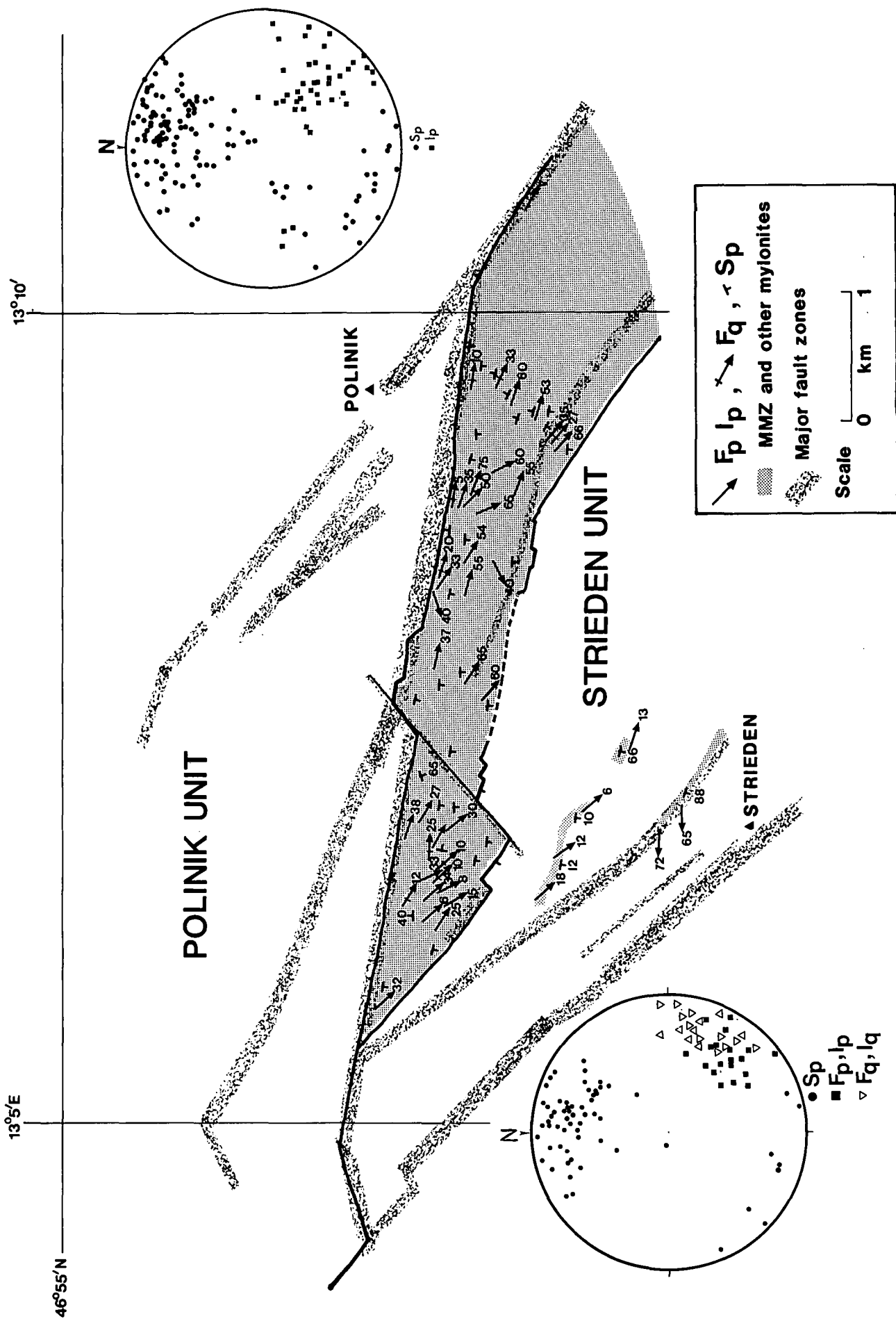
Both boundaries of the MMZ are shown in Fig. 19, 20. The northern contact has been reworked cataclastically by movement along subvertical fault zones. The southern contact is either faulted, with an abrupt change in deformation style above the MMZ (e.g. in the Latisch area where undeformed and mylonitized pegmatites are juxtaposed with each other), or the mylonitic deformation decreases gradually with no sharp boundary to the MMZ (Poliniksee area, Fig. 20). In the latter case, the F_n fold geometry is progressively modified by D_p . Folds have been tightened and flattened and reorientated within the mylonitic foliation (S_p) (Fig. 21). Inter D_n-D_p mineral assemblages are aligned in the transposed foliation. F_n fold axes have been rotated towards parallelism with the mylonitic stretching lineation (l_p).

S_p and F_p in different lithologies

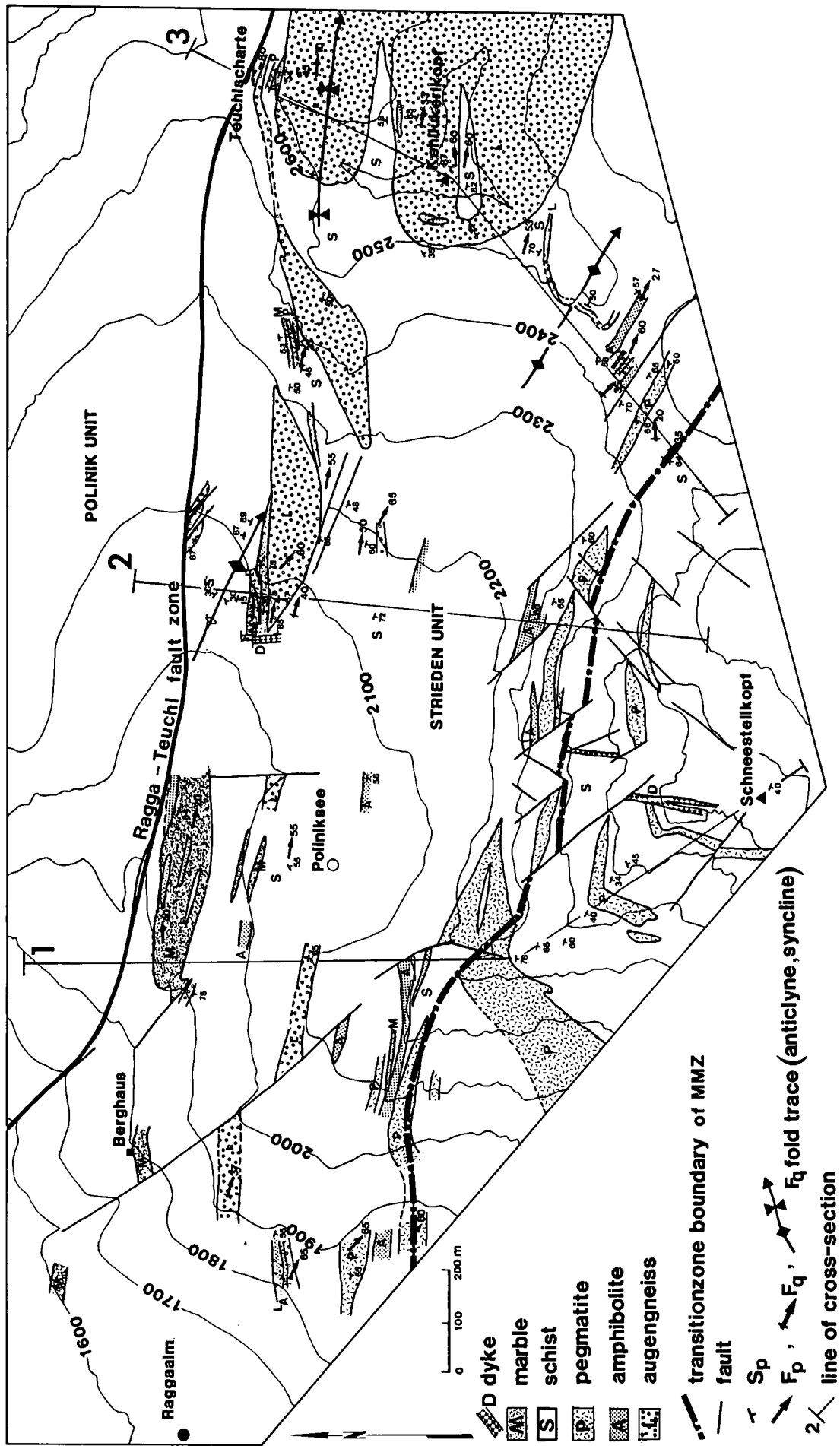
The substantial ductile strain during D_p has transposed the layering and schistosity into a new orientation, axial planar to F_p (S_p) (Fig. 23). However, the degree of transposition varies considerably in the wide range of lithologies found in the MMZ, such as augengneisses, pegmatites, marbles, amphibolites and quartz and mica-rich schists. In general, quartz is the only mineral which shows plastic deformation, deformed by slip along certain crystallographic planes, resulting in crystallographic preferred orientation patterns (Plate 4). Some dynamic recrystallisation occurred in micas. Feldspars behaved as resistant clasts, affected only by brittle deformation, which locally resulted in granulation of the clasts (Plate 5 – Figs. 3,7).

Quartzitic mylonites

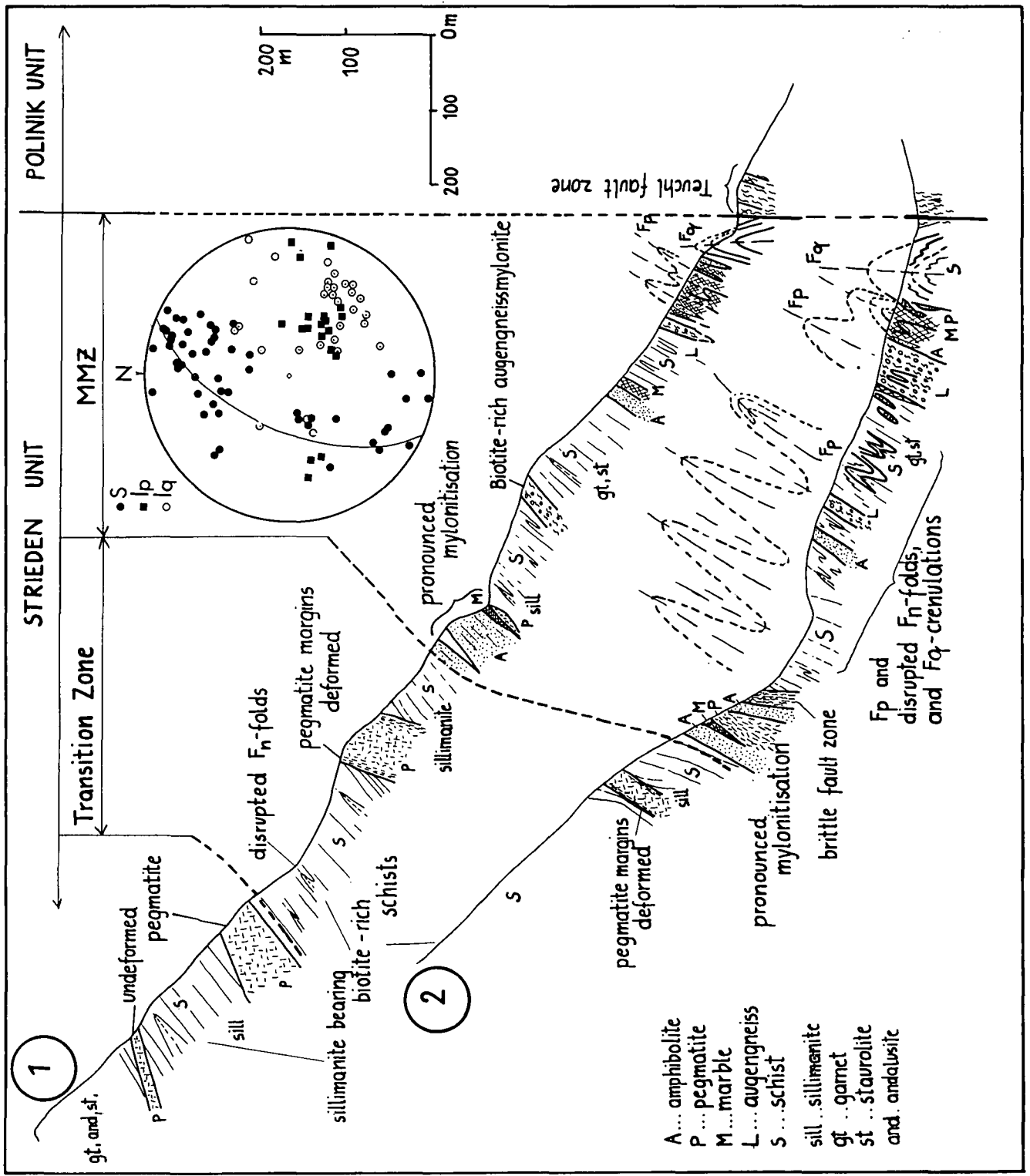
A good mesoscopically visible foliation (S_p) is rarely developed in mylonites derived from quartzitic schists and quartzites. Instead, the mica fabric is a relict foliation (S_n) which is folded around F_p fold hinges (Fig. 23). S_p is only apparent on the microscopic scale, where it is defined by the preferred orientation of elongate quartz grains or quartz ribbons, which are aligned within F_p axial surfaces, with their elongation direction often perpendicular to or at a high angle to mica-rich layers (Fig. 23, Plate 4). Individual quartz ribbons have aspect ratios of 30 : 1 in large grains (up to 6 mm long) and 10 : 1 in smaller grains (0.2 mm long). Ribbon grains are variably recrystallised along grain margins or along subgrain boundaries to form grains less than 0.2 mm in diameter (matrix grains). Ribbon grains commonly have subgrain boundaries which make a constant angle with the grain elongation direction. In thin sections cut perpendicular to both S_p and l_p , quartz



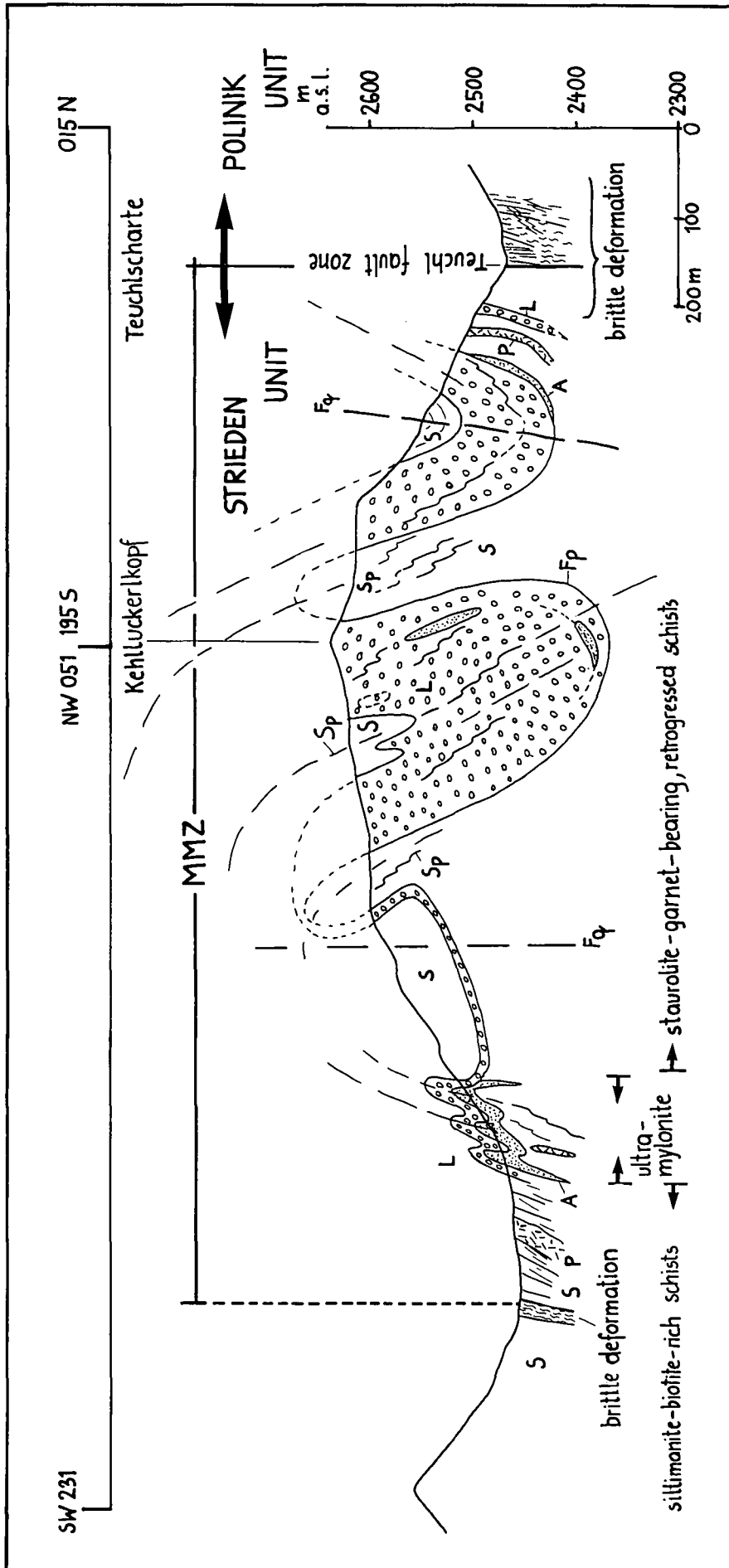
Text-Fig. 19.
 Map showing the MMZ at the base of the Strieden Unit and D_p and D_q deformation orientation data (S_p, I_p, I_q).
 D_p and D_q deformation is restricted to the MMZ and other minor mylonite zones. Equal area stereogram on the right-hand side contains all D_p orientation data collected in the study area. The equal area stereogram on the left-hand side, bottom corner, contains all D_p and D_q orientation data collected in the Latisch alm area.



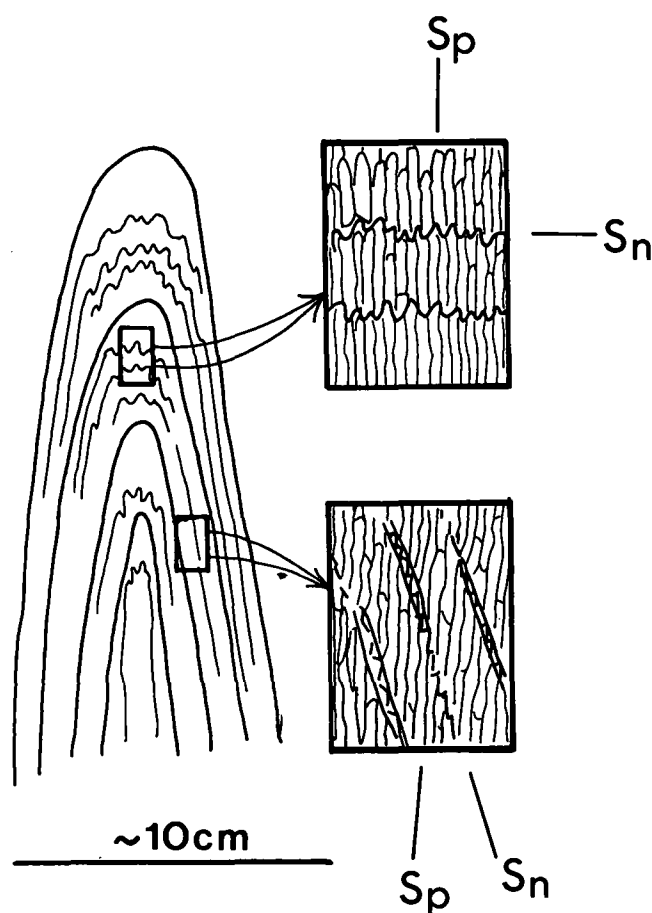
Text-Fig. 20.
 Geological map of the area around Pollniksee (see Fig. 4 for location), showing the complex deformation and variety of lithologies in the MMZ.
 The position of the transitional top to the MMZ is also shown. Cross-sections are shown in Figs. 21, 22.



Text-Fig. 21.
 Cross-sections through the base of the Strieden Unit (cross-sections 1 and 2 in Fig. 20).
 Note the structural position of the MMZ (at the base of the Strieden Unit) and the increase in deformation, observed in pegmatites and from F_p fold structures, at progressively lower structural levels.



Text-Fig. 22.
 Schematic cross-section across deformed Kehluckerkopf augengneiss (cross-section 3 in Fig. 20), looking up plunge of F_q folds, showing a major F_q synform and antiform.



Text-Fig. 23.
Sketch showing the relation between D_p and pre- D_p fabrics in a sheared quartzitic schist.
A pre- D_p foliation (S_n) has been folded and crenulated in the core of a F_p fold, while a folded quartz band contains an axial planar fabric defining the D_p foliation (S_p). C-axes in quartz subgrains have a constant preferred orientation throughout the F_p fold structure.

bands are tightly folded on a mm-scale, with axial planes parallel to S_p and fold axes oriented subparallel to the stretching lineation l_p (Plate 4 – Figs. 3,4,5). The preferred crystallographic orientation of quartz subgrains is unaffected by these F_p folds.

Mylonitic amphibolites

S_p is parallel to a compositional layering and consists of 0.1–1 mm wide bands of pure quartz alternating with layers rich in porphyroclasts of green hornblende, plagioclase (20–30% anorthite) and sphene aligned within a black, fine banded matrix of comminuted material (ultramylonite) derived from the parent rock (amph – plag – qz – sph – ore). With increasing deformation, the percentage of clasts and their grain size decreases until, in extreme cases, cm-thick bands of ultramylonite, devoid of clasts, alternate with layers which are rich in aligned porphyroclasts. A mineral lineation (l_p) is defined by the preferred orientation of the porphyroclast grains which form rods in the well developed mylonitic foliation and define a stretching lineation (l_p).

Mylonitic marbles

S_p is apparent in thin section only, defined by the alignment of elongate calcite grains and occasional mica, chlorite and amphibole grains. S_p is either parallel to or cuts the compositional layering. The latter is

defined by layers of impurities and concentrations of more weather resistant dolomite grains. Where marbles are intruded by pegmatites, D_p penetrative deformation appears to have been accommodated preferentially in the marbles. The pegmatites are boudinaged and contain the S_p foliation only near their margins. Thin amphibolite layers within marbles are also boudinaged and have been stretched, within S_p , parallel to l_p . The orientation of individual boudins is oblique to S_p , which is deflected around the boudins. The sense of shear, inferred from the sense of obliquity with respect to S_p , agrees with other shear sense indicators in the mylonites (see below).

Mylonitised pegmatites and augengneisses (Plate 5)

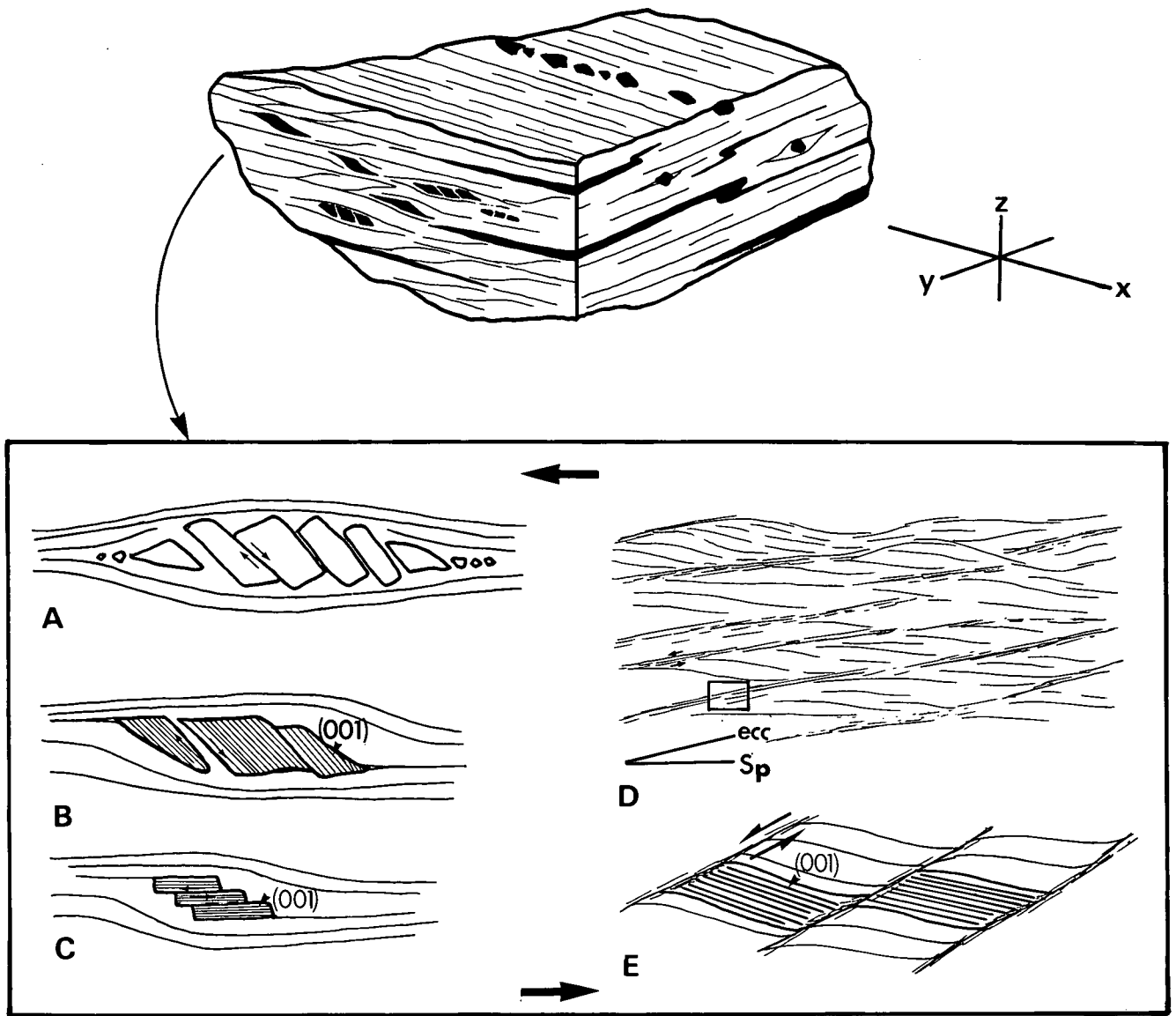
These have a well developed mesoscopic S_p which is defined by the preferred orientation of elongate and planar feldspar, tourmaline (restricted to pegmatites) and mica porphyroclasts, embedded in a rock matrix of fine-grained recrystallised quartz, granular feldspar and sericite. Rods of porphyroclasts of tourmaline and feldspar define an extensional lineation (l_p), (Plate 5 – Figs. 1,2,4).

Geometry of D_p fabric

S_p is axial planar to tight to isoclinal asymmetric folds, recognised on all scales, plunging E to ESE at 30–60° (Fig. 19). These re-fold F_n , forming complex interference patterns (co-axial refolding and doubly plunging geometries); F_p axes make angles of up to 85° with F_n , but are within 10° of l_p stretching lineation. On a cm-scale, S_p is itself locally deformed into asymmetric tight to isoclinal similar folds (Plate 4 – Figs. 3, 4, 5). These have variable vergences, with axial surfaces at a low angle or parallel to the mylonitic foliation. Fold axes are parallel to the mylonitic lineation. However, the quartz fabric shows a well developed crystallographic preferred orientation which is constant throughout the fold. These folds therefore probably nucleated after a strong foliation had already formed, possibly as a result of flow instability in a highly anisotropic material (PLATT et al., 1980) and were progressively amplified, flattened and rotated during continued flow in the mylonites. Fold axes may also have been rotated in opposite directions towards the long axis (x-direction) of the finite strain ellipsoid. This process leads to the formation of sheath folds. Sheath folds have been observed in the Kelluckerkopf augengneiss, where m-scale elliptical traces of S_p are found in sections perpendicular to l_p , and in marbles south of Polniksee.

Late phase D_p structures in mylonites

S_p is cut by microfaults (cm- to mm-scale). If the sense of movement along these faults is described relative to S_p , normal faults and thrust faults can be distinguished. Sets of faults with a normal fault sense (Plate 5 – Fig. 5) are observed in sections perpendicular to S_p and parallel to l_p . They tend to have a listric geometry and cut S_p at angles less than 37°. They intersect S_p at a high angle to l_p . Movement on such faults has resulted in extension along l_p in the plane of S_p . PLATT and BEHRMANN (1986) describe similar features, which they call extensional crenulation cleavage. Extensional crenulation is very common in mica-rich mylonites, where it forms single or conjugate sets with opposite senses of displacement. The cleavage zones contain fine aggregates of white mica (50–200 μ) de-



Text-Fig. 24.

Block diagram showing the mylonitic fabric observed in three orthogonal sections of a Strieden Unit quartzitic schist.

The sections are described relative to three orthogonal axes x , y and z . The x -axis is parallel to the mylonitic lineation and the z axis is perpendicular to the mylonitic foliation. Typical shear sense indicators (sinistral) are illustrated: A, B and C show various styles of microfaulting in porphyroclasts; D, E show extensional crenulation cleavages in a micaceous fabric.

rived, but differing chemically, from coarser older grains. New grains are richer in iron, which suggests that they have formed during a phase of non-isochemical recrystallisation, which probably occurred during the progressive D_p deformation, when the fluid composition changed and the temperature decreased.

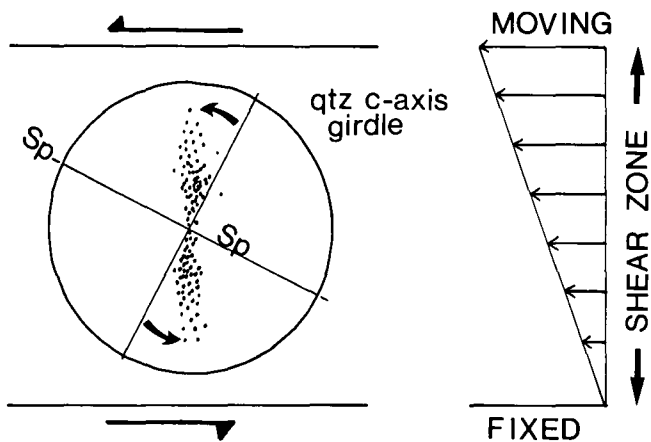
Both extensional faults and extensional crenulations probably formed in the last phases of D_p . Conjugate sets of faults, symmetrically oriented with respect to the mylonitic foliation, suggest that the deformation during at least the late phases of D_p may have deviated from non coaxial deformation (shear deformation) and may in places have resulted in coaxial flattening of S_p .

Faults with a thrust movement sense are commonly observed in thin sections perpendicular to both S_p and l_p . They too have a listric geometry and have accommodated shortening in a direction normal to l_p . Asymmetric mm- to cm-scale crenulations of S_p , with axes approximately parallel to l_p , appear to have been caused by drag on these faults.

Kinematic indicators

D_p occurs in a distinct zone of intense deformation within the Altkristallin, which is likely to have accommodated a large amount of relative motion of its boundaries. However, no displaced marker horizons have been found, and its boundaries cannot be precisely defined. Therefore, features of the internal deformation must be used to determine the sense of shear, defined as the sense of rotation of the vorticity (spin) of the strain field which acted during deformation in the MMZ. Knowledge of this provides considerable constraints on tectonic models for the development of the Altkristallin.

Microstructures and crystallographic fabrics in naturally deformed rocks have proved particularly useful in assessing the kinematics of deformation events (LISTER & WILLIAMS, 1979; SCHMID et al., 1986; BOUCHEZ et al., 1983; SIMPSON & SCHMID, 1983; BEHRMANN et al., 1982). A variety of fabrics, such as the orientation of minor shear bands, the preferred orientation of quartz c-axes



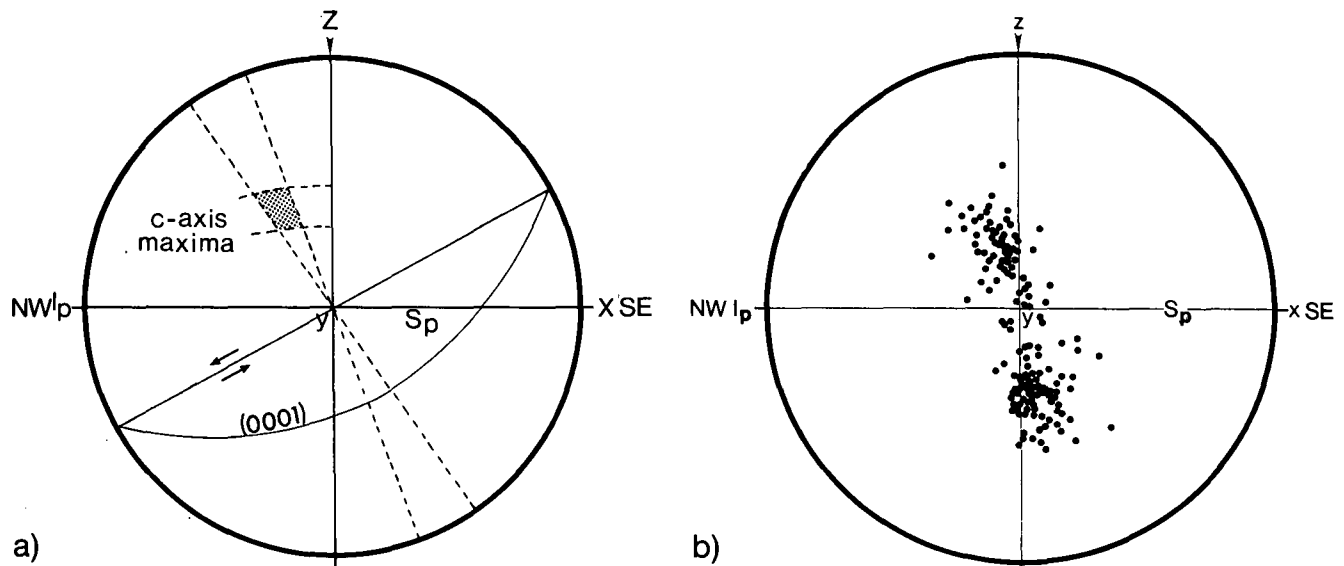
Text-Fig. 25.
Diagram showing the assumed relation between a single quartz c-axis girdle distribution and the mylonitic foliation (S_p), for the case of sinistral simple shear.
The c-axis girdle tends to be perpendicular to the shear zone walls (flow direction) and hence is rotated anticlockwise of the mylonitic foliation (S_p).

(CPO), and the asymmetry of pressure shadows and sigmoidal micas, have been used to deduce a sense of shear (Fig. 24, 25).

Quartz crystallographic preferred orientation

Various models (LISTER & WILLIAMS, 1979) suggest that the greatest concentration of quartz c-axes lie in a plane normal to the flow or shear direction and that the foliation marks the xy plane of the finite strain ellipsoid (BOUCHÉZ, 1978). Therefore, the relative orientation of the flow direction, which is parallel to the shear zone walls in simple shear, and the mylonitic foliation can be used to deduce the sense of shear. If the former is anticlockwise of the latter, then the shear is sinistral (Fig. 25).

Using a Universal Stage microscope, C-axis orientations have been measured from dynamically recrystallised quartz ribbons in several orientated mylonite samples. The preferred orientation pattern of the crystallographic c-axes can show:



Text-Fig. 26.
Equal area lower hemisphere stereograms showing quartz c-axis distribution for quartz tectonites.
a) C-axis orientations in sample 329, measured with an optical microscope and sensitive tint plate, in two orthogonal sections parallel to the xz and yz sections (see Text. Fig. 24).
b) C-axis orientations in sample 382, measured on an universal stage..

- 1) A distinct 'single girdle' topology with two maxima oriented at an angle of 60–80° to the S_p trace. The sense of shear is given by the asymmetry of the c-axes topology (Fig. 26B).
- 2) A single c-axes maximum, which forms angles of 35–45° with the y-axis, inclined 12–15° with respect to the yz plane (Fig. 26A).
The sense of shear deduced from this data agrees with that derived from other indicators: the orientation of muscovite fish, which, in pegmatite and augengneiss mylonites, form displaced and broken grains, displaced along (0001) planes and orientated oblique to S_p (Plate 5); shear bands, which consistently make an angle of 30–40° with the mylonitic foliation (Plate 5 – Figs. 1,2,6) and have accommodated shear with associated drag of adjacent quartz layers; and the asymmetry of granulated tails of feldspar clasts, which can be traced for several centimetres along the mylonitic foliation before they taper out (Plate 5 – Fig. 7).

D_q deformation

On a regional scale, the orientation of S_p varies from gently to steeply dipping. The orientations of D_p fold axes and lineations are shown in Fig. 19 and in Plate 4 – Fig. 2. In the Kellluckerkopf area, asymmetric folds (F_q), which deform the mylonitic foliation on a cm- to m-scale, can be correlated with large scale variations in the orientation of the mylonitic foliation (Fig. 22). Areas where S_p is steeply dipping or flat lying correspond to F_q fold limbs or hinges respectively.

The poles of the mylonitic foliation crudely lie on a great circle in the stereographic plot, and the pole to this great circle has a similar orientation to that of small scale F_q asymmetric folds. This suggests that the mylonitic foliation (S_p) has been folded on a large scale by a series of moderately plunging folds. The outcrop pattern of the Kellluckerkopf augengneiss, with the repetition of lenses of augengneiss and schists, marbles and amphibolites, may be the product of D_q .

D_q deformation is restricted to the MMZ. This may be explained in a number of ways:

- D_q occurred in a zone of weakness controlled by lithology, rock fabric or temperature.
- D_q occurs in the core of a large km-scale upright, ESE to SE trending, antiformal structure, which has been subsequently truncated by the Ragga - Teuchl fault zone.

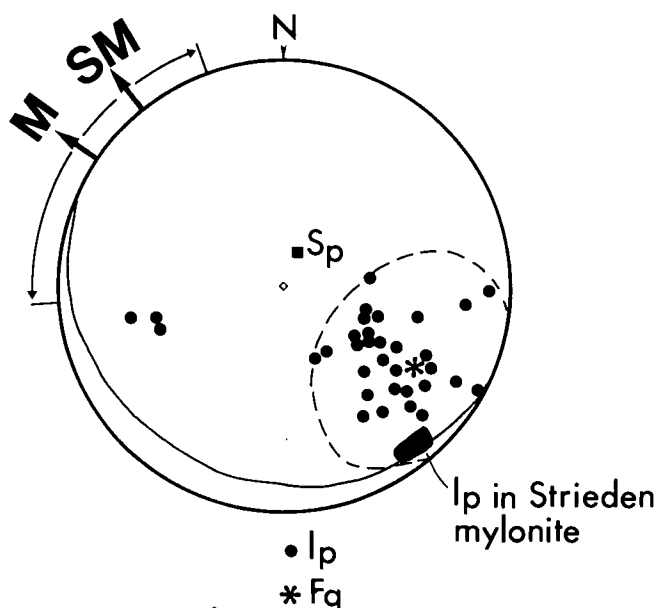
In the latter case, D_q may correlate with the D_4 antiformal structures within the Polinik Unit. The correlation of D_q with deformation in the Polinik Unit is discussed in section 5.

D_q structures have been modified by movement along the Ragga-Teuchl fault zone. Away from the fault, the trend of F_q fold axes is markedly oblique to that of the fault, whereas, close to the fault, they trend more nearly parallel to the fault, as well as plunging more gently (Fig. 19). This suggests that F_q fold axes have been rotated about horizontal and vertical axes as a consequence of movement along the fault, and that movement along the fault zone contained a component of strike slip.

4.2.4. Original Orientation of S_p and I_p

The following evidence suggests that the mylonitic foliation originally formed as a sub-horizontal planar fabric:

- 1) In the structurally higher parts of the Strieden Unit, above the MMZ, thin mylonite zones (for instance the quartz mylonite near Mt. Strieden, Fig. 19), show no evidence for D_q , and hence may be near their original orientation, dipping at 15° or less.
- 2) After removing the effects of D_q on the mylonitic foliation (without correction of the fold plunge) in the MMZ, S_p dips gently (less than 30°) though in

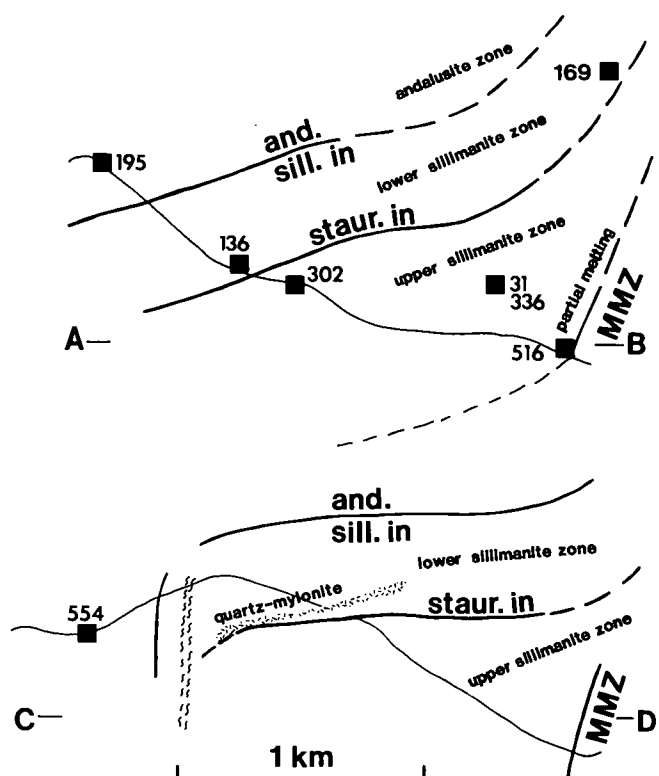


Text-Fig. 27.

Unfolding the I_p stretching lineation, taking account of F_q folding: the lower hemisphere equal area stereogram shows the I_p stretching lineations in the MMZ.

Lineations are scattered and do not lie on a single small circle about an average F_q axis. Dashed curve is the largest small circle about the average F_q axis which encompasses most of the data. If the F_q axis is rotated to the horizontal (about a horizontal axis), the intersection of the circle with the edge of the stereogram gives an estimate of the range in unfolded lineation trends, assuming that the mylonitic foliation was horizontal initially. The median trend (and scatter, (M)), as well as that for the unfolded Strieden quartz mylonite (SM), are marked by arrows.

variable directions. This apparent variation in the orientation of S_p orientation, manifested in the variation (trend and plunge) of F_q fold axes, may be the result of subsequent warping and twisting of the deformed mylonite zone as a consequence of movement on the Ragga - Teuchl fault zone.



Text-Fig. 28.

a) Opposite page.

Topographic map of part of the Strieden Unit in the Latschalm and Striedenalm area, showing localities of samples (mineral assemblages of samples listed in Table 5) and isograds (cross-sections are shown in Fig. 28b).

b) This page.

Two cross-sections (see Fig. 28a), showing the geometry of the andalusite/sillimanite and staurolite-in isograd surfaces.

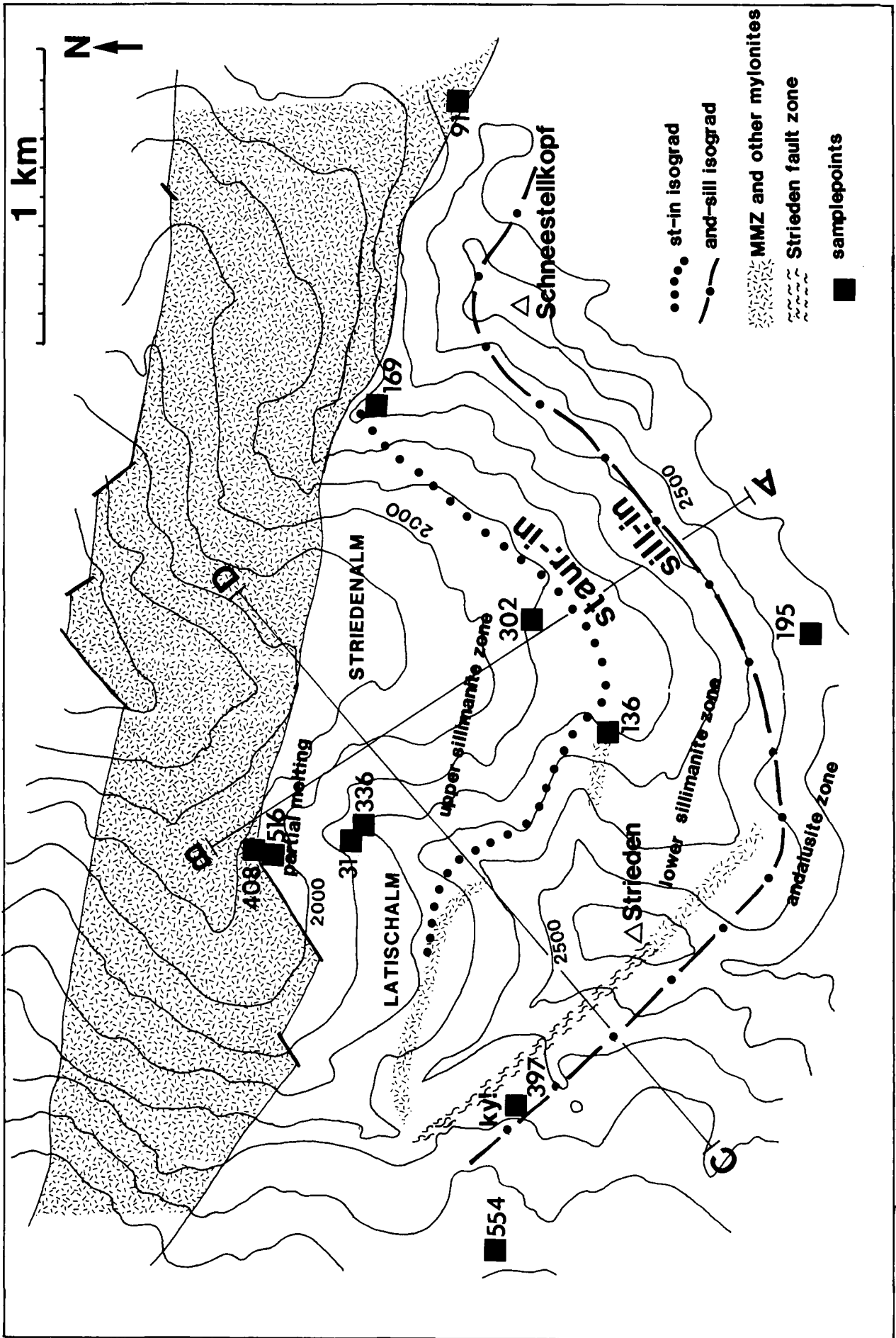


Table 4.
Summary of the deformation history of the Strieden Unit, showing correlation of fabric elements in different lithologies, with large-scale structures.

DEFOR- MATION	AGE	METAMORPHISM	TECTONIC SIGNIFICANCE	SCHISTS & GNEISSES METAPELITES, QUARTZITIC SCHISTS Large scale- Micro-struct.	AMPHIBOLITES Large scale- Micro-struct.	OTHER LITHOLOGIES MARBLES, PEGMATITES, AUGENGNEISSES Large scale- Micro-struct.
D_2		Regional burial metamorphism	Deposition of sediments	S_2 segregation layering, quartz segregations. S_2 preserved as graphite-trails and aligned ilmenite cryst. as inclusions in mus and gt.	Fsp and amphib-rich segregation layering.	Compositional layering (dol, cc) in marbels. ? Intrusion of granite bodies onto which the Palaeozoic sediments were deposited.
		Growth of gtI across S		growth of gtI and possibly stI across S_2		
D_m			Large-scale folding and imbrication, seen along lithological contacts.	F_m isoclinal folds, l_m quartz-rods aligned in S_m gtI rotated in S_m , pressure shadows filled with qz & chl aligned parallel to l_m .	Tight folds in amph (F_m).	Isoclinal folding in marbles. ? Emplacement of granite-augengneiss-bodies as sheets.
D_n			Large-scale folding.	S_m crenulated F_m large-scale crenulated, further E-W trending, N-rotation of gtI. verging open to tight folds. At base of Strieden Unit S_n axial planar to F_n .	Complex interference folds between F_m and F_n in marbles. ? Interfolding of augengneiss with marbles, schists and amphibolites.	
M_v	$2 \frac{3}{20}$ Ma	Amphibolite facies metamorphism, occurs in two stages:		Amph. facies stage 1: Qz-veins, containing euhedral and-crystals cut across F_n folds. St, biII, gtII, plagiI cut across the S_m or S_n foliation. Amph. facies stage 2: sill replacing and stI \rightarrow stII, gt \rightarrow bi+sill, gt atoll struct. Direct evidence for partial melting in structural deepest position in the Strieden Unit.	Refolded isoclinal F_m -folds in amphibolites. Cross-cutting amphibole laths, plagi porphyroblasts.	Diopside-bearing marble

$D_0(1+2)$	Restricted to Lower sill-zone Cooling ages (K/Ar). Greenschist facies metamorphism	Tight F_{02} folds, deforming sill-bearing schists (? plastic deformation of hot rocks). S_1 defined by the alignment of sill-bi-rich domains.	L_0 amph. mineral lineation.
300 Ma	Restricted to Lower sill-zone Cooling ages (K/Ar). Greenschist facies metamorphism	Tight F_{02} folds, deforming sill-bearing schists (? plastic deformation of hot rocks). S_1 defined by the alignment of sill-bi-rich domains.	L_0 amph. mineral lineation.
265 Ma	Emplacement of pegmatites in structural lower part of the Strieden Unit.		Emplacement of pegmatites as sheets and irregular-shaped bodies, cutting across D_n and D_0 structures.
D_p	Lowermost green-schist facies <i>med.</i> MMZ: subhorizontal main mylonite zone and minor thin mylonites, transport direction towards the NW D_0 brings the Polinik Unit and the Strieden Unit together	D_p restricted to MMZ and thin mylonites. F_p isoclinal folding L_p stretching lineation S_p mylonitic foliation Earlier fabric elements rotated into parallelism with the mylonitic foliation S_p and the lineation L_p . L_p defined by quartz ribbons, which contain recryst. grains and sub-grains which show a cryst. preferred orientation. S_p deforms amph. facies mineral assemblages which are retrogressed to greenschist facies mineral assemblages. (sericite, chl, marg, ab). Grain-size reduction processes dominate over recrystallisation (seen only in qz and the new-formation of sericite). Extensional crenulation cleavage & extensional microfaulting of clasts at a late stage of D_p causing further stretching within S_p and parallel to L_p .	F_p sheath-folds in Kehluckerkopf Augengneiss. S_p in augengneisses defined by plastically deformed quartz grains, asymmetrically aligned mica-fish, granulated feldspars. In pegmatites tourmaline often define L_p (pegmatite mylonites), boudinage of pegmatite bodies. Marble-tectonites (brittle def. processes dominate, cc and dol porphyroclasts are aligned in S_p) S_p in marble tectonites cuts across S_m
D_q	Greenschist facies Restricted to MMZ NE directed shortening. Steepening of S_1 towards the Ragga-Teuchl fault zone.	F_q folds (cm-100m) Small-scale thrust faults cause shortening of the mylonitic foliation perpendicular to L_p . Quartz preferred cryst. orientation deformed by crenulations and microthrusts. Dykes cut across F_q	
less than 60 Ma ago	Less than 60 Ma ago		
30-40 Ma	Emplacement of subvertical dykes (N-S trending) contemporaneously with development of a conjugate set of subvertical faults, N-S shortening and W-E extension.		
less than 30 Ma ago	Movement (strike-slip and dip-slip) along the Ragga-Teuchl fault zone. No dykes found north of this fault zone.		

Post- D_q deformation may also explain the scatter in l_p lineations, which might otherwise be expected to fall, on a stereogram, on a small circle about the F_q axis (assuming a mainly flexural flow mechanism of folding, accommodated along the mylonitic foliation), (Fig. 27). Lineations, which fall on the largest small circle about the average F_q axis, have been unfolded by

- rotating F_q to the horizontal (about a horizontal axis);
then
- rotating (in both directions) the lineation along the rotated small circle to the horizontal.

The resultant two possible trends of the unfolded lineation give some estimate of the uncertainty in the original orientation of l_p , assuming that S_p was horizontal.

In general, microstructures suggest that the mylonites have developed in the following way:

- 1) Simple shear and plastic deformation in quartz bands.
- 2) Fracturing and extension of porphyroclasts (e.g. feldspar, tourmaline) parallel to the mylonitic foliation.
- 3) Shortening of the mylonitic foliation in a direction within the foliation and perpendicular to the lineation, accommodated along mesoscopic low-angle thrust faults and asymmetric folds.
- 4) Extension of the mylonitic foliation in a direction within the mylonitic foliation and perpendicular to that in (3), accommodated by meso- and microscopic normal faults with a listric fault geometry.

Evidence discussed earlier suggests that the mylonitic foliation (S_p) was originally subhorizontal. Assuming both this and that movement was parallel to the mylonitic lineation, microstructures suggest that, after removing the effect of D_q (discussed earlier), the original upper plate to the mylonitic shear zone moved NW (transport direction $300 \pm 40^\circ$), (Fig. 27), with a preferred direction of ca. 315° , relative to the lower plate.

4.3. Metamorphism of the Strieden Unit

4.3.1. Distribution of Minerals

(Figs. 28,29)

Schists in the Strieden Unit show a distinct high temperature metamorphic zonation. A high temperature (upper) sillimanite zone, with local evidence for partial melting, can be distinguished from a lower sillimanite zone, where sillimanite coexists with staurolite. A zone of andalusite-bearing schists can also be distinguished. The boundary between the sillimanite and andalusite zones defines a surface where sillimanite is in equilibrium with andalusite. Another surface, which marks the limit of staurolite occurrence, is subparallel to the sillimanite-andalusite transition zone. The intersections of these surfaces with the topography suggest that they dip gently ($0-20^\circ$ S-SE), but steepen up both near the MMZ (ca. 50° S) and the Strieden shear zone (ca. 90°) (Fig. 28B). The steepening near the MMZ may be due to D_q deformation, which folds the mylonitic foliation (S_p) (section 4). Furthermore, these surfaces are oblique to the MMZ. The MMZ cuts across the isograd surfaces at a shallow angle, and appears to

cut down into higher grade rocks in the transport direction, towards NW. Sillimanite and andalusite-bearing schists are juxtaposed and deformed within the MMZ. In the following sections, the sillimanite-andalusite and staurolite surfaces are used as reference surfaces for determining the structural position of the metamorphic assemblages (Table 5). Therefore, the present maximum structural separation of samples discussed in this section is estimated to be about 1.5 km (ca. 0.5 kbar pressure difference).

4.3.2. Mineral Chemistry

Garnets

Garnets in andalusite-bearing metapelites (sample 554, Fig. 30A), show characteristic zoning patterns, and cores (gt I) can be texturally and chemically distinguished from rims (gt II). Garnets are generally euhedral and typically contain inclusions of quartz, ilmenite and graphite, in some cases showing evidence of rotation during growth (garnet I, Fig. 15; Plate 3 - Fig. 3). 'Normal' chemical zoning (HOLLISTER, 1966), characterised by bell-shaped patterns (Fig. 30A) for Mn and Ca, are typical, whereas Fe and Mg increase from the core towards the rim. The Mg zoning profile shows symmetrical maxima near the garnet rim, caused by a drop in the Mg/Fe ratio at the edges. At these Mg maxima, the mean garnet composition is: pyrope 8.8 mol-%; grossular 1 mol.-%; spessartine 3 mol.-%; almandine 87.2 mol.-%. In the cores of garnets, the composition is: pyrope 4.6 mol-%; grossular 5.6 mol.-%; spessartine 7.3 mol.-%; almandine 82.5 mol.-%.

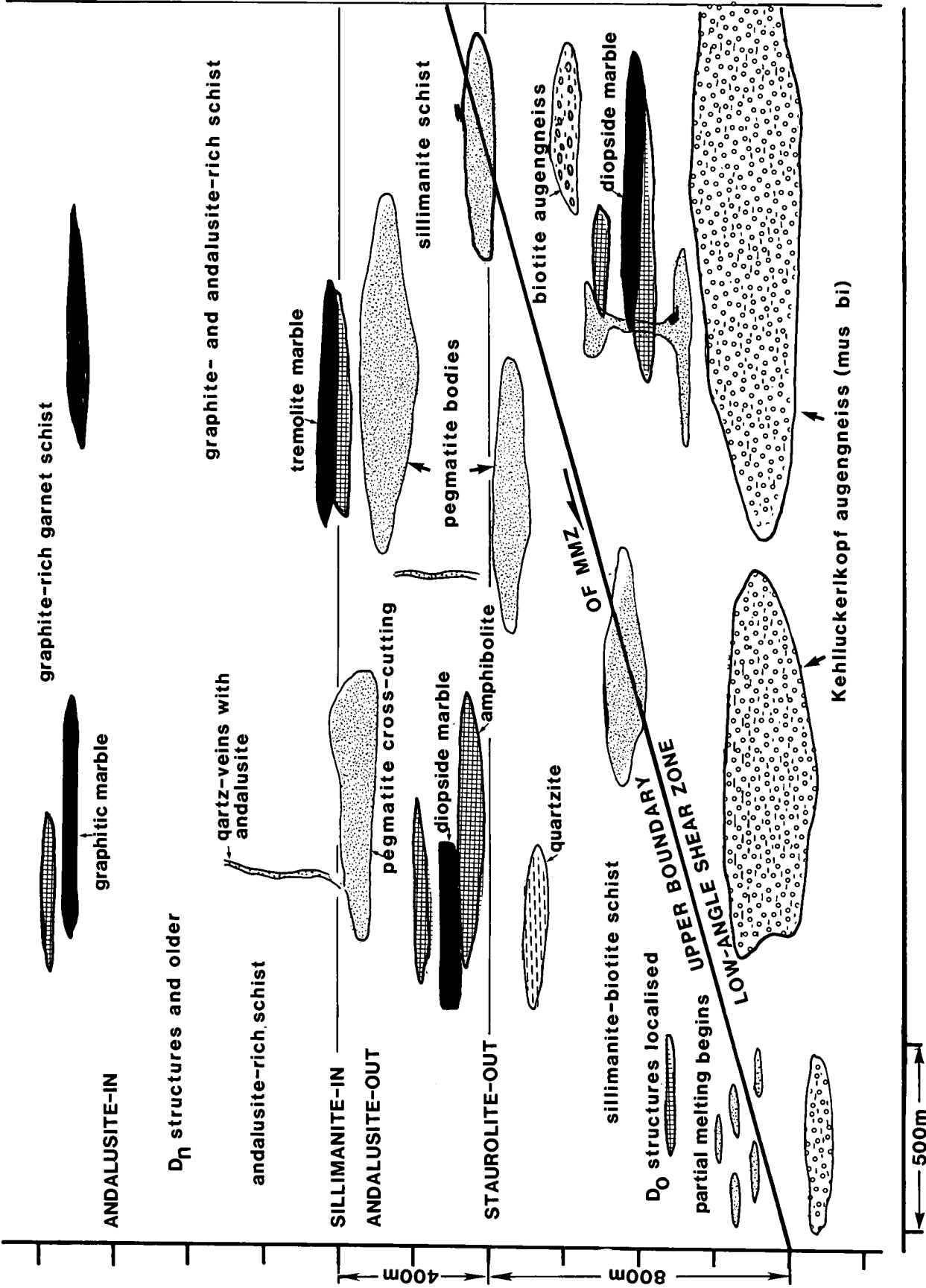
The garnet rims (garnet II) are texturally different from the rest of the garnet (garnet I); they form clear, narrow, 100-500 μ wide, often discontinuous bands, often intergrown with small euhedral staurolite and biotite which crosscut the foliation S_n (Figs. 15, 18). It is therefore likely that the change in the garnet zoning pattern towards the garnet rim marks the crystallisation of new Fe- and Mg-bearing phases, such as staurolite and biotite; the resulting equilibria requiring the garnet to become less Mg-rich.

Within the sillimanite zone, garnets are variably replaced by biotite (e.g. samples 516.2, 136, Fig. 30B,C). In general, a modal rise of sillimanite and biotite is observed with increasing structural depth, and is accompanied by a decrease in staurolite, muscovite and garnet.

Corroded garnets form atolls, where garnet cores are replaced by coarse, randomly oriented biotite laths which contain bundles of fibrolitic sillimanite (Plate 3 - Fig. 1). The end-product of garnet breakdown is a matted knot of fibrolite intergrown with biotite, and still preserving the shape of the original garnet.

All analysed garnets within sillimanite-bearing rocks are characterised by an unusually high Mn or Ca content. In sample 516.2, which contains sillimanite-biotite pseudomorphs after garnet and rare garnet, the mean garnet core composition is: pyrope 8.2 mol.-%; grossular 3.2 mol.-%; spessartine 18.9 mol.-%; almandine 69.3 mol.-%; andradite 0.4 mol.-%. In this case, the high spessartine content (18.9 mol%), or in sample 136 the high grossular content (18.7 mol.-%), may have prevented garnet from further break down (Appendix D).

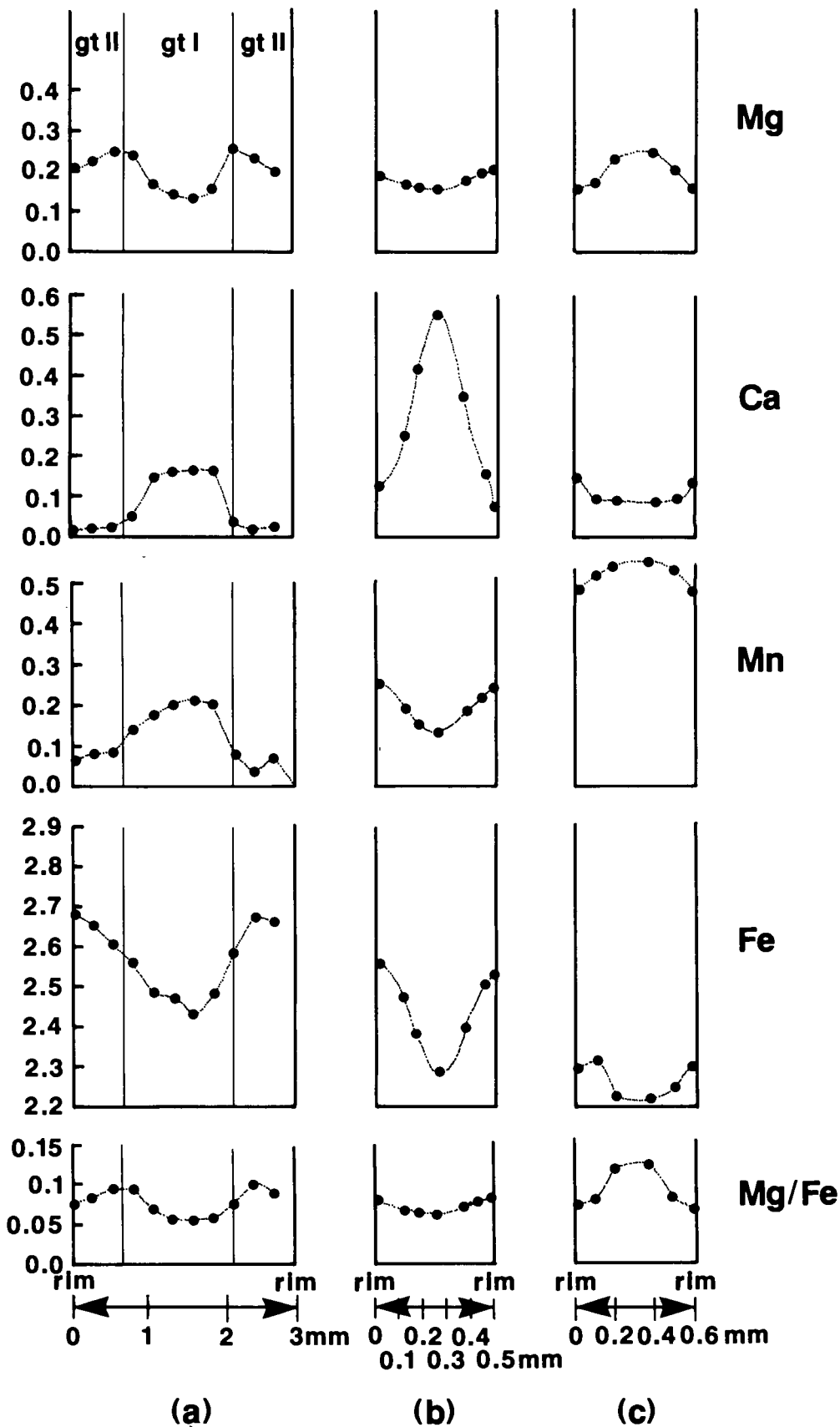
The Mn enrichment of garnet can be explained by either the result of:



Text-Fig. 29. Schematic summary cross-section through the basal part of the Strieden Unit, prior to the D_p and D_q deformation, parallel to the D_p stretching lineation (NW/SE), showing the metamorphic zonation in the different lithologies, and the postulated distribution of structural elements (D_n and D₀) prior to D_p and D_q deformation.

- replacement phenomena, with Mn concentrating in the remaining garnet as it breaks down;
or
- the breakdown of ilmenite, releasing Mn, which was incorporated into garnet, while biotite accommodated the Ti.

Textural evidence suggests that ilmenite, which occurs as inclusions in garnets and also in the surrounding micas, recrystallised into coarse clots during garnet breakdown. Recrystallised ilmenite is typically more Mn-rich than primary ilmenite in the matrix (e.g. 0.9–1.2 % TiO₂ in the original ilmenite, 4–5 % TiO₂ in



Text-Fig. 30.
Microprobe profiles of chemical compositions across garnets in the Strieden Unit schists, showing changes in chemical composition in different garnet generations (gtI, gtII).
a) From the andalusite zone, see Plate 3 - Fig. 3.
b) and c) Garnet profiles in schists in the sillimanite zone.

recrystallised ilmenite clots). Presumably, Mn in this ilmenite was derived from the breakdown of garnet, while the Ti and Fe came from the garnet and its original ilmenite inclusions.

Biotite

Sillimanite-free schists contain two biotite generations (samples 195,554):

- The older biotite generation (biotite I), which is aligned within the S_m foliation and also occurs as inclusions in garnet I, usually has a higher TiO_2 and $Fe_{tot}O$ content than
- a second generation (biotite II), which occurs as individual blades which cross-cut the S_m foliation. Biotite II is unzoned, with a homogeneous chemical composition throughout the thin section.

Biotites in sillimanite-bearing schists: In general, with increasing structural depth, a rise in the modal amount of biotite and sillimanite is accompanied by a decrease in the amounts of staurolite, muscovite and garnet. Biotites which occur as pseudomorphs after garnet, intergrown with sillimanite and also in the matrix, have a homogeneous composition on a thin section scale. However, on a regional scale, there is a trend towards more Fe-rich compositions at higher structural levels ($Mg/Mg+Fe = 35-43$), compared with those at deeper structural levels ($Mg/Mg+Fe = 43-60$). This trend reflects the relation between temperature of crystallisation and the composition of biotite end-members ($T_{Mg} > T_{Fe} > T_{Mn}$).

In the upper sillimanite zone, biotite, with inclusions of rutile needles, occurs intergrown with sillimanite fibrolite and shows ilmenite exsolution, particularly in kinked zones. This suggests that the original Ti content of biotites, during peak metamorphic conditions, may have been higher than their present content (1.9–2.6 TiO_2) and was exsolved during cooling.

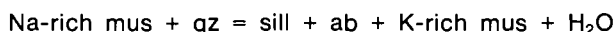
White mica

(Fig. 31)

Two white mica generations can be distinguished:

- Coarse platy muscovite laths (mus I) aligned parallel to the S_m or S_n foliation;
- and
- fine-grained white mica aggregates (mus II) or shimmer aggregates which variably replace andalusite, sillimanite and staurolite.

All white micas are deficient in alkalis (Fig. 32C). The ratio of Na/(Na+K) in coarse grained muscovites (mus I) systematically varies and decreases with increasing structural depth: the mean value is 0.085 in sillimanite free schists, whereas it is 0.057 in sillimanite-bearing rocks. This K-enrichment in mus I is associated with a modal decrease of muscovite and a modal rise in sillimanite, which can be described by the continuous reaction:



The occurrence of more sodic rims around plagioclase in sillimanite-bearing rocks also suggests this reaction, though these rims could also be related to exsolution of albite in plagioclase during cooling.

In any one sample, coarse grained platy muscovites (mus I) tend to be more sodic than the retrogressive muscovite (II). The latter co-exists with Na and Ca-rich muscovite (up to 7% margarit), chlorite and albite, in

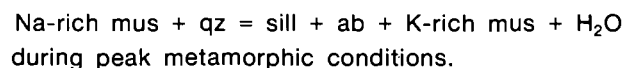
shimmer aggregates replacing andalusite, sillimanite and staurolite.

Plagioclase

Three feldspar generations can be distinguished:

- The oldest plagioclase generation (plag I) occurs as inclusions in garnet I, where it is rarely observed. Here, the anorthite content varies between 20–41 mol.-%. The extreme anorthite content of 40 mol.-% is probably due to local Ca exchange between garnet and plagioclase.
- The second generation (plag II) predominates and occurs as coarse and often twinned grains, which overgrow S_n and typically contain trails of graphite and muscovite as inclusions, forming remnants of an older foliation. Plagioclase II is interpreted as one of the phases of the peak metamorphic mineral assemblage. Its composition is homogeneous or shows a slight inverse zoning in any one grain. On a regional scale, there is a progressive increase in the anorthite content with structural depth. The mean anorthite content in metapelites from andalusite-bearing schists and in the lower sillimanite zone is 13.7 mol.-%, varying between 9.8–20 mol.-%, whereas in the upper sillimanite zone it is 26.9 mol.-% (varying between 22.4 and 30.42 mol.-%) respectively. The orthoclase content does not exceed 2 mol.-%.

In the lower sillimanite zone, oligoclase is rimmed by more sodic plagioclase which possibly formed in the reaction



Another reaction which possibly has controlled the plagioclase composition is:



- Pure albite compositions (plag III) are rare (< 2 mol.-% anorthite) and have only been found in shimmer aggregates, together with fine grained white mica and chlorite, which replace andalusite and staurolite. They are attributed to late stage alteration.

The sillimanite and andalusite Al_2SiO_5 polymorphs

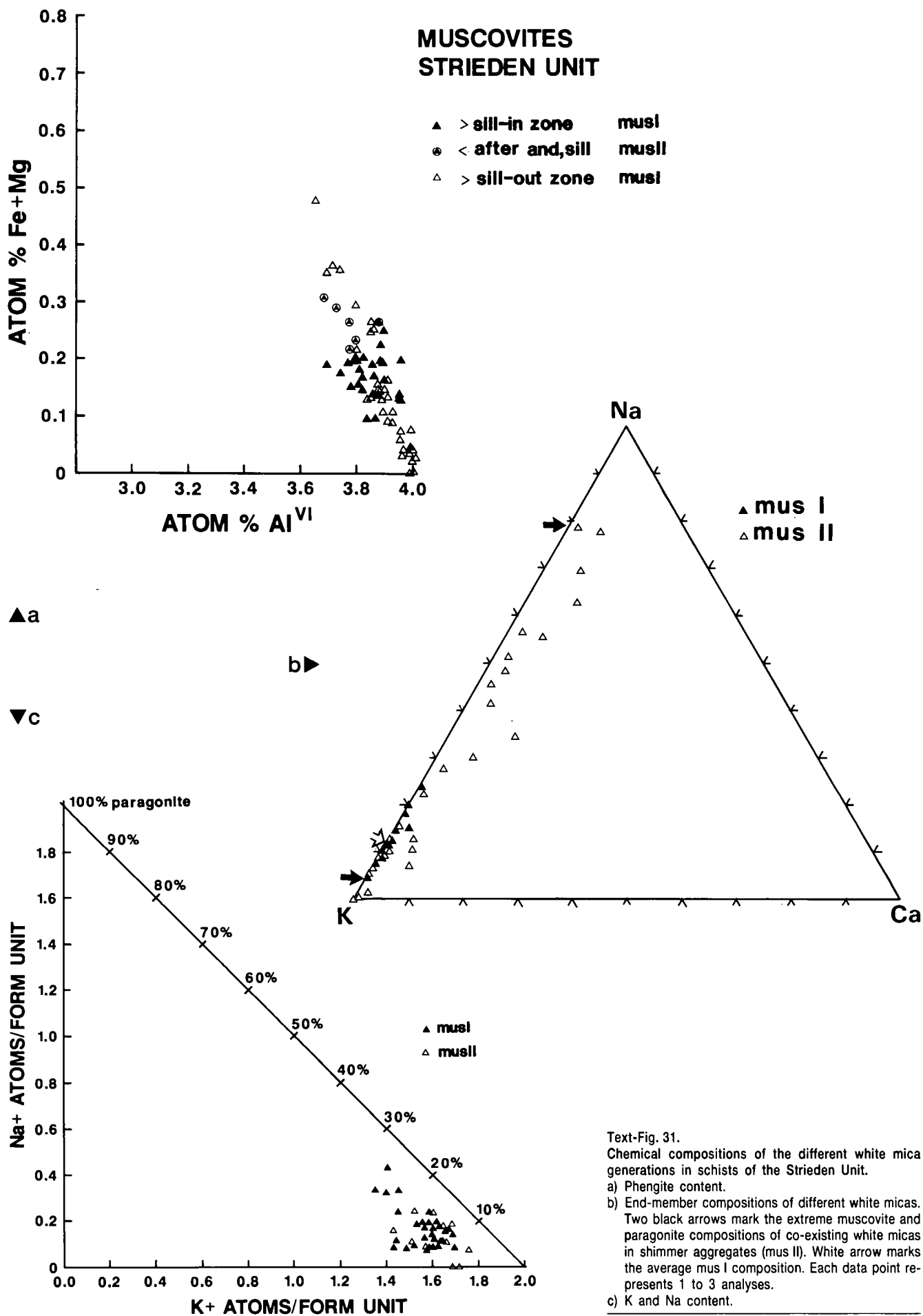
The formation of both sillimanite and andalusite post-dates the D_n deformation.

Andalusite occurs as thin slender crystals in schists, largely replacing the mica-rich matrix and overgrowing garnet II, plagioclase II and staurolite (Plate 3 – Figs. 3,6; samples 554,195). It also occurs as euhedral, intergrown cm-sized crystals in quartz veins. Sillimanite predominantly occurs as fibrolite, nucleating and replacing biotite (Plate 3 – Fig. 1) and often intimately associated with ilmenite. It rarely forms prismatic crystals.

The chemical composition of both sillimanite and andalusite is fairly constant and approximates Al_2SiO_5 . The only other ion detected during microprobe analyses is Fe_{tot} , which varies between 0–0.032 formula units, with a mean value of 0.006. It probably occurs as Fe^{3+} , replacing Al in the structure (Appendix D).

Staurolite

Two generations of staurolite can be distinguished (Plate 3 – Fig. 7), both of which seem to post-date D_n . They cross-cut each other and only differ chemically in their Zn content, with the second generation characterised by a higher ZnO content (up to 2.2% ZnO) than



Text-Fig. 31.
 Chemical compositions of the different white mica generations in schists of the Strieden Unit.
 a) Phengite content.
 b) End-member compositions of different white micas. Two black arrows mark the extreme muscovite and paragonite compositions of co-existing white micas in shimmer aggregates (mus II). White arrow marks the average mus I composition. Each data point represents 1 to 3 analyses.
 c) K and Na content.

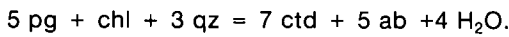
the first generation (ca. 0.3 % ZnO). Overall, the modal proportion of staurolite decreases with structural depth and individual staurolite crystals show an increased Zn-content. This can be described by the following continuous reaction:

low-Zn st + mus + qz = sill + bi + Zn-rich st + H₂O
 in which the modal rise of sillimanite is ascribed to the continuous breakdown of staurolite.

Chloritoid

Chloritoid has only been found in shimmer aggregates, replacing andalusite. It forms fine-grained laths which overgrow the white mica fabric and occur associated with albite and chlorite.

Mg/Mg+Fe ratios in chloritoid range from 13–17, and the Mn content does not exceed 2 mol.-%. A possible chloritoid-forming reaction, which accounts for the localised mineral assemblage in which chloritoid is found, is:



Chlorite

It occurs as a retrograde phase associated with the breakdown of garnet, staurolite and biotite, and also in shimmer aggregates. In the latter it can form cross-cutting blades.

All analysed chlorites are of ripidolite composition.

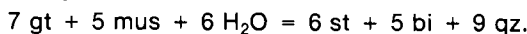
4.3.3. Phase relations

The different mineral assemblages within quartz – rich metapelites can be described in the system K₂O – FeO – MgO – SiO₂ – H₂O. They are shown on an AFM diagram, projected from the main potassium-bearing phase (muscovite or K-feldspar in muscovite free metapelites, Fig. 32), assuming that H₂O behaved as a mobile component during metamorphism, and ignoring the minor components TiO₂, Fe₂O₃, MnO, CaO, Na₂O.

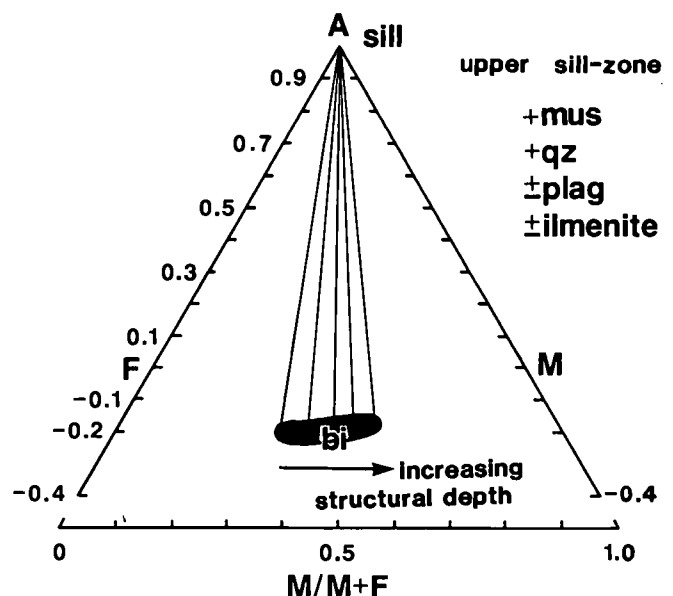
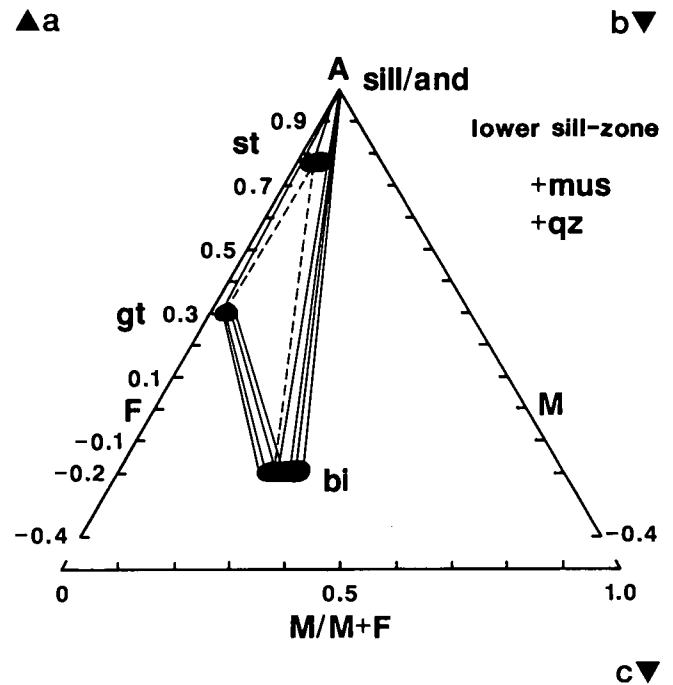
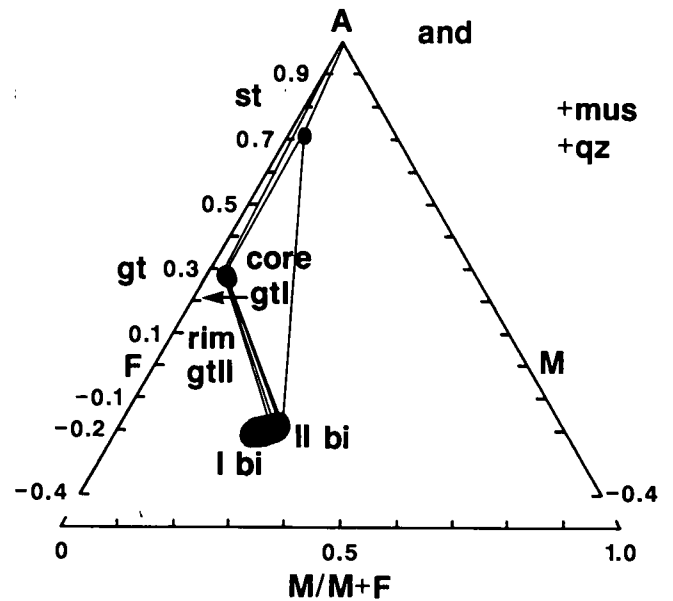
Andalusite-bearing metapelites

(Fig. 32A)

In andalusite-bearing metapelites, the presence of four texturally equilibrated phases (st – gt – bi – and) suggests an univariant equilibrium. However, this is unlikely, because of the widespread occurrence of this assemblage. It is likely that the equilibrium assemblage buffered water with staurolite-producing and water consuming reactions such as:



Textural evidence supports this reaction, and the presence of graphite in all andalusite-bearing metapelites suggests that the activity of water was less than



Text-Fig. 32.

Phase relations in quartz-rich metapelites of the Strieden Unit, described in the system K₂O – FeO – MgO – SiO₂ – H₂O on an AFM phase diagram. Phases are projected from the main potassium-bearing phase (muscovite or K-feldspar in muscovite-free metapelites), assuming that H₂O behaved as a mobile component during metamorphism, and ignoring the minor components, TiO₂, Fe₂O₃, MnO, CaO, Na₂O.

- a) Andalusite-bearing schists; the phases staurolite, garnet, biotite and andalusite are shown.
- b) Sillimanite-bearing schists from the lower sillimanite zone; the phases sillimanite, staurolite, garnet, biotite are shown.
- c) Sillimanite-bearing schists from the upper sillimanite zone; the phases sillimanite and biotite are shown.

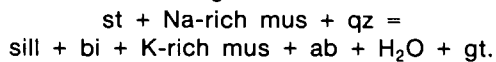
one, diluted by other components such as CH₄ or CO₂ during metamorphism. A low water activity is also suggested by the absence of fluid inclusions in the andalusite-bearing metapelites. The phase relations and mineral compatibilities explain also the breakdown of a more Mg-rich garnet (gt I) to staurolite, biotite II (more Mg-rich than biotite I), and almandine-rich garnet (gt II). The formation of staurolite appears to depend on

- the composition of garnet;
- and
- the availability of H₂O.

Lower sillimanite zone

(Fig. 32B)

The co-existence of staurolite and sillimanite on a thin section scale has been used to define the lower sillimanite zone (Fig. 28, Table 5). Within this zone, sillimanite replaces andalusite, and the modal proportion of staurolite decreases towards lower structural levels, accompanied by an increase in the staurolite Zn content. Locally two generations of staurolite occur, distinguished by their different Zn contents. The decrease in the modal proportion of staurolite can be explained by the staurolite consuming reaction:



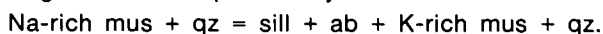
The disappearance of staurolite takes place within the stability field of muscovite and sillimanite.

The lower sillimanite zone is ca. 400 m thick (Fig. 28, Table 5) and is sandwiched between overlying andalusite-bearing metapelites and the underlying upper sillimanite zone (staurolite absent).

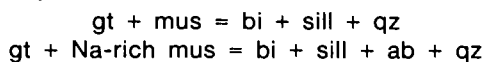
Upper sillimanite zone

(Fig. 32C)

It is defined by the presence of sillimanite without staurolite. The modal proportion of white mica decreases at structurally lower levels, accompanied by a progressive increase in the potassium content and decrease in the paragonite content of white micas. These changes can be explained by the reaction:



Garnet is progressively replaced, towards structurally lower levels, by biotite intergrown with sillimanite, described by the reactions:

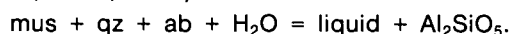


Phase relations are shown in Fig. 32C which illustrates the increasing Mg/(Mg+Fe) ratio in biotite at structurally lower levels.

Partial melting

(Plate 5 – Fig. 28)

About 700 m below the top of the upper sillimanite zone, primary muscovite is absent in schists (e.g. sample 516). Muscovite only occurs as a retrograde phase, forming either small grains within or around feldspars, or large ragged crystals overgrowing biotite and sillimanite in cleavage zones. The disappearance of primary muscovite in the presence of quartz and plagioclase has been experimentally determined (STORRE & KARATKE, 1971, 1972) :



This suggests that one might expect the products of anatectic melts in this part of the sillimanite zone, consisting of plagioclase, quartz, and Al₂SiO₅. The water

content of such a melt would depend on that in the host rock. Biotite, which is ubiquitous, can be expected to behave as a refractory mineral (WICKHAM, 1987). There is indeed some evidence for partial melting in the lowermost part of the sillimanite zone.

Within a small area, immediately above the upper boundary of the MMZ (200 m S of the Latschalm hut), small leucogranitic pods (qz – ksp – plag – bi – sill) a few centimetres across, are found within sillimanite-biotite schists (Plate 3 – Figs. 9, 10). Within the pods, quartz, plagioclase and K-feldspar form a granular to polygonal texture with grains 0.5–2 mm across. The margins to the pods are cusped in places, mantled by biotite (and sillimanite). The pods can be thought of as leucosomes, mantled by melanosomes or restites, which formed as a result of local melting of the surrounding schist (MEHNART, 1968). Elsewhere, leucogranitic layers alternate with biotite-rich layers (Plate 3 – Fig. 9). These have been deformed, containing a foliation, defined by the alignment of biotite laths, which is folded. These deformation structures are cut by pegmatites.

If the leucogranitic pods and layers do indeed represent partial melts, they place some constraints on the P/T conditions during metamorphism in the sillimanite zone (Fig. 38).

4.3.4. Metamorphic conditions

General considerations

- ① The experimentally determined stability field of staurolite, in the presence of muscovite and quartz

All examined metapelites, which contain staurolite, also contain quartz and muscovite. HOSCHEK (1969) has shown experimentally that in reactions which involve muscovite and quartz, staurolite with a MgO/(MgO+FeO) ratio between 0.2 and 0.4 breaks down at 575±15°C for a 2 kbar water pressure, and at 675±15°C for a 5.5 kbar water pressure. These temperatures may be too high because the reactions have not been experimentally reversed. The reaction line is plotted in Fig. 38.

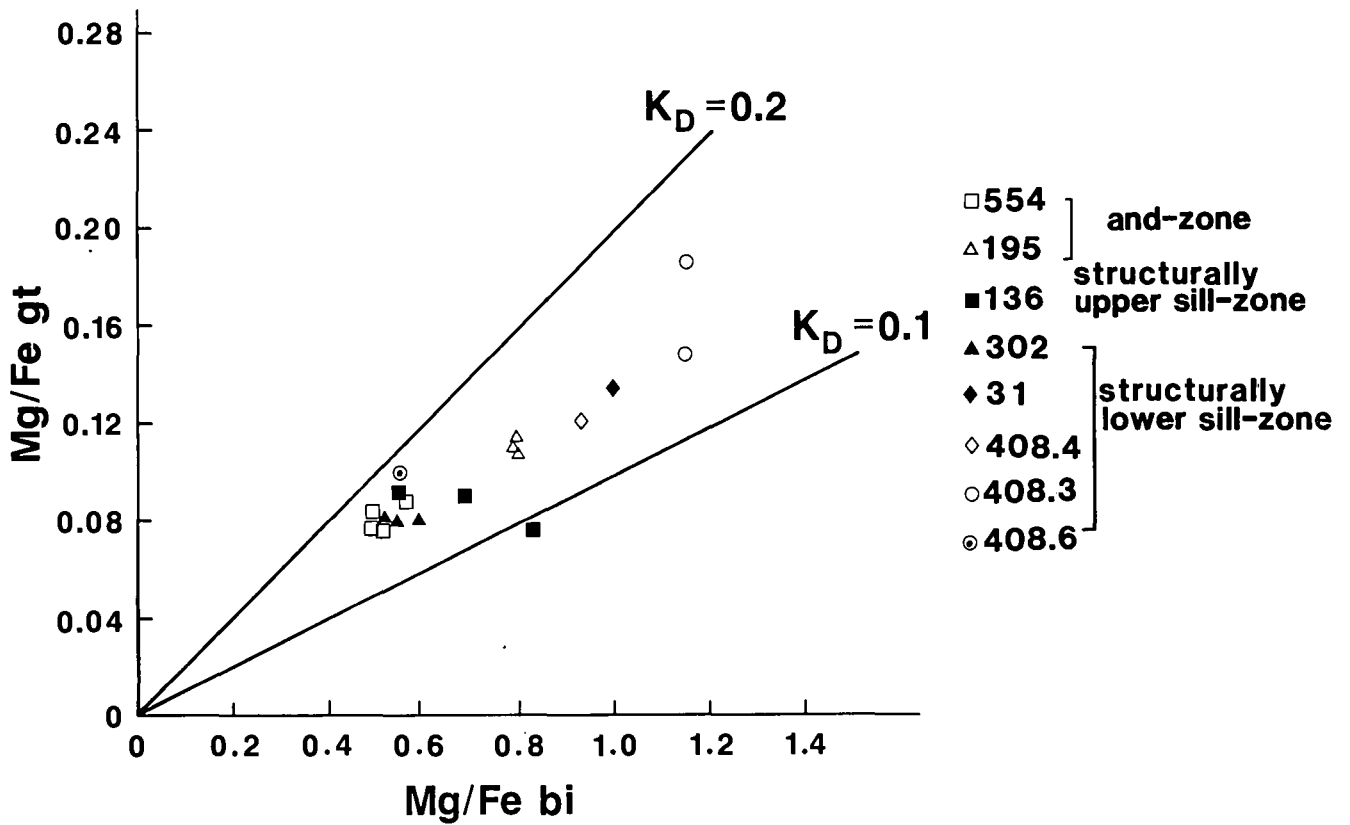
- ② Stability of Al₂SiO₅ polymorphs

Andalusite and sillimanite are the main Al₂SiO₅ polymorphs in the Strieden Unit. Kyanite has only been found at one locality, about 200 m W of Saukopf (locality 397, Fig. 18A, Table 5). However, the presence of all three polymorphs structurally close together suggests that metamorphic conditions in this part of the Strieden Unit were close to the triple point where the kyanite, sillimanite, and andalusite stability fields meet. This triple point has not been precisely determined, and the estimates of RICHARDSON et al. (1969), ALTHAUS (1967), and HOLDAWAY (1971) vary by several kilobars and up to a 100°C (see Fig. 38). SALJE (1986) shows that the thermodynamic equilibrium conditions depend very much on the structural state of the material, with the and=sill phase boundary becoming steeper in P/T space with increasing fibrolitization.

For the sake of argument, a triple point position, midway between that of RICHARDSON and HOLDAWAY, is used in this study (this is also used by HOLLAND & POWELL, 1985). However, as will be discussed later on, this may lead to important inconsistencies. The slopes of

Table 5.
List of mineral assemblages of analysed schists in the Strieden Unit, their structural position relative to the isograds, and thickness of mineral zones.

	SAMPLE	Mineral assemblage	- metres above (to isograds)			Total thickness in m
			and /sill isograd	st-in isograd	upper boundary of MMZ	
Andalusite zone	195	gt-st-bi-mi-qz-plag-zr-chl-ilm (and in adjacent rock)	200	650	1300	
	554	and-gt-st-bi-mi-qz-plag-zr-ap-chl-ilm	separated from all other samples by Strieden fault zone (Fig. 8.1)			
Kyanite	397	sill-ky-qz-plag-tour-ap-mi-bi-ilm	just NE of Strieden fault zone			
LOWER sillimanite zone	136	sill-st-gt-bi-mi-qz-plag-tour-zr-chl-ilm-gph	-	100	850	400
	169	sill-bi-mi-qz-plag-ap-zr-ilm-gph	-	50	800	
UPPER sillimanite zone	302	sill-gt-mi-bi-qz-plag-ap-zr-ilm-gph	-	-	650	
	336	sill-bi-mi-qz-plag-ap-tour-chl-or	-	-	350	
	31	sill-bi-mi-K.fsp-plag-gt-tour-zr-rut-ilm	-	-	350	800
Zone of partial melting	408	sill-bi-mi-plag-qz-gt-ap-tour-ilm-rut	-	-	25	
	516.1	sill-bi-mus(secondary)-qz-plag-K.fsp-zr-ap-tour-ilm-rut	-	-	20	
	516.2	sill-bi-mus(secondary)-qz-gt-plag-ilm-rut	-	-	20	
Within the MMZ	514	and-sill-mi-bi-plag-qz-chl-rut-sph-or(hem)	-	-	-	
	70	sill-bi-gt-st-mi-bi-qz-plag-chl-ilm-ap-zr	-	-	-	
	91	sill-bi-gt-mi-qz-plag-tour-rut-ilm-hem-chl	-	-	-	

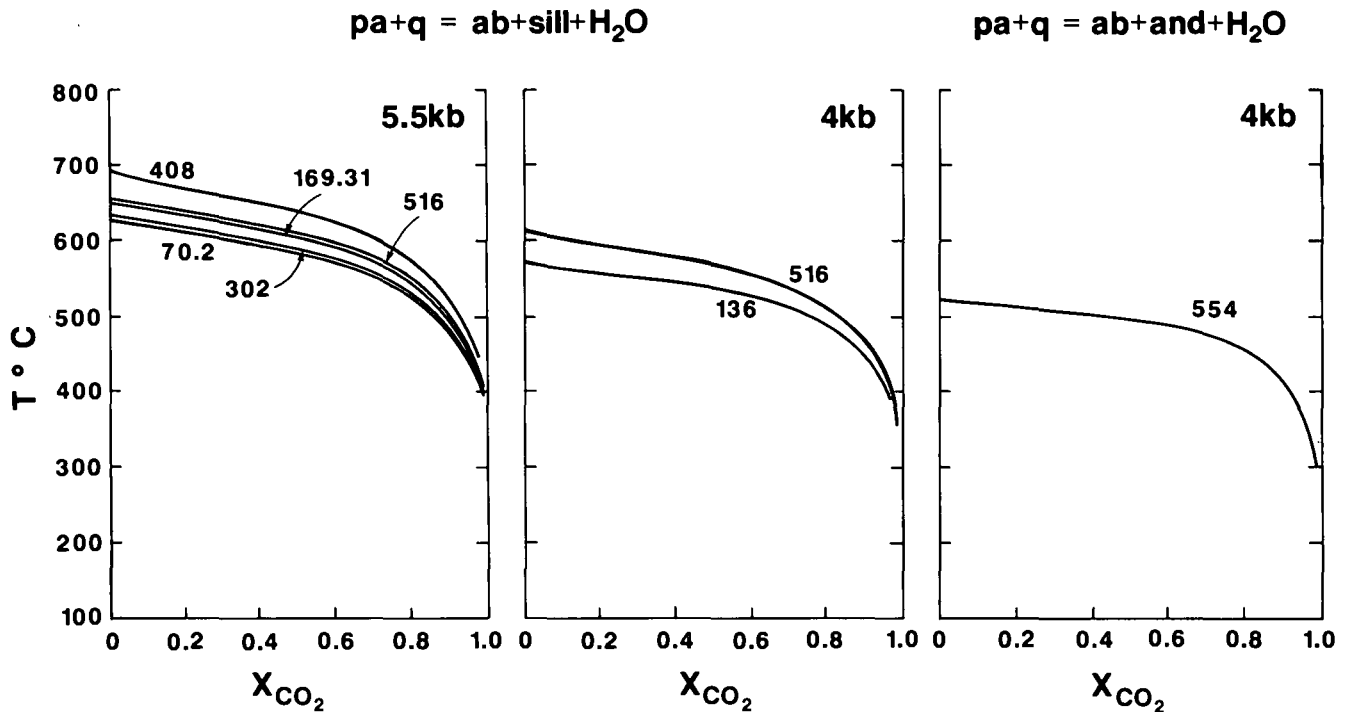


Text-Fig. 33. Diagram illustrating Mg/Fe distribution in co-existing garnet and biotite pairs in different samples from the Strieden Unit, and their corresponding K_D values.

the boundaries to the stability fields, in a P/T diagram, are taken from HOLLAND and POWELL (1985), who essentially use a mean between HOLDAWAY'S (1971) and RICHARDSON'S et al. (1969) experimental determinations.

③ Metamorphic conditions during the emplacement of pegmatites

The primary mineral assemblage observed in pegmatites, intruding sillimanite-bearing schists, is ksp - plag - qz - sill (\pm tour) with muscovite only occurring as a subsolidus phase.



Text-Fig. 34. Temperature - X_{CO_2} equilibrium curves at various pressures for the reaction $pa + qz = ab + sill (and) + H_2O$ for different activities derived from the phases involved, in different schist samples of the Strieden Unit, using the program Thermo (HOLLAND et al., 1986).

The P/T field in which the pegmatites crystallised is constrained by the following:

- The absence of primary muscovite.
- The co-existence of ksp - plag - qz - sill.

The P/T conditions are therefore likely to fall in the triangular area in Fig. 37. The maximum pressure at which the primary assemblage ksp - plag - qz - sill has crystallised (muscovite absent), is ca. 3 kb (at 665°C) and therefore at approximately 10 km depth. The possible temperature range at which crystallisation has occurred is between 730-665°C (for a pressure range of 1-3 kb). After emplacement, the pegmatites must have cooled at a constant pressure towards the regional geothermal gradient present at the time, crossing the reaction line



This led to the hydration reaction and breakdown of sillimanite and formation of subsolidus muscovite. This is supported by the observation that sillimanite in pegmatites is always mantled by muscovite. The abundance of muscovite, particularly at the pegmatite margins, suggests that there has been considerable interaction with water in these zones, resulting in the growth of muscovite and the obliteration of original igneous mineral textures.

The constraints on the metamorphic conditions of pegmatite emplacement suggest that the pegmatites have formed at lower pressures, and during a later separate event, than the abundant sillimanite found in the surrounding schists. Therefore the pegmatites cannot be regarded as the heat source required for the crystallisation of sillimanite in the metapelites. Geochronological date (section 5.3.2) also support this conclusion.

Pressure and temperature (P/T) calibrations

① Garnet-biotite geothermometer

Compositions from garnet II and adjacent biotites have been used, applying the method outlined by FERRY and SPEAR (1978). Garnets (except for sample 31) have suitably low Ca and Mn contents (Ca+Mn)/(Ca+Mn+Fe+Mg) ratios less than 0.2). However the Al^{IV} and Ti contents are high and the (Al^{IV}+Ti)/(Al^{IV}+Ti+Mg+Fe) ratio is greater than the recommended 0.15 (varying between 0.1-0.27).

K_D values (Table 6, Fig. 33) vary between 0.094 and 0.171, corresponding to a temperature range at 6 kbars of 409-575°C (±50°C).

② Paragonite-albite geothermometer

(Figs. 34,35)

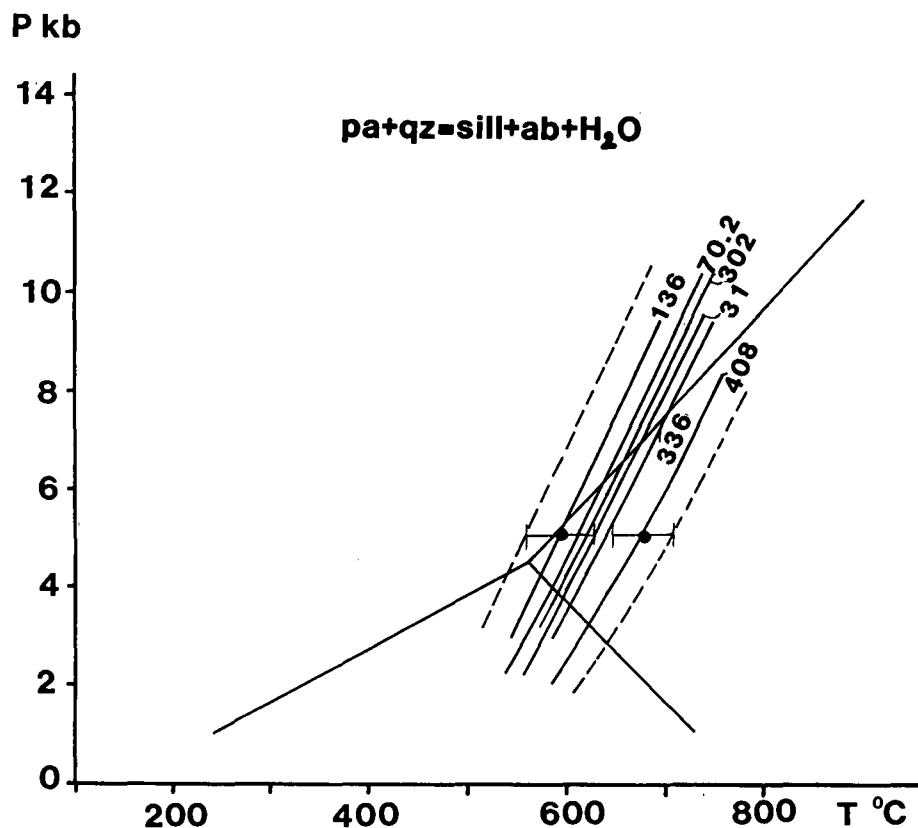
The same method is used as described in Section 3.3.2, using white mica II and plagioclase II. Paragonite activities vary between 0.36 and 0.78, and albite activities vary between 0.67 and 0.85. T-X_{CO₂} curves for 5.5 and 4 kbars (Fig. 34) show that likely temperatures are fairly insensitive to vapour composition. X_{H₂O} of less than 0.3 is required to bring the equilibrium temperature below 550°C. Calibrated reaction lines are plotted in Fig. 35.

③ Ilmenite-rutile geobarometer

The same method has been used as outlined in Section 3.3 and the results are shown in Fig. 36 and Table 7. This barometer could only be used in a few samples.

Results and discussion

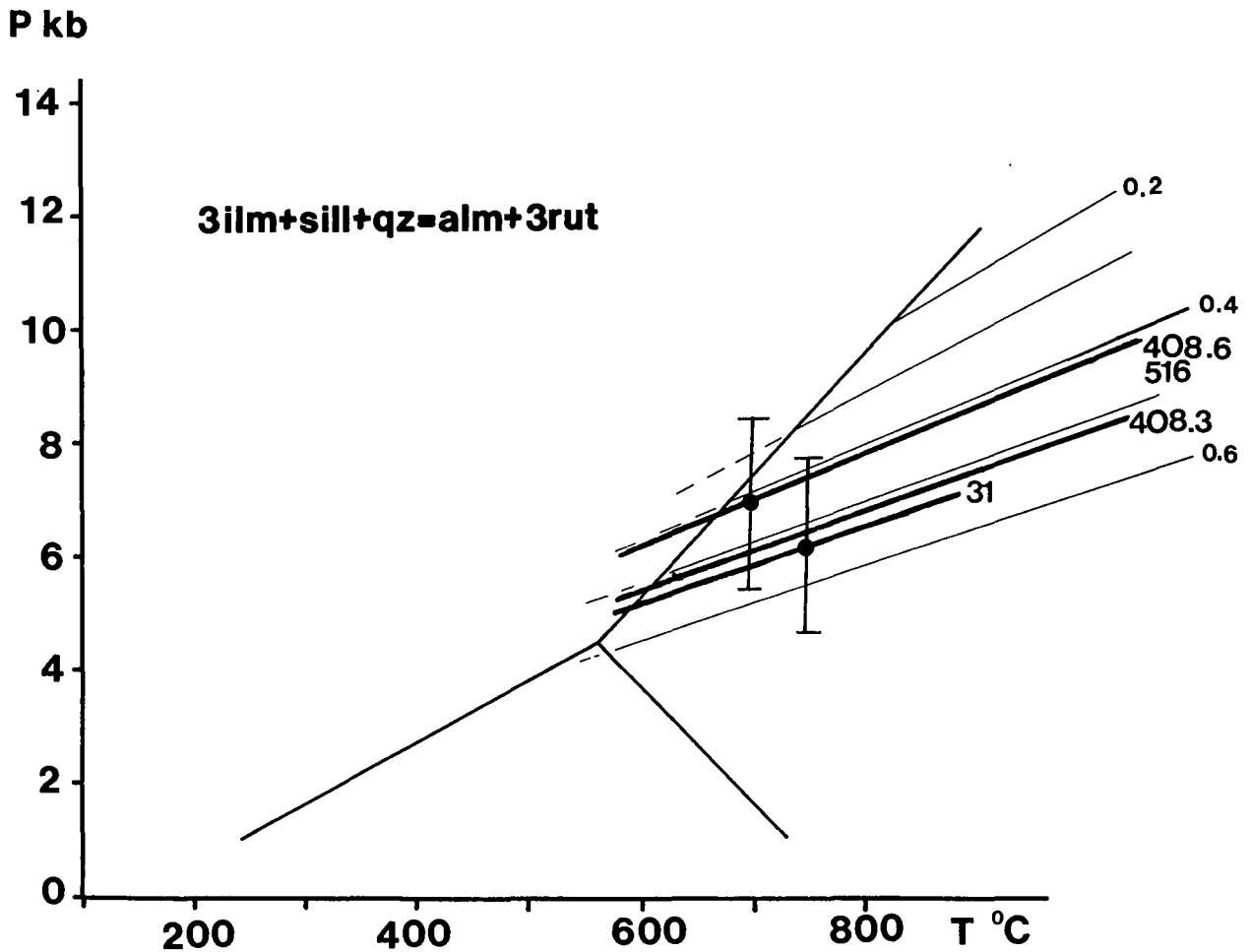
The temperature and pressure constraints on samples from the Strieden Unit are summarised in Fig. 38, Table 8. This clearly shows a progressive decrease in both temperature and pressure towards structurally higher levels, as might be expected if the rocks have



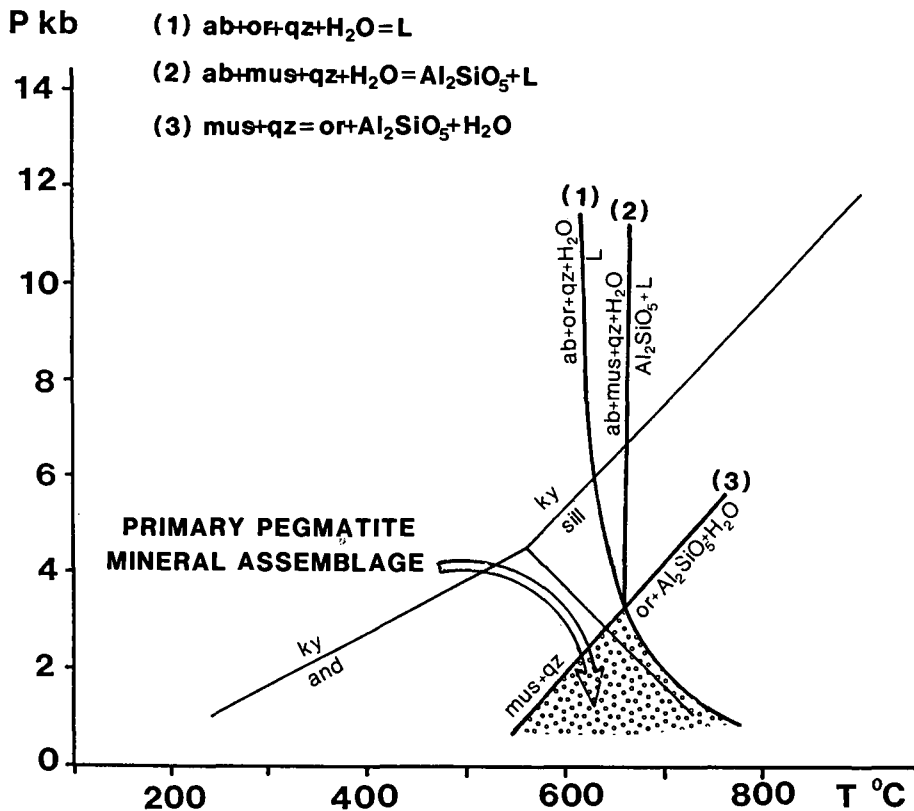
Text-Fig. 35.

Temperature-pressure plots for the equilibrium $\text{pa} + \text{qz} = \text{ab} + \text{sill} + \text{H}_2\text{O}$ for different samples of Strieden Unit schists.

Error bars show 2 sigma standard variation, using HOLLAND's et al. (1986) program Thermo.



Text-Fig. 36.
 P - T - $\log K_p$ equilibrium reaction lines taken from BOHLEN et al. (1983) for different values of $\log K_p$ (0.2-0.6) derived from the pressure sensitive reaction $3 \text{ ilm} + \text{ sill} + \text{ qz} = \text{ alm} + 3 \text{ rut}$.
 $\log K_p$ -values (Table 7) calculated for different samples of Strieden Unit schists and the corresponding pressures at 600°C, are shown.

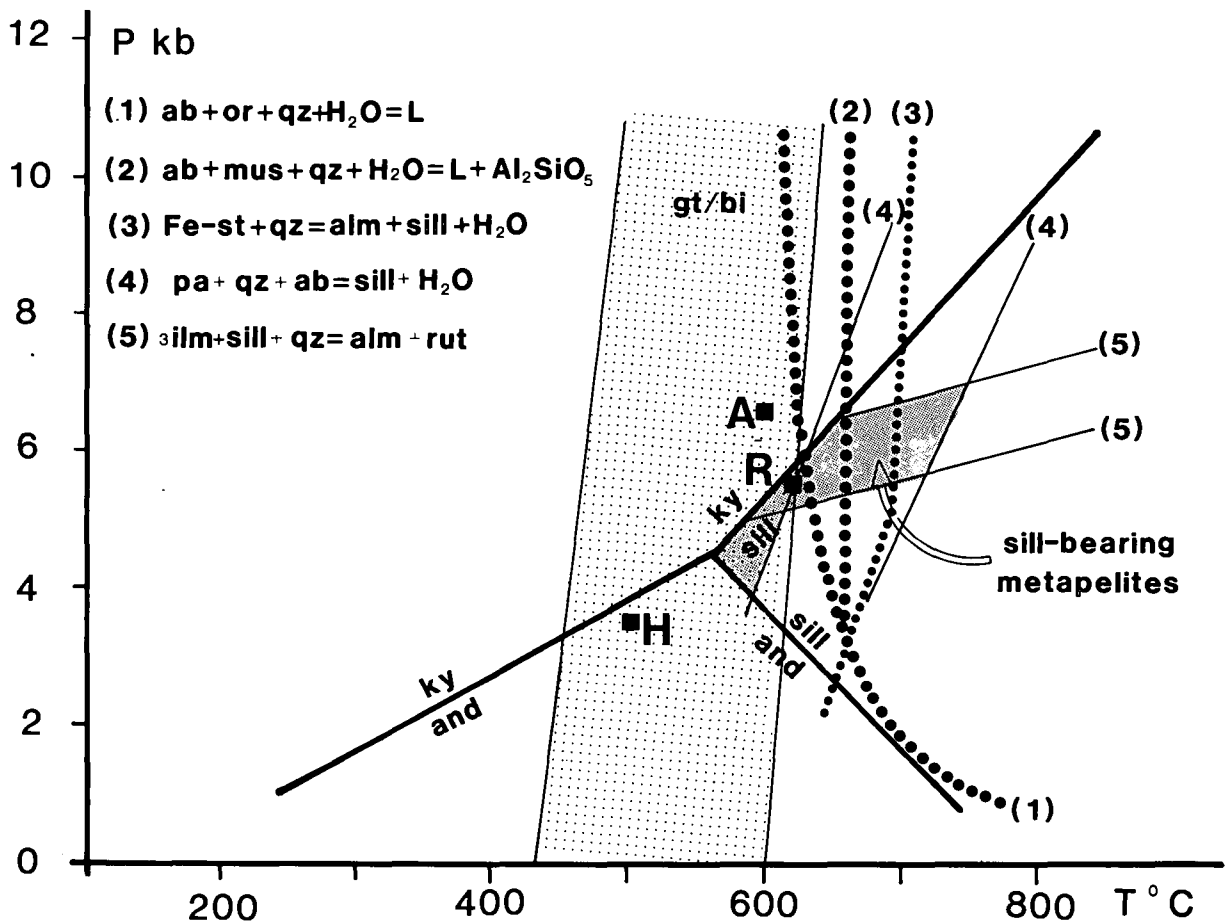


Text-Fig. 37.
 Pressure-temperature diagram showing estimated conditions during emplacement of the ksp - plag - qz - sill \pm tour pegmatites (no primary muscovite) at the base of the Strieden Unit.
 The pegmatites crystallised at a maximum pressure of 3 kbars (at ca. 665°C). After emplacement, the pegmatites must have cooled, probably isobarically towards the regional geothermal gradient present at the time, crossing the reaction line (3) leading to the hydration reaction and breakdown of sillimanite and formation of subsolidus muscovite.

Table 6.

Mg/Fe ratios in co-existing garnet and biotite pairs from different samples of the Strieden Unit schists. The distribution coefficients $K_D = (Mg/Fe)_{gt} / (Mg/Fe)_{bi}$ for different garnet/biotite pairs are shown and the equilibrium temperatures $T^\circ(K) = (12454 + 0.057 \times P) / (4.662 - 3R \times \ln K_D)$ (FERRY & SPEAR, 1978) are calculated.

SAMPLE	BIOTITE					GARNET				K_D	$T^\circ C$ 6kb $\pm 50^\circ C$	$T^\circ C$ 8kb $\pm 50^\circ C$
	Fe	Mg	Mn	Al ^{IV}	Ti	Fe	Mg	Mn	Ca			
554	2.965	1.569	-	0.995	0.193	2.678	0.205	0.063	0.018	0.145	517	525
	3.070	1.528	-	0.985	0.192	2.661	0.205	0.077	0.027	0.155	538	545
	3.070	1.528	-	0.985	0.192	2.678	0.232	0.037	0.022	0.174	575	583
	2.569	1.444	-	0.289	0.142	2.689	0.237	0.038	0.016	0.157	542	549
195	2.571	2.028	-	1.000	0.159	2.488	0.277	0.153	0.04	0.141	510	517
	2.458	1.965	-	1.122	0.165	2.488	0.277	0.153	0.04	0.139	507	514
	2.458	1.965	-	1.122	0.165	2.485	0.284	0.143	0.038	0.143	514	521
136	2.370	1.964	-	1.135	0.180	2.373	0.185	0.259	0.12	0.094	409	415
	2.539	1.382	-	1.361	0.076	2.380	0.221	0.254	0.093	0.171	569	576
	2.602	1.798	-	1.000	0.256	2.352	0.215	0.246	0.101	0.132	492	499
31	2.263	2.299	0.016	0.979	0.197	1.911	0.258	0.673	0.104	0.133	494	500
302	2.782	1.445	-	1.097	0.266	2.347	0.190	0.275	0.089	0.156	540	547
	2.931	1.619	-	0.881	0.266	2.360	0.180	0.280	0.181	0.138	504	511
	2.784	1.637	-	1.003	0.270	2.392	0.194	0.292	0.103	0.138	504	511
408.6	2.963	1.617	0.022	0.883	0.261	2.15	0.219	0.532	0.032	0.187	599	607
408.3	2.243	2.579	-	0.705	0.211	2.014	0.375	0.279	0.306	0.162	552	559
	2.243	2.579	-	0.705	0.211	2.023	0.300	0.343	0.280	0.129	485	492
408.4	2.502	2.322	0.16	0.674	0.182	2.192	0.266	0.272	0.253	0.131	489	496



Text-Fig. 38.

Pressure-temperature estimates for peak Variscan metamorphic conditions in sillimanite-bearing schists of the Strieden Unit.

The position of the Al_2SiO_5 triple point has been determined experimentally by various authors: A = ALTHAUS (1967); H = HOLDAWAY (1971); and R = RICHARDSON et al. (1969). And - sill, and - ky and ky - sill equilibria have been plotted using HOLLAND & POWELL's (1986) data set, which predicts a position midway between R and H.

Table 7.

List of samples and pressures calculated for a fixed temperature of 600°C, using the reaction $3 \text{ ilm} + \text{ sill} + \text{ qz} = \text{ alm} + 3 \text{ rut}$ (BOHLEN et al., 1983).

Pressures for various logK values have been taken from Fig. 3 in BOHLEN et al. (op. cit.).

SAMPLE	a_{alm}	$K = (1/a_{\text{alm}})$	log K	$\sim P(\text{Kb})$ at 600°C	$P(\text{Kb})$ at 800°C
516	0.392828	2.55	0.41	6.0	7.5
408.3	0.311118	3.21	0.51	5.0	6.5
408.6	0.392640	2.55	0.41	6.0	7.5
31	0.266581	3.75	0.57	4.5	6
8	0.269761	3.71	0.57	4.5	6

undergone a burial metamorphism. However, the uncertainties are large. The samples have experienced pressures of 5.5 ± 1.5 kbars, and temperatures of $650 \pm 100^\circ\text{C}$, roughly falling on a line in P/T space with a gradient of $25\text{--}30^\circ\text{C}/\text{km}$. This is a reasonable 'normal' geothermal gradient, however the pressure differences between the structurally highest and lowest samples appears to be about 2.5 kbars, which is equivalent to about a 9 km structural height difference (Fig. 38). This is clearly incompatible with the presently observed maximum structural separation of about 1.5 km. There may be several explanations for this inconsistency:

- 1) It is an artifact of a combination of the large uncertainties in the P/T estimates, especially those based on the position of the Al_2SiO_5 triple point, and unconstrained systematic errors. If the Al_2SiO_5 triple point is in reality closer to that of RICHARDSON et al. (1969), at a higher pressure, the apparent pressure separation between the structurally lowest and highest samples is largely removed. However, even in this case P/T estimates of some samples will be out of the brackets given in Fig. 38, if they are to fall in the narrow pressure range suggested by the present structure.
- 2) Important structural deletion has occurred subsequent to the metamorphic imprint. An important mylonite zone, which shows an extensional fabric (D_p) cuts off the base of the metamorphic sequence. Other minor extensional deformation zones occur within the metamorphic sequence (section 4.2.3). However, the amount of crustal thinning is not known, though it does not seem likely that the thin mylonite zones within the metamorphic sequence have been responsible for deleting more than 7.5 kilometres of structural thickness, though they could have removed a kilometre or so.

5. Geological Synthesis

The differences between the Polinik Unit and the Strieden Unit, such as their structural separation, contrasting lithologies, different structural and metamorphic histories, make it difficult to provide a relative, let alone absolute, combined chronology for the study

area, without using geochronological data, which require interpretation.

5.1. Geochronological Data from the SE Tauern Area

A large number of samples from the south-eastern Tauern area have been dated, using the K/Ar method (OXBURGH et al., 1966; BREWER, 1969, 1970; LAMBERT, 1970; WATERS, 1976; HAWKESWORTH, 1976; CLIFF et al., 1971; CLIFF, pers. com.) (Fig. 39).

5.1.1. General Considerations on the Significance of K/Ar ages

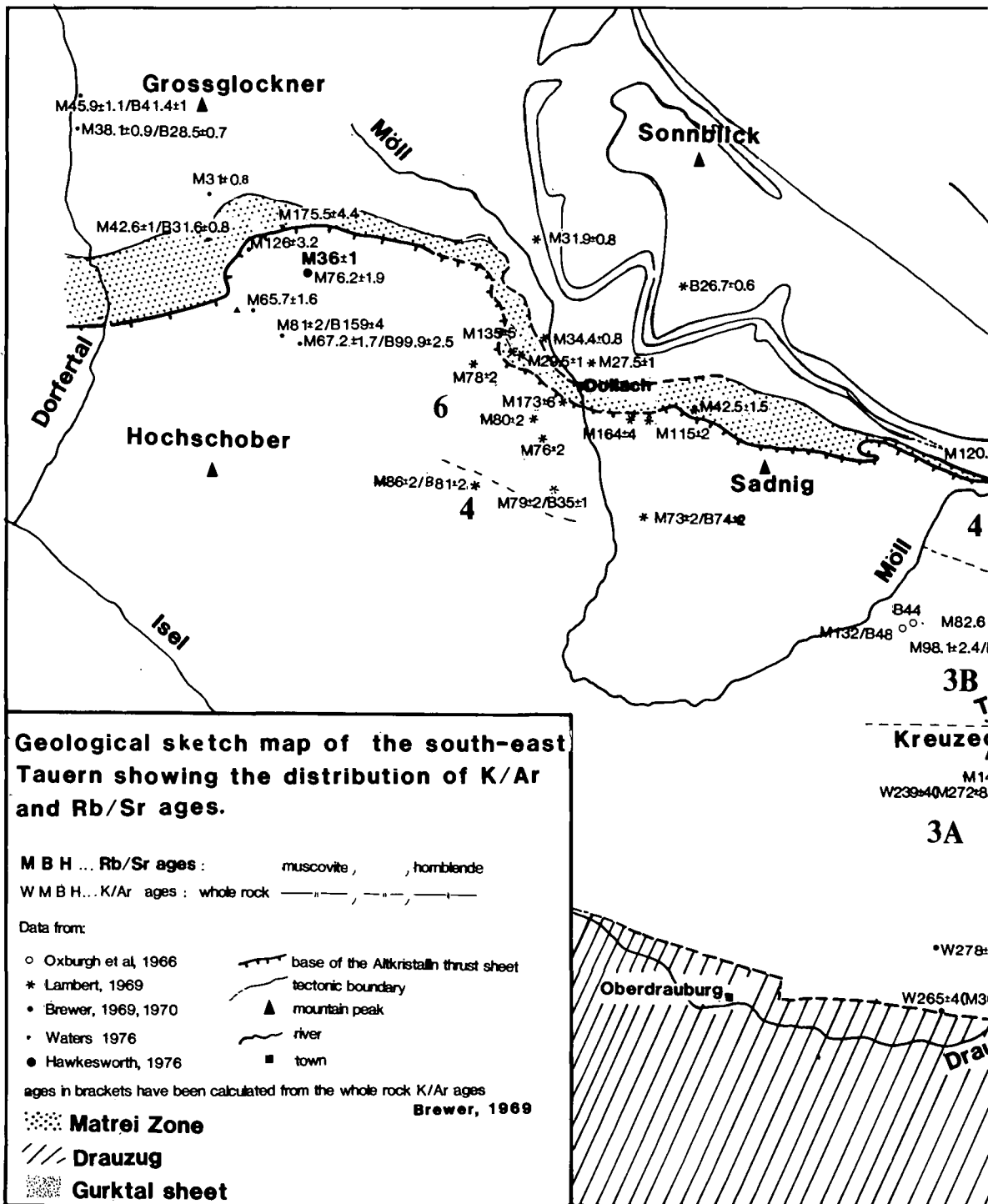
The K/Ar age of a mineral will depend to a large extent on the thermal history of the rock (Fig. 40). In the simplest case, the K/Ar age of a system gives the time elapsed since the system cooled below some critical temperature (blocking temperature) at which the rate of radiogenic argon escape from the system becomes negligible (DODSON, 1973). A combination of K/Ar ages from different minerals with different known blocking temperatures, such as muscovite and biotite, in a suite of rock samples from different structural depths, can be used to estimate uplift rates and the geothermal gradient that prevailed during cooling.

K/Ar ages are also affected by other factors:

- 1) The grain size of the potassium-bearing mineral: Large minerals are completely outgassed at higher temperatures or over a longer period than small grains, and therefore can give different ages from those obtained from small grains.
- 2) K-bearing minerals can form diagenetically at temperatures below their blocking temperatures. In this case, the mineral will either give an age dating mineral growth, or a mixed age if the host environment contains argon.
- 3) If, even at temperatures far above the blocking temperature, the mineral is in an environment with a high argon pressure, the mineral will record a mixed age after it has cooled, as the initial argon concentration immediately after cooling will not be zero (excess argon). The effects of excess argon have been described by BREWER (1969, 1970) and WATERS (1976) from the Altkristallin, within, and in areas adjacent to the study area.

Table 8.
Summary table listing all analysed schist samples in the Strieden Unit, and the various reactions and methods used to calculate P-T estimates. Constraints on the P-T conditions are given by the intersection of the individual reaction lines.

SAMPLE	gt/bi (Ferry & Spear 1978) T ($\pm 50^\circ\text{C}$)	pg/ab (Holland & Powell 1985)	Al ₂ SiO ₅	ilm/rut (Bohlen et al. 1983)	P/T field defined by intersection of reaction lines	Mineral zones
195	6kb: 507-514°C 8kb: 514-521°C	-	and	-	$\leq 5.5\text{kb}$ 450-675°C	andalusite zone
554	6kb: 517-575°C 8kb: 525-583°C	4kb: 615 \pm 5°C 6kb: 674 \pm 6°C	and	-	$\leq 5.5\text{kb}$ 500-650°C	
136	6kb: 409-569°C 8kb: 415-576°C	4kb: 571 \pm 3°C 6kb: 617 \pm 3°C	sill	-	4.2-5.5kb 550-625°C	LOWER sillimanite zone
169	-	4kb: 607 \pm 6°C 6kb: 657 \pm 7°C	sill	-		
302	6kb: 504-540°C 8kb: 511-547°C	4kb: 598 \pm 3°C 6kb: 647 \pm 3°C	sill	-	4.4-7.3kb 620-690°C	UPPER sillimanite zone
31	6kb: 494°C 8kb: 500°C	4kb: 610 \pm 8°C 6kb: 660 \pm 9°C	sill	600°C : 45kb	5.4kb 650 \pm 20°C	
408	6kb: 485-599°C 8kb: 492-607°C	4kb: 648 \pm 10°C 6kb: 703 \pm 11°C	sill	600°C : 5-6kb	5.5-7kb 675-750°C	
516	-	4kb: 617 \pm 8 6kb: 668 \pm 9	sill	600°C : 6kb	5-6.6kb 615-700°C	
70.2	-	4kb: 590 \pm 7 6kb: 638 \pm 7	sill	-		Within MMZ



Text-Fig. 39. Compilation of K/Ar and Rb/Sr whole rock and mineral geochronological age data in the SE Tauern area. Ages can be used to define age provinces (1, 2, 3a, 3b, 4, 5, 6; see text), characterised by a particular pattern of ages. Major geological units are also shown.

5.1.2. K/Ar age Distribution in Altkristallin Rocks of the Study Area and Adjacent Areas

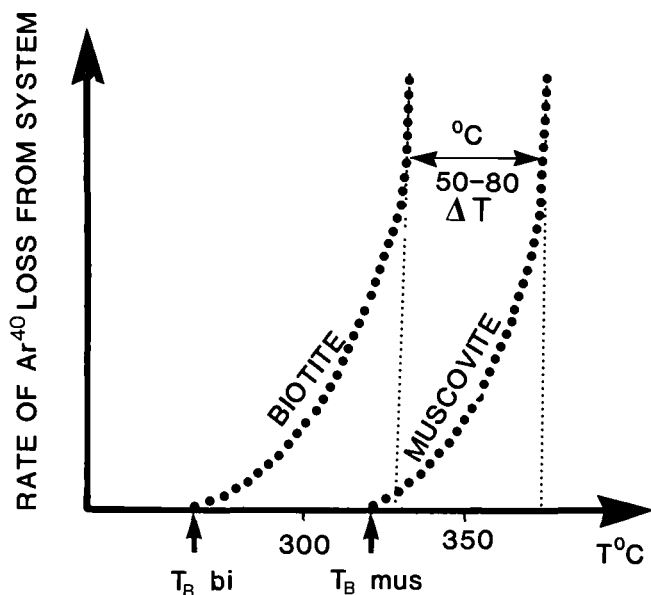
In the light of the considerations discussed above, the Altkristallin in the study area and adjacent regions can be divided into six age provinces, trending W–E, which each show a particular pattern of ages (summarised in Figs. 39, 41). They demonstrate consistent age profiles (Fig. 42). Below the Permo-Mesozoic unconformity, in the Drauzug area, ages are Palaeozoic, becoming progressively younger, towards the N, with concordant K/Ar mica ages of ca. 80 Ma in the Polinik Unit. The latter are interpreted as cooling ages from a Cretaceous burial metamorphism (section 3.3.2) in

which peak temperatures were reached at ca. 105 Ma (see age section on province 2).

Province 1

In the structurally highest parts of the Altkristallin, immediately below the Permo-Mesozoic unconformity surface in the Goldeck area, BREWER (1969, 1970) has measured uniform K/Ar whole rock and mica ages of 300–320 Ma (Fig. 39). The muscovite, biotite and whole rock ages are all similar and are considered to be true cooling ages from a Variscan regional metamorphism, and have not been disturbed subsequently.

Further west of this area, in the southernmost part of the Kreuzeck area, age province 1 is not apparent.



Text-Fig. 40. Sketch diagram illustrating the likely relationship between temperature and the rate of Ar⁴⁰ loss from muscovite and biotite. The blocking temperature is defined here as the temperature at which the rate of argon loss is negligible. Above ca. 400°C, the K/Ar mica systems are considered to be fully open to argon diffusion.

An estimate of the age of the peak temperature reached during the Cretaceous metamorphism is given by one sample (G18), from which BREWER (1970) measured an unaffected Palaeozoic age in white mica of 322 Ma, but found that the biotite age has been reset during the Cretaceous, giving an age of 103 ± 2 Ma. This sample must have experienced a critical temperature between the blocking temperatures of muscovite and that of biotite which could not have been maintained over a long period of time and therefore probably records the age of the peak temperature experienced by this sample during the Cretaceous metamorphism.

BREWER (1969) defined surfaces on which the rocks show identical biotite ages and also muscovite ages. He called these surfaces synchrons, which dip at about 10 degrees to the south and are assumed to have been parallel to the earth's surface ca. 100 Ma ago. The dip of these surfaces indicates that towards the north progressively deeper structural levels of the Altkristallin, with respect to these synchrons, are exposed.

Province 3A

Immediately north of province 2, within a ca. 1.8 km thick zone (measured perpendicular to the synchron surfaces), BREWER found rocks with biotite ages of ca. 100 Ma, and muscovite ages between ca. 300 Ma and 100 Ma, becoming progressively younger at deeper structural levels (Figs. 39,41,42). This zone is bound by subvertical fault zones (Fig. 41), which converge towards the east. Synchrons dip more steeply (20 degrees and steeper) near these fault zones. The age pattern in province 3A can be interpreted as a consequence of a brief reheating between the blocking temperature of muscovite, which approximately coincides with the temperature at which biotite became fully outgassed, and the temperature at which muscovite became fully outgassed (Fig. 42). If one assumes that this temperature difference is roughly the same as the

temperature difference between the blocking temperatures of biotite and muscovite (50–80°C, Fig. 40) and that the synchrons reflect the instantaneous temperature distribution, one can calculate a geothermal gradient between 28 and 44°C/km (50–80°C/1.8 km) across this zone.

Province 3B

North of province (3A), separated by a fault, ages measured by WATERS (1976) define a zone where both muscovite and biotite have ages between 150 and 250 Ma, intermediate between the 300 Ma and 100 Ma cooling ages (Fig. 41). This zone also includes the Strieden Unit. These mixed ages can be interpreted as a consequence of reheating, as in province 3A, somewhere between the blocking temperature of muscovite and the temperature at which muscovite became completely open to argon diffusion. However, the similarity of the biotite and muscovite ages needs to be explained. Rocks in province 3B are distinctly coarser grained (medium- to coarse-grained schists and gneisses with large muscovite and biotite crystals) than the fine-grained schists in provinces 3A and 2. BREWER (1969) also remarks on the grain-size difference, which he suggests might have affected the age pattern. It is suggested in this study, that because of the larger grain-size in province 3B, both muscovite and biotite were only partially outgassed, yielding intermediate cooling ages (Fig. 43).

Province 4

This province lies to the north of province 3B, separated from it by the Ragga-Teuchl and Strugenkopf fault zones (Fig. 41). Province 4 is characterised by muscovite and biotite ages of 80–90 Ma, which are interpreted as true cooling ages, and are discussed in more detail in the section dealing with the age of deformation and metamorphism in the Polinik Unit (section 5.2.1).

Province 5

Altkristallin rocks to the NE of the Drau valley, in the Millstätter lake area, yield anomalous K/Ar mica ages (BREWER, 1969, 1970) (Fig. 39). They are anomalous because the biotite ages are much older (by up to a factor of five times) than the co-existing muscovite ages, which is not a normal blocking temperature relation. BREWER (1969) discusses this problem and suggests that the age pattern is a result of excess argon (Fig. 42). The high argon pressure was due to argon outgassing at lower structural levels, as a consequence of reheating, with Ar migrating upwards and being trapped in the micas as the rocks cooled through the mica blocking temperatures.

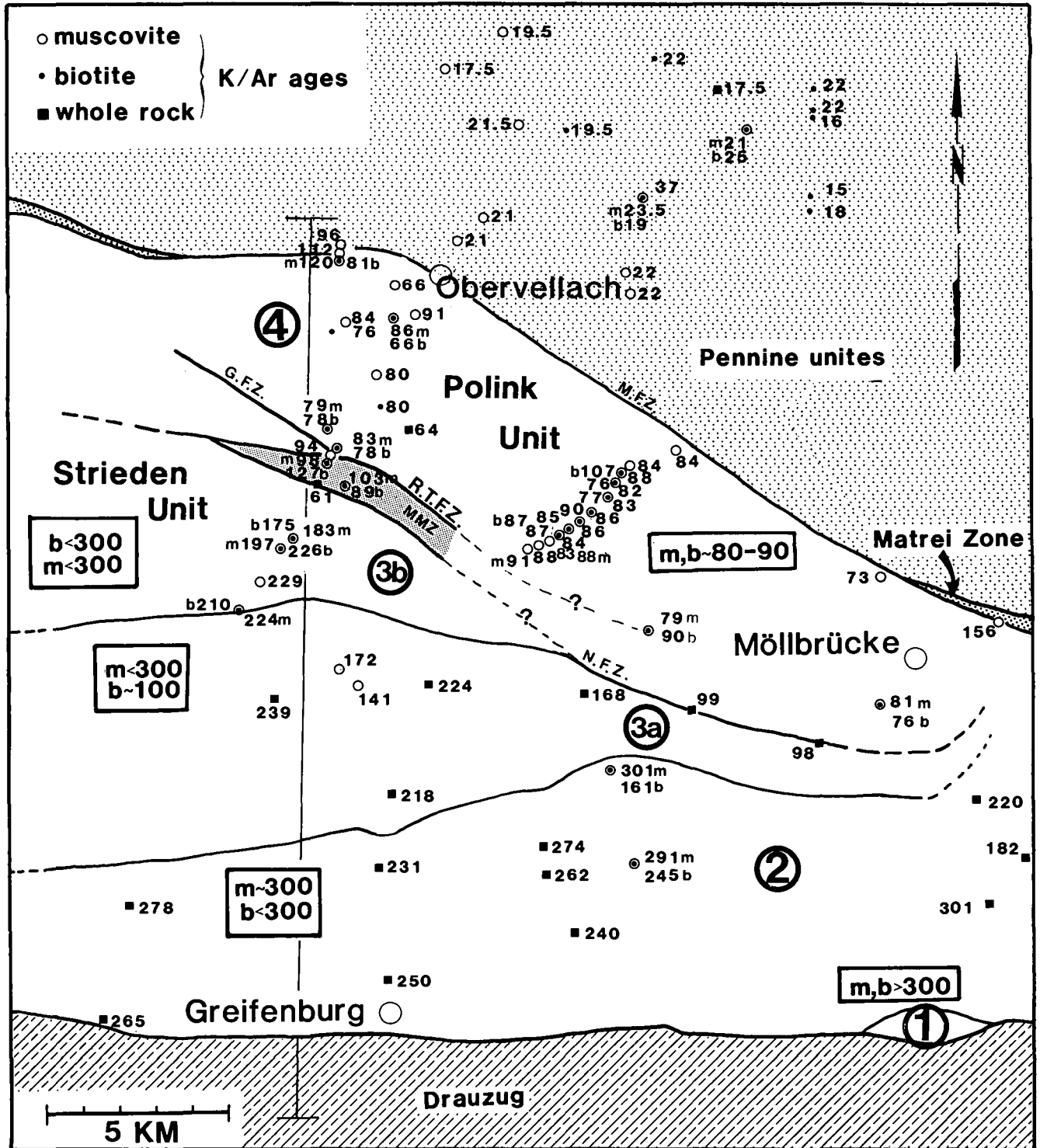
Province 6

At the margins to the Tauern Window, within the Altkristallin near the basal contact, K/Ar ages (whole rock and mica ages) of less than 70 Ma years are found (OXBURGH et al., 1966; LAMBERT, 1970; WATERS, 1976; HAWKESWORTH, 1976), (Fig. 39). These were then believed to be a consequence of a Tertiary reheating (Tauern crystallisation), which has partly reset the Cretaceous cooling ages. This heating resulted in metamorphism within the Tauern Window, where rocks give K/Ar mica cooling ages ranging between 18 and

22.5 Ma (OXBURGH et al., 1966) (Figs. 39, 41). However, recent Rb/Sr dating along the base of the Altkristallin, of rocks characterised by an extensional deformation fabric which post-dates the Cretaceous metamorphism, has yielded 40–50 Ma ages (WALLIS, 1988). WALLIS (1988) interpretes these ages to date the final stages of an extensional deformation which resulted in the contact relationships of the Altkristallin and the

Matrei Zone. He also argues that these ages cannot be due to the Tauern metamorphism, which is too low in this area to reset the Rb/Sr systematics in white micas.

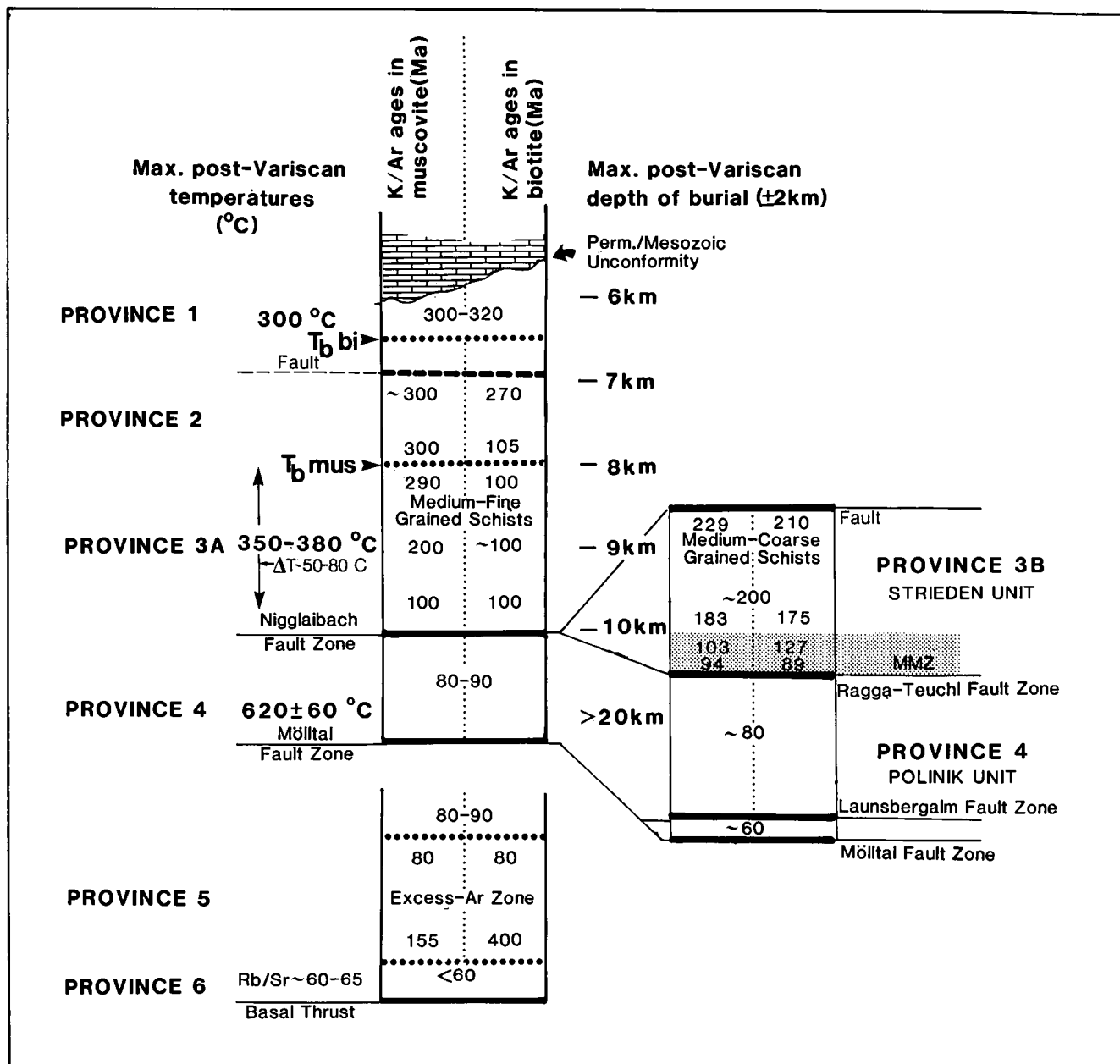
The sharp break in the pattern of ages across the margin of the Tauern Window which is seen north of the study area (Fig. 41) is interpreted as a consequence of movements along the Mölltal fault zone in the Tertiary.



Text-Fig. 41.

K/Ar ages in the study area and in adjacent areas, labelled 1, 2, 3a, 3b, 4.

They define various age provinces, discussed in the text. A summary N-S cross-section is illustrated in Fig. 42. Major structural features are: M.T.Z. = Mölltal fault zone; R.T.F.Z. = Ragga Teuchl fault zone; G.F.Z. = Griebenegscharte fault zone; N.F.Z. = Nigglabach fault zone; MMZ = Main Mylonite Zone.



Text-Fig. 42. Schematic section through the Altkristallin (see Fig. 41), illustrating the vertical distribution of age provinces and their suggested relation to maximum post-Variscan temperatures and maximum post-Variscan depth of burial.

5.1.3. Summary of the Regional Age Pattern

The age pattern depends on the precise temperature that any particular part of the rock pile reached during the Cretaceous metamorphism, how long it remained at that temperature, the grain size, and the argon pressure.

The age pattern can be used to define surfaces of identical ages (synchrons), which are assumed to be parallel to the earth's surface during the Cretaceous. These synchrons suggest that the Altkristallin, away from its northern margins (e.g. outside the Polinik Unit) has not been tilted regionally more than 20 degrees S since the Cretaceous, and that the presently exposed structural thickness (excluding the Polinik Unit), with respect to the synchrons, is probably not more than 6 km. The progressive change in ages with increasing structural depth, with respect to the synchrons, is as-

sumed to reflect the thermal structure of the crust during cooling from the Cretaceous thermal event, and suggests a geothermal gradient during Cretaceous cooling between 28 and 44°C/km.

5.2. Age of Metamorphism and Deformation in the Polinik Unit

(Table 9)

5.2.1. Age of Amphibolite Facies Metamorphism in the Polinik Unit

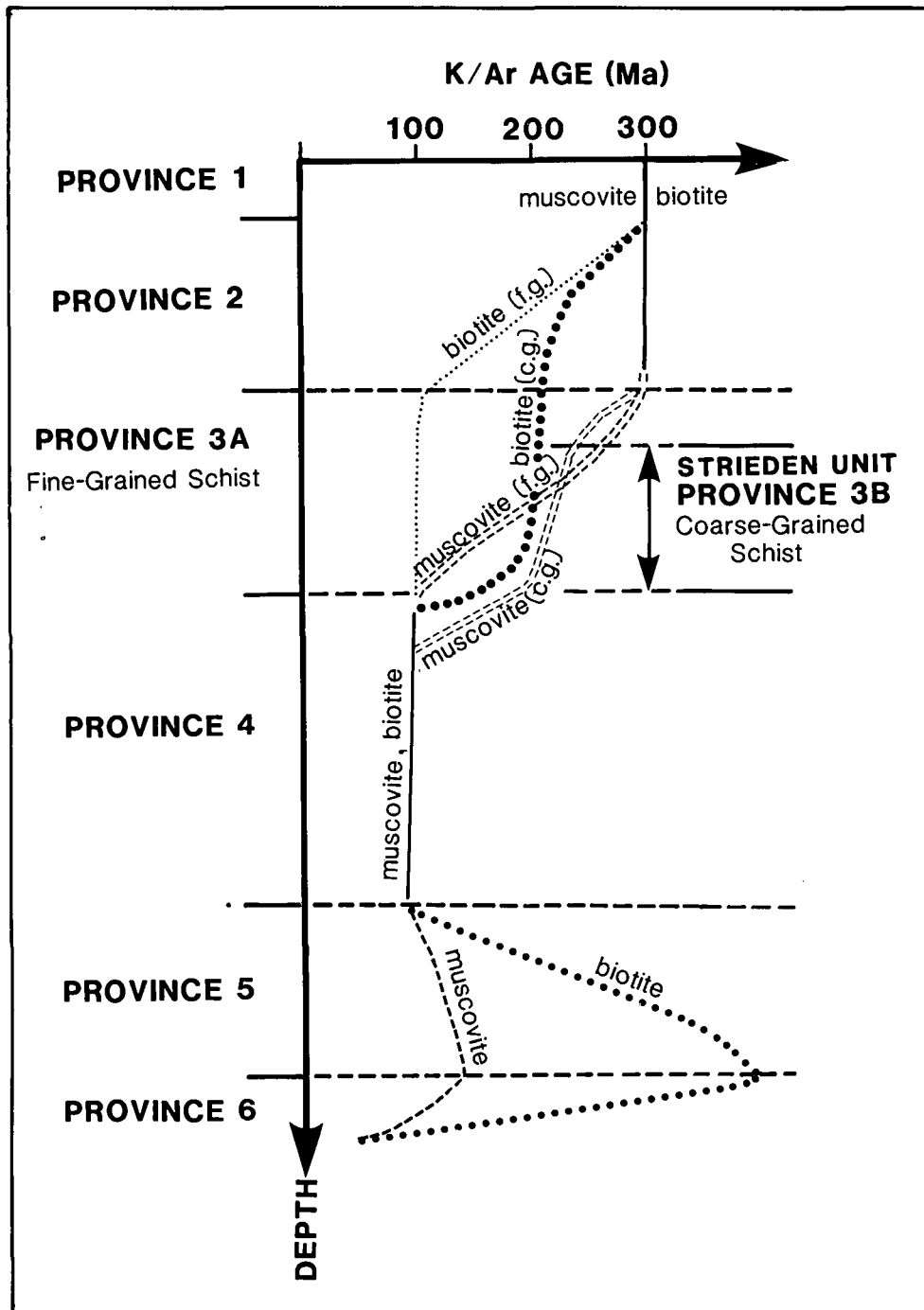
In the Polinik Unit, K/Ar ages of muscovites and biotites are uniform and range between 76–83 Ma (OXBURGH et al, 1966), (Fig. 41). The dated muscovites and biotites form part of the equilibrium amphibolite facies mineral assemblage (st – gtll – bi – musll – ky – plag – qz). However, an older generation of muscovite (mus

l) can be distinguished using chemical and textural criteria, and biotites can show considerable variation in composition (ionic exchange with other Fe-Mg phases). Never-the-less, K/Ar mica ages are uniform, suggesting that all micas have been completely open to argon diffusion during peak metamorphism at ca. 105 Ma (see section 5.1.2, age province (2), and cooled through their blocking temperatures at ca. 80 Ma.

5.2.2. Age of D₃

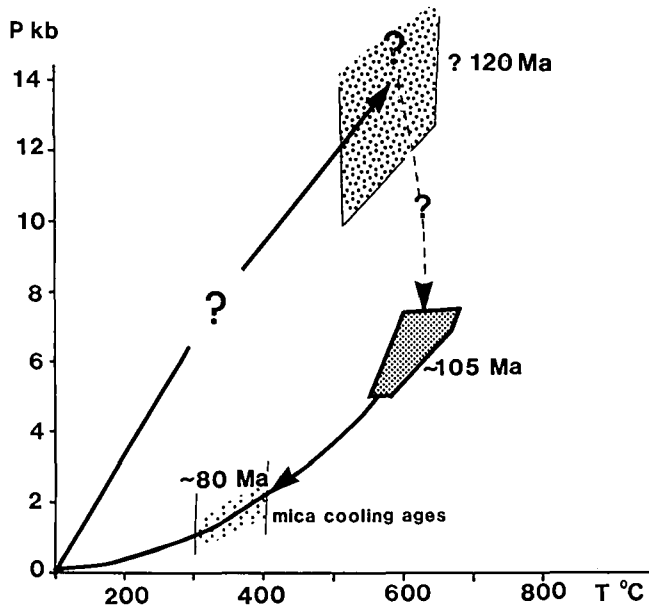
The D₂ mica fabric and the inter D₂-D₃ amphibolite facies mineral assemblages are deformed by D₃ structures. It is suggested, that D₃ occurred shortly after the Cretaceous thermal peak and continued until after the rocks had cooled below their mica blocking temperatures:

- 1) D₃ mica crenulation hinges are often broken and fractured, suggesting low temperatures for deformation.
- 2) Quartz grains in F₃ fold hinges are elongate and aligned parallel to the F₃ fold axial surfaces, showing undulose extinction and no signs of annealing. VOLL (1960, 1976) estimates that temperatures of at least 275°C are needed before quartz recrystallises. Therefore D₃ deformation must have still been active at temperatures well below the blocking temperature of micas.
- 3) The similarity between co-existing muscovite and biotite ages suggests that cooling rates were fast, and hence one would not expect large age differences from samples at different structural depths. The expected uplift rates are estimated at 2–10 mm/a for geothermal gradients varying bet-



Text-Fig. 43.
Graph illustrating the variation of muscovite and biotite K/Ar ages with depth in the Altkristallin in the SE part of the Tauern area.
The pattern of ages in province (3A) and (3B) seem to be dependent on grain-size.

P-T-t PATH POLINIK UNIT



Text-Fig. 44.

P-T-time trajectory for the Polinik Unit, using available P-T estimates from the Polinik Unit schists and garnet amphibolites.

Ages are constrained by available geochronological data. However, a Cretaceous age the high pressure assemblages, found in the Polinik Unit, is speculative (see text for discussion).

ween 25–45°C/km, and assuming that ΔT of the mica blocking temperatures is between 50–80°C. The observed maximum structural thickness presently exposed in the Polinik Unit is less than 2 km, regardless of whether this is calculated for the Polinik Unit before or after D_3 .

5.2.3. Age of Pegmatites

Pegmatites in the Polinik Unit are folded by D_3 and contain an internal D_2 fabric. However, no evidence for D_1 is seen in the pegmatites, and it is therefore concluded that they pre-date D_2 and post-date D_1 . Rb/Sr two-mineral-isochron ages from the coarse-grained centre of the deformed pegmatite are ca. 254 Ma (CLIFF, pers. com.). It is assumed that this age is close to that of pegmatite emplacement, and has not been significantly reset during the Cretaceous metamorphism. Therefore D_2 is younger than 254 Ma.

5.3. Ages of Metamorphism and Deformation in the Strieden Unit

5.3.1. Age Data

Geochronological data for the Strieden Unit consist of K/Ar whole rock and mineral ages for schists and mylonites (WATERS, 1976), and Rb/Sr and K/Ar ages for pegmatites (CLIFF, pers. com.).

The Strieden Unit (excluding the MMZ) lies within age province (3B), (Figs. 41–43). It is characterised by similar K/Ar muscovite and biotite ages which are intermediate between the Variscan and Cretaceous cooling ages (ca. 200 Ma). One sample is anomalous, with a biotite age which is older than the co-existing muscovite age (mus197/bi226, possibly due to excess argon). In general, muscovite and biotite ages become

progressively older towards structurally higher levels in the south (muscovite ages increasing from 183 to 229 Ma, biotite ages increasing from 175 to 210 Ma).

At the base of the Strieden Unit, within the MMZ, mica ages also show a pattern of increasing ages towards the south, with muscovite ages between 94 and 103 Ma, and biotite ages between 89 and 127 Ma. One sample shows evidence of excess argon, with the biotite age exceeding the muscovite age (mus98/bi127).

The northern margin of the MMZ is marked by sub-vertical brittle fault zones, which separates the MMZ from the Polinik Unit. However, though there is a change in the age pattern across the Polinik Unit–Strieden Unit boundary, it is not dramatic.

5.3.2. Age of Metamorphism in the Strieden Unit

The high temperature mineral assemblages in the Strieden Unit (formation of andalusite, staurolite, sillimanite) are interpreted as having a Variscan age. The pattern of K/Ar mica ages suggests that rocks in the Strieden Unit have only been partially outgassed during a Cretaceous thermal event (see description of age province 3 in section 5.1.2). It seems likely then that Cretaceous temperatures never exceeded that at which muscovite is completely outgassed (i.e. <400°C) (Fig. 42). P/T estimates for the peak metamorphic mineral assemblages, suggest that temperatures exceeded 650°C (section 4). This metamorphism must therefore be older than the Cretaceous and is probably related to the mica cooling ages of province 1. In this case, the oldest muscovite age, which is 320 Ma, yields a minimum age for the Variscan peak metamorphism.

Pegmatites, which occur abundantly within sillimanite-bearing schists, post-date the formation of sillimanite and andalusite and pre-date the D_n deformation. A Rb/Sr whole rock age of 266 ± 6 Ma has been obtained by CLIFF (pers. com., sample PTA2 from the Trögersee area) from a pegmatite showing these structural relations. The Cretaceous metamorphism did not reach high enough temperatures to reset significantly the Rb/Sr system in a coarse-grained pegmatite, and therefore this age must be close to, or at least is a minimum age for the emplacement of the pegmatite. Therefore sillimanite and andalusite growth occurred prior to 266 Ma, most likely during the Variscan metamorphism.

5.3.3. Age of Mylonites (D_p)

D_p deformation affected the high temperature mineral assemblages in the Strieden Unit, and pegmatites with a minimum age of emplacement of 266 Ma, therefore putting an upper age constraint of 266 Ma on the age of D_p deformation. D_p structures are cut by undeformed dacitic dykes which yield ages between 30 and 40 Ma (DEUTSCH, 1980), placing a minimum age constraint on D_p .

The following evidence suggests that the D_p deformation occurred at some time between 90 and 60 Ma:

- 1) Quartz microfabrics in the mylonites formed at low temperatures. Quartz forms ribbons with aligned subgrains which have a pronounced crystallographic preferred orientation and show undulose extinction. These textures suggest that quartz has not annealed into polygonal grains, but continued to de-

Table 9.
Constraints on the age of metamorphism and deformation in the Polinik and Strieden Units, showing possible correlations.

POLINIK UNIT	STRIEDEN UNIT
<p>D_1 >250 Ma : stretching lineation > 250 Ma : emplacement of leucocratic rocks (they cut across δ_1)</p>	<p>D_m, D_n >> 320 Ma : pre-date Variscan metamorphism M_V > 320 Ma : peak of Variscan metamorphism: andalusite overprinted by sillimanite; partial melting D_o between 320 and 266 Ma: restricted to lower sillimanite zone \sim 266 Ma: emplacement of pegmatites</p>
<p>\sim 250 Ma : emplacement of pegmatites</p>	<p>$M_C \sim$ 105 Ma : lower greenschist facies metamorphic conditions</p>
<p>D_2 <250 Ma, possibly between 135 - 105 Ma : folding; foliation in pegmatites; possibly associated with underplating of the Polinik Unit resulting in high pressure mineral assemblages of the eclogite amphibolites.</p>	<p>D_p 90 - 60 Ma : cooling below the mica K/Ar blocking temperatures; formation of the main mylonite zone (MMZ)</p>
<p>$M_C \sim$ 105 Ma : peak metamorphic temperatures during the Cretaceous metamorphic event, recorded in metapelites ($600^\circ\text{C} \pm 25^\circ\text{C}$, 6 - 7 kb) and in the hydrous amphibolite facies alterations of the eclogite amphibolites.</p>	<p>D_q between 60 and 40 Ma : folding of the MMZ</p>
<p>D_3 80 - 90 Ma : cooling of Polinik Unit through the K/Ar mica blocking temperatures;</p>	<p>30 - 40 Ma : emplacement of dykes</p>
<p>D_3 folding</p>	<p>< 30 Ma : faulting; movement along the Ragge Teuchl fault zone</p>
<p>\sim 65 Ma : final stage of emplacement of Polinik Unit onto the Lower East Alpine and the Peripheral Schieferhülle Units.</p>	
<p>M_T 22 - 35 Ma Tauern crystallisation: reheating of the base of the Polinik Unit in sub-area 5</p>	
<p>D_4 < 29\pm6 Ma arching (folding) of the Polinik Unit and the base of the Altkristallin (contact surface with the underlying units); flexural slip faults</p>	
<p>\leq 22Ma faulting; movement along the Mölltal fault zone and other subvertical faults</p>	

form, by slip along preferred crystallographic planes, well under its recrystallisation temperature (ca. 275°C, VOLL 1960, 1976). It therefore seems that D_p continued after the Strieden Unit had cooled through the mica blocking temperatures (ca. 350°C), i.e. is younger than ca. 90 Ma.

- 2) WATERS (1976) obtained a whole rock K/Ar age of 61 Ma from a fine-grained sericite- and chlorite-rich mylonite. This can be interpreted as dating the end of D_p deformation, assuming that the system has not cooled significantly below the temperature of beginning of retention of argon and that the mechanical grain-size reduction that occurred during D_p was sufficient to outgas the micas and reset the argon system. The rock therefore became closed when intense deformation ceased.

5.3.4. Age of D_q and Later Deformation

D_q structures deform the D_p mylonites, but are cut by dykes. It therefore must have occurred before ca. 40 Ma. An older age limit is more difficult to determine and depends on the interpretation of the D_p deformation age and correlation with deformation in the Polinik Unit. Movement on the Teuchl fault zone post-date D_q and also the emplacement of dykes, and therefore are younger than 40 Ma.

5.4. Geological History

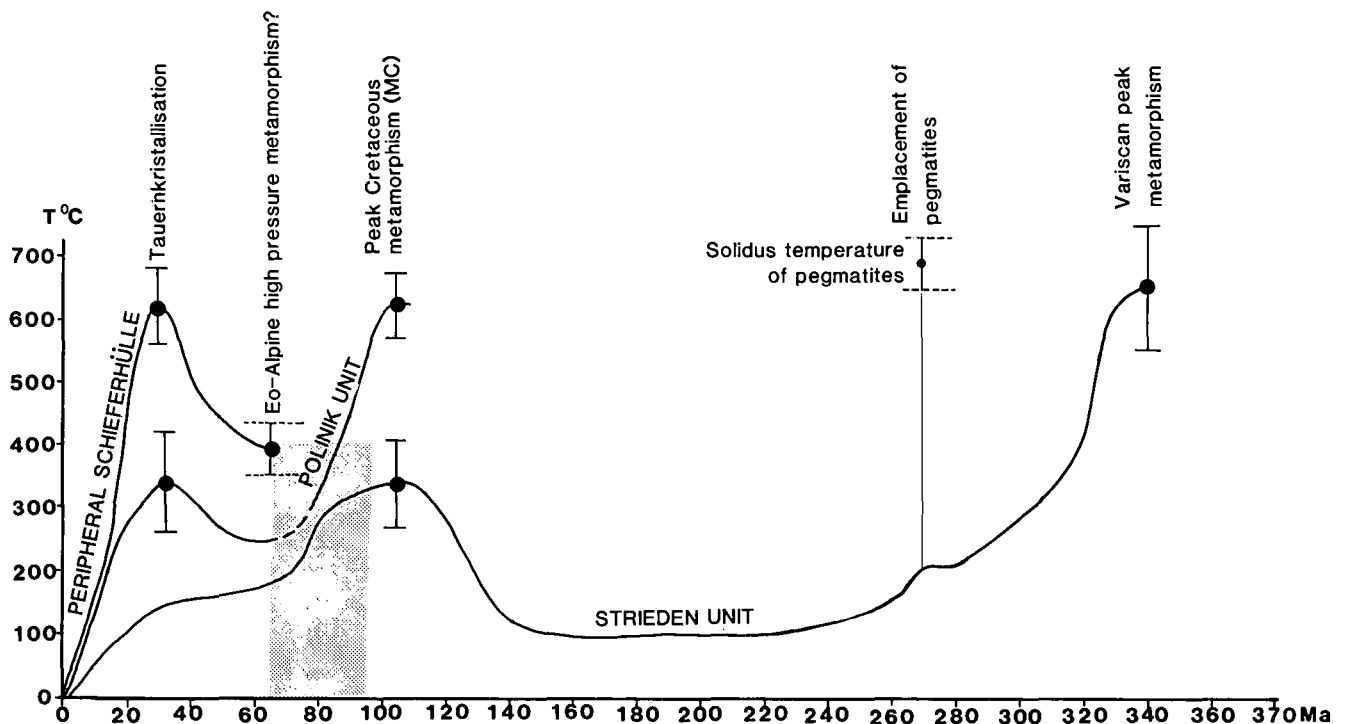
The ages of deformation and metamorphism (Table 9), in the Polinik and Strieden Units, place constraints on their burial and temperature histories (Fig. 45). Estimated depths of burial are average depths, and these

are large compared to thicknesses of the individual units. They can be derived from average metamorphic pressures, assuming that tectonic stresses are not significant (<0.5 kbars) and that 1 kbar is equivalent to ca. 3.5 km of overburden. Also, simple models of cooling (outlined in Fig. 40), and assumptions about the geothermal gradient can be used in conjunction with K/Ar mineral ages to give estimates of depth at particular times. Finally, the sedimentary history of the cover rock sequences, which overlie the Altkristallin, provide valuable information about uplift or subsidence.

The depth of burial history, when combined with the structural and metamorphic history of the study area, forms a powerful method for understanding the tectonic evolution of this part of the Eastern Alps (Fig. 45).

5.4.1. Pre-Variscan and Variscan Events

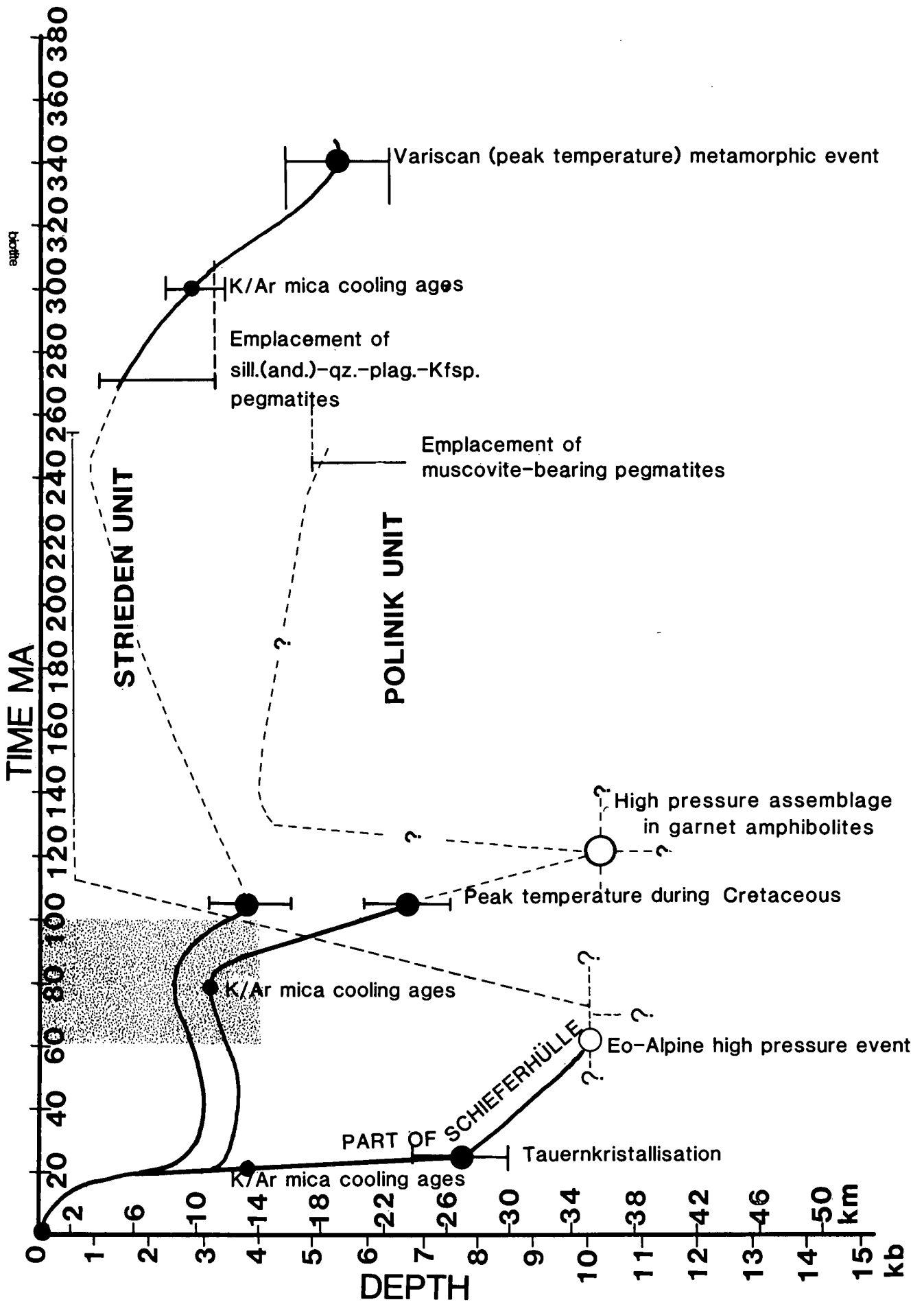
Evidence for the earliest structural and metamorphic events is well preserved only in the Strieden Unit, where metamorphic conditions were close to the Al_2SiO_5 triple point (5.5 ± 1.5 kbars, $650 \pm 100^\circ C$, Section 4.3.4). This metamorphism occurred around 320 Ma (oldest muscovite K/Ar Variscan cooling age) and is Variscan in age (M_v). It post-dates at least two deformation events, D_n and D_m . At the time of peak metamorphic conditions, the Strieden Unit was at a depth of ca. 19 km. Temperatures appear to have been locally sufficient for partial melting, though there is no evidence for an unusually high geothermal gradient (e.g. greater than 25–30°C/km). Little can be said about the earlier deformation except that it involved crustal shortening, and may be Variscan or much older. D_1 in the Polinik Unit is also probably of Variscan age



Text-Fig. 45.

a) Depth-Time (opposite page) and

b) Temperature-Time graphs for the Strieden and Polinik Units and part of the Pennine Unit in the SE Tauern area, using all the available data (this page). Horizontal and vertical bars represent age and depth uncertainties respectively for a particular geological event. Where depth estimates are based on assumed geothermal gradients, derived from other evidence, the uncertainties are large.



because it pre-dates pegmatite emplacement, which has a minimum age of 254 Ma.

The regional K/Ar mica age pattern suggests that the Strieden Unit cooled through the biotite blocking temperature of ca. 300°C at ca. 300 Ma. The mixed ages in age province (3B) can be interpreted as a consequence of localised partial resetting of Variscan cooling ages, either during a Cretaceous reheating event, or by pegmatite intrusion at ca. 266 Ma. Assuming that the geothermal gradient during cooling after M_v was at least as high as the average gradient during the peak metamorphic conditions during M_v (25–35°C/km), the Strieden Unit was probably not deeper than 12 km at ca. 300 Ma. Furthermore, the primary mineral assemblage in the pegmatites suggests maximum pressures of 3 kb (maximum depth of ca. 10 km) during their emplacement at 266 Ma. Thus, between the time of peak Variscan metamorphism (ca. 320 Ma) and pegmatite emplacement (ca. 266 Ma), the depth of the Strieden Unit progressively decreased by ca. 9 km. This suggests a history of tectonic or erosional unroofing in the period following peak Variscan metamorphism.

5.4.2. Permian to Jurassic History

From the Permian to the Late Jurassic, the Alpine region underwent crustal extension with the development of the Tethyan ocean between Adria and Europe.

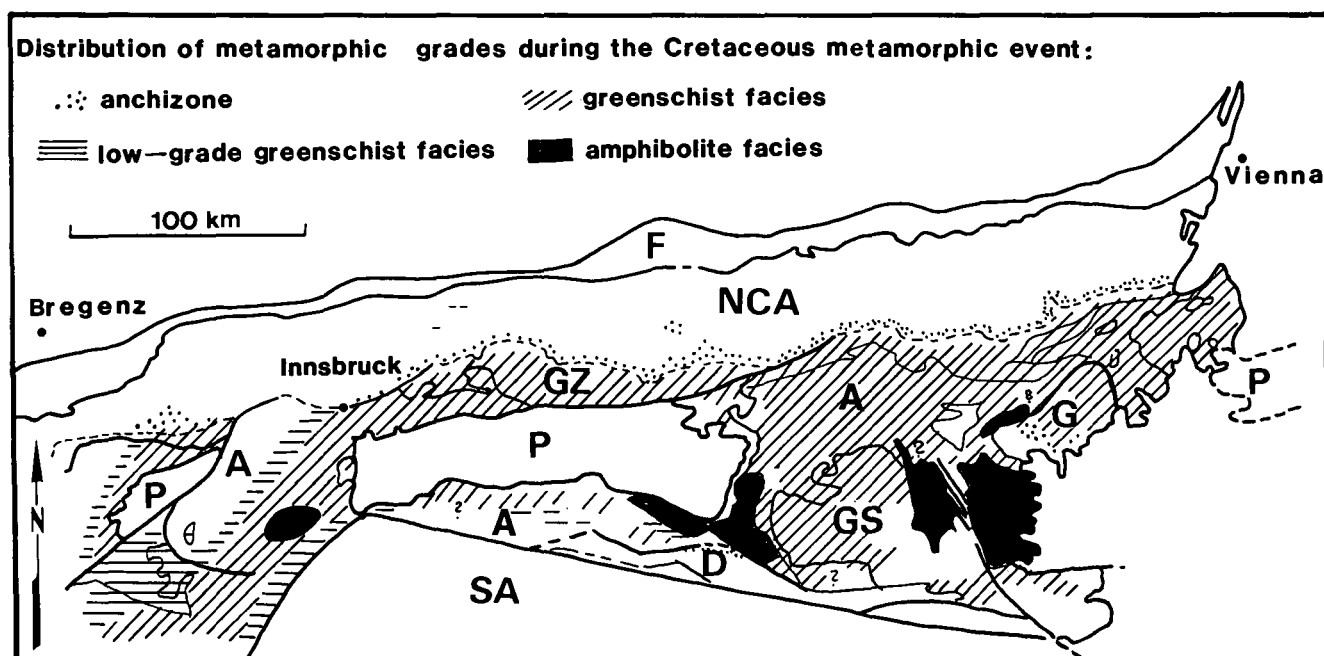
In the Goldeck and southern Kreuzeck areas, the upper parts of the Altkristallin consist of low grade schists and phyllites. These are unconformably overlain by sediments (Drauzug sequences), with conglomerates (Gröden beds) at the base. The mid-Permian Gröden beds contain clasts of garnetiferous mica schists, tourmaline-rich schists, pegmatites, and phyllites. The unconformity surface dips at 30–40° SSW, and Variscan isograds in the Strieden Unit, and also the Cretaceous synchronons (discussed in section 5.1.2), gener-

ally dip at less than 20°S–SE. This implies that there has only been moderate tilting of the Strieden Unit and upper parts of the Altkristallin since the late Cretaceous. The structural thickness between the base of the Strieden Unit and the unconformity surface, normal to these tilted surfaces, is between 2.5 and 4.5 km. This estimate is based on the interpretation that the Strieden Unit (age province 3B) has had a similar burial history to that of age province 3A, and was overlain by rocks of age province 2 and 1 and the Mesozoic cover rock sequences. Assuming no subsequent thickening or thinning of this sequence, (see discussion in section 5.4.3), the Strieden Unit was at a depth of 2.5–4.5 km immediately prior to the deposition of the mid-Permian Gröden beds. Thus, there may have been several kilometres of further erosion since pegmatite emplacement at ca. 266 Ma, but prior to the mid Permian.

In the Drauzug sequences, the basal Gröden beds pass up into Triassic shallow marine carbonates, reaching a total thickness of ca. 5 km (TOLLMANN, 1977) suggesting slow subsidence. In the mid Jurassic, pelagic sediments, including radiolarites, Aptychus and red nodular limestones dominate (TOLLMANN, 1977). This change in the sedimentation pattern may be due to an increase in the rate at which the Tethyan ocean was opening, producing an increased water depth throughout the Tethyan region, estimated to be 2–3 km (JENKYN, 1970). Such a water depth suggests that the Jurassic crust was thin and probably less than 12 km thick (Fig. 48). If so, the Strieden Unit must have been at a depth less than this, but deeper than the depth of the Mesozoic cover sequences, i.e. at a depth between 5–12 km.

5.4.3. Cretaceous Events

From the Early Cretaceous onwards, the tectonic development of the Eastern Alps can be described in terms of convergence between the two continental



Text-Fig. 46.

Map showing the distribution of metamorphic grades during the Cretaceous metamorphism in the Eastern Alps.

Modified after FRANK (1987). A = Altkristallin, D = Drauzug, G = Graz Palaeozoic, GS = Gurktal sheet, F = Flysch Zone, NCA = Northern Calcareous Alps, P = Pennine Units, SA = Southern Alps.

landmasses, Adria and Europe, with a subduction zone dipping underneath Adria (HAWKESWORTH et al., 1978; PLATT, 1986; FRISCH, 1976) (Fig. 48). Evidence of crustal shortening can be found at all crustal levels:

- Deformation in upper crustal levels, during the Neocomian to Cenomanian, pre-date the deposition of the Gosau beds. (SEDGWICK 1830). These were deposited on top of deformed, folded and thrust Mesozoic cover rock sequences. Sedimentation in the Gosau beds starts with Cenomanian shallow water clastic sediments.
- Early Cretaceous crustal shortening can also be demonstrated at the base of the Gurktal Alps, where Palaeozoic quartz phyllites are thrust onto Mesozoic cover sequences (von GÖSEN, 1982). Here, mineral growth, dated at ca. 100 Ma (HAWKESWORTH, 1976) and post-dating the formation of the thrust contact, suggests that movement was older than 100 Ma.

The Strieden and Polinik Units had a complicated geological history during the Cretaceous, and at some point they were brought together. There is no evidence for deformation in the Strieden Unit between ca. 266 Ma and the Late Cretaceous, in contrast to the Polinik Unit, which experienced D₂ deformation during this period. Therefore, the Polinik Unit may have been widely separated from the Strieden Unit, both vertically and horizontally, before they were juxtaposed.

Strieden Unit

K/Ar mica ages suggest that most of the Altkristallin, in the southern Kreuzeck area just below the Drauzug unconformity, was heated above the biotite blocking temperature in the Cretaceous and cooled again through the biotite blocking temperature at c. 100 Ma (Fig. 45B). Temperatures in the Strieden Unit (age province (3B)) did not exceed 400°C during the Cretaceous reheating event. Peak temperatures are assumed to have been reached just prior to the oldest Cretaceous biotite cooling age (103±2 Ma), which was measured in biotite co-existing with an undisturbed Variscan white mica (BREWER, 1970).

The amphibolite facies mineral assemblages in the Polinik Unit are considered to have crystallised during the peak of the Cretaceous thermal event (ca. 105 Ma). An average geothermal gradient of 22 to 34°C/km, at the Cretaceous thermal climax, can be calculated from the P/T conditions (Section 3.3.2). If this geothermal gradient is applicable to the Strieden Unit, then the Strieden Unit was at a temperature of 400°C and at a depth of 12 to 18 km at ca. 105 Ma (Fig. 47). It is interesting to note that the previous depth history of the Strieden Unit, outlined in section 5.4.2, places the Strieden Unit at the end of the Jurassic at a depth of 5–12 km, suggesting that an extra 0 to 13 km of overburden is required to account for the Cretaceous metamorphism. Thus, structural thinning in the Altkristallin, above the Strieden Unit, may have occurred since the Cretaceous. The Strieden Unit cooled through the biotite blocking temperature (ca. 300°C) between 90 and 100 Ma. Using the Cretaceous cooling geothermal gradient, calculated for age province (3A), this suggests that the Strieden Unit was at a depth between 6.5 and 12 km at 90–100 Ma. Typical P-T-time trajectories for a rock-pile undergoing uplift, suggest that the cooling geothermal gradient is usually higher than the peak metamorphic gradient, and this is com-

patible with the estimated gradients used here (22–34°C/km for peak metamorphism, and 25–45°C/km for cooling).

Polinik Unit

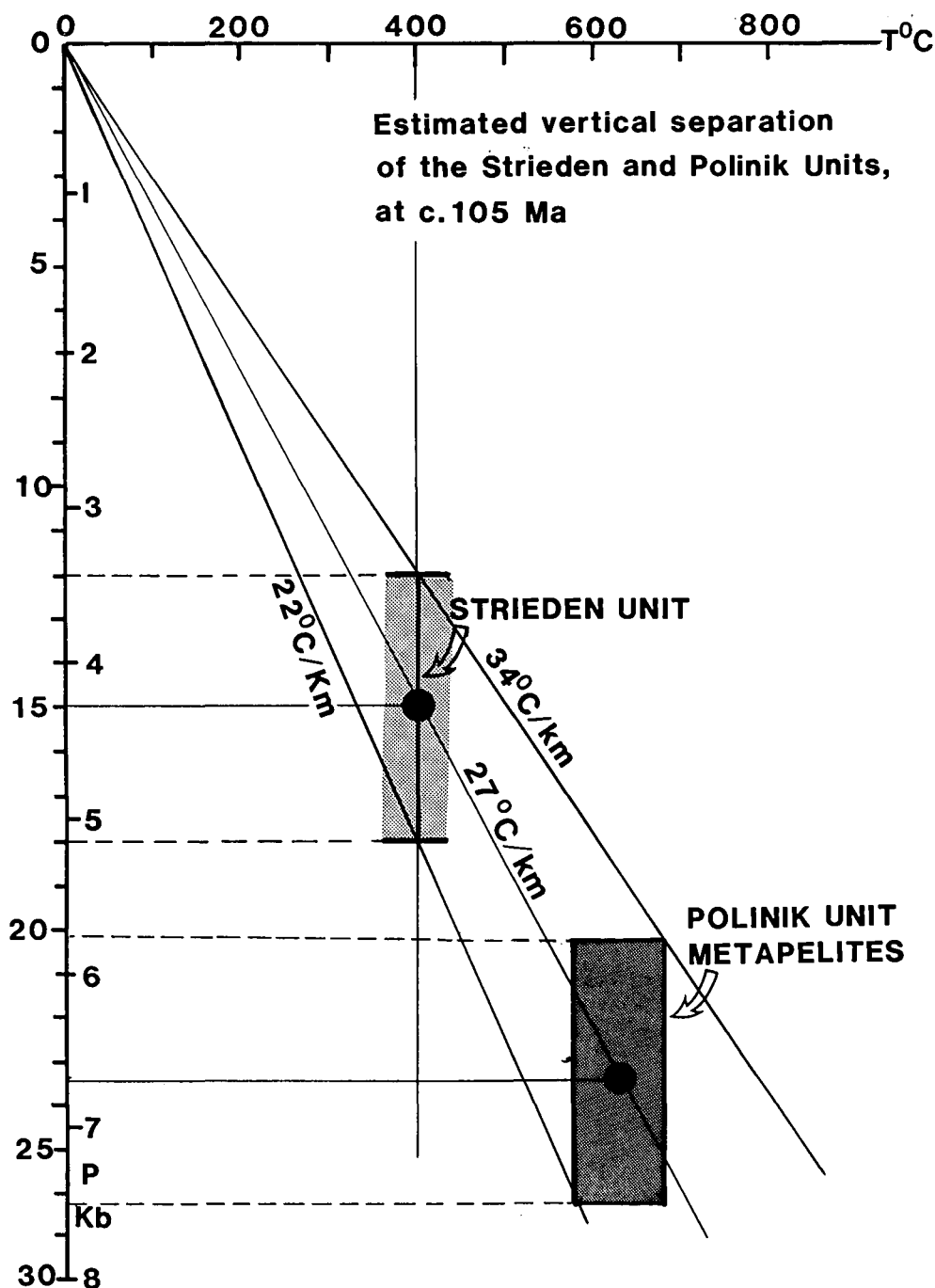
Amphibolite facies metamorphic pressures, deduced from metapelites, suggest that, the Polinik Unit during the temperature peak of the Cretaceous metamorphism (ca. 105 Ma), was at a depth of 20 to 26 km. If one considers that the crust during the Late Jurassic was probably only 12 km thick (see discussion, section 5.4.2), then a doubling of the crust (shortening by 50%) is necessary to account for the metamorphism in the Polinik Unit at ca. 105 Ma. D₂ deformation, which clearly pre-dates the Cretaceous peak metamorphic mineral assemblages in schists, might be an expression of the internal ductile shortening experienced by the deeper parts of the Altkristallin during crustal thickening. D₂ deformation is restricted to the Polinik Unit and no deformation of similar age has been observed in the Strieden Unit.

Eclogite amphibolite pods in the Polinik Unit record a history of progressive hydration and decompression from a high pressure metamorphism (in excess of 10 kbars) prior to the peak temperatures reached during the Cretaceous metamorphism. The hydration reactions suggest a history of warming, expulsion of water from the surrounding schists, and decompression, until P/T conditions were similar to those recorded by the surrounding schists. The ages of the primary eclogite assemblage and its alterations are not known, and it is possible that these are Cretaceous, suggesting that the Polinik Unit may have been at depths greater than 35 km in the Cretaceous, but prior to 105 Ma (Fig. 44). Burial of the Polinik Unit to these depths might have occurred by underthrusting in or near a subduction zone (Fig. 48). High pressure metamorphism in the Pennine units (estimated to have occurred at ca. 100 Ma in the Western Alps (HUNZIKER, 1974) is also attributed to burial in a subduction zone, beneath the structurally higher Pennine units and the thickened Altkristallin with its stacked up cover rock sequences (Fig. 48).

The onset of subduction in the Eastern Alps is estimated at ca. 110–120 Ma. This is based on both the occurrence of detrital high-pressure minerals in Cenomanian–Turonian flysch (OBERHAUSER, 1968); and PLATT's (1987) estimate of the time required for high pressure rocks to reach the surface from a depth of 30 km (ca. 20 Ma).

Late Cretaceous Juxtaposition of the Polinik and Strieden Units

The history outlined for the Polinik Unit during the Cretaceous is markedly different from that for the Strieden Unit, and both the vertical and horizontal separation between the two units must have been large. The vertical separation between the Polinik Unit and the Strieden Unit during the thermal peak of Cretaceous metamorphism (ca. 105 Ma) is difficult to assess. If one assumes that the geothermal gradient, estimated from the P/T conditions of the amphibolite facies assemblages in Polinik Unit metapelites, applies also for the Strieden Unit, then the base of the Strieden Unit lay 7–8 km above the top of the Polinik Unit (Fig. 47) at ca. 105 Ma.



Text-Fig. 47. Pressure-temperature graph, showing the possible vertical separation between the Polinik and Strieden Units at the climax of the Cretaceous metamorphism (ca. 105 Ma).

An average geothermal gradient between 22 and 34°C/km has been calculated, derived from Cretaceous peak temperature mineral assemblages in metapelites in the Polinik Unit, at this time. Assuming that this geothermal gradient is also applicable to the Strieden Unit, then the Strieden Unit was at a temperature of 400°C and at a depth of 12 to 18 km at ca. 105 Ma.

The history following peak metamorphic conditions is constrained by the K/Ar mica ages. The continuity of the K/Ar ages, right across the Polinik Unit/Strieden Unit boundary, suggests that their juxtaposition must have occurred during cooling, when both units passed through the 300–380°C temperature interval, recording similar mica K/Ar cooling ages. Since 105 Ma, there has been a change from a possible large vertical structural separation (up to 10 km) between the Polinik and Strieden Units, to an essentially small one.

Significance of D_p deformation

The MMZ is an important discrete high strain zone of deformation, which forms the base of the Strieden Unit and appears to have been originally flat lying. It was probably active between 60 to 90 Ma, shortly after the Cretaceous peak metamorphism. D_p kinematic indicators show that the upper plate (Strieden Unit) moved

towards the NW relative to the lower plate (Polinik Unit). If the MMZ acted as a normal fault, along which the Strieden and Polinik Units were brought vertically closer together, it would account for the marked difference in peak Cretaceous temperatures and pressures (equivalent to 2–8 km structural thickness) between the two units. It would also account for the uplift and cooling of the Polinik Unit at ca. 80 Ma.

Other shear zones in the Altkristallin occur above the MMZ (e.g. Striedenkopf mylonite, Figs. 4, 19) and below, at the base of the Altkristallin, where it passes into the Matri Zone and upper Pennine unit, (WALLIS, 1988). Kinematic indicators in these shear zones are similar to D_p fabrics and also indicate NW movement of the upper plate relative to the lower plate.

Given a normal fault interpretation for the MMZ, it is suggested that D_3 in the Polinik Unit, which occurred

at high crustal levels during cooling of the Polinik Unit represents either,

- a widely distributed deformation in the footwall of the MMZ related to movement in the MMZ ($D_p = D_3$) or
- D_3 post-dates D_p and movement in the MMZ and is possibly related to D_q .

Late vertical movements

The Strieden and Polinik Units are presently juxtaposed along steep brittle fault zones, such as the Ragga - Teuchl and the Strugenkopf fault zones (Fig. 4), which truncate dykes dated at 30–40 Ma (DEUTSCH, 1984), (Fig. 20). The absence of the dykes in the Polinik Unit suggests a strike-slip component greater than 5 km (width of the study area) on the late brittle fault zones. This is because, if there were only vertical movements, one might expect to find deeper levels of the dykes exposed in the Polinik Unit.

The minimum estimate (2 km) for the vertical separation of the two units during Cretaceous peak metamorphism, could be explained by vertical movements on these brittle fault zones. However, this interpretation is not satisfactory, because it provides no role for the MMZ, which is a large zone of ductile shear. However, it is certain that the Polinik and Strieden Units were ultimately juxtaposed by movements on the Ragga-Teuchl and Strugenkopf fault zones, albeit relatively small ones (<2 km).

Regional metamorphic, structural and stratigraphic evidence or post-metamorphic crustal thinning

① Metamorphic evidence

The high pressure metamorphism experienced regionally in the Pennine Units, attributed to burial in a subduction zone (SELVERSTONE, 1985; HOLLAND & RAY, 1986), is estimated to have occurred at 78 ± 12 Ma (RAITH et al., 1978). Pressures in excess of 8 kbars have been measured in the Upper Pennine Unit (HOLLAND & RAY, 1986) and pressures of at least 10 kbars in the lower Pennine Unit (SELVERSTONE, 1985). This suggests a depth of burial of 28 km and 35 km respectively. The total preserved overburden above the lower and upper Pennine Units, consisting of ca. 5 km of upper Pennine Unit (CLIFF et al., 1971) and a 10–15 km thick Austroalpine nappe pile (Altkristallin and the Mesozoic cover rocks), is far too thin in both cases to account for these pressures (15–20 km missing above the lower Pennine Unit, and 13–18 km missing above the upper Pennine Unit).

In the Altkristallin, amphibolite facies Cretaceous metamorphism in the Polinik Unit requires an overburden of 20–26 km (ca. 6.5 kbars). However, the exposed overburden is at least 10 km too thin to account for the metamorphic pressures.

Cretaceous amphibolite facies metamorphism has been found elsewhere in the Altkristallin (Fig. 46), for instance in the Ötztal Alps, in the Schneeberg area (THÖNI, 1983; HOINKES, 1981; HOINKES et al., 1982). Here too, metamorphic conditions (6–7 kbars) require an overburden (ca. 23 km) which is greater than the presently observed overburden (ca. 13 km).

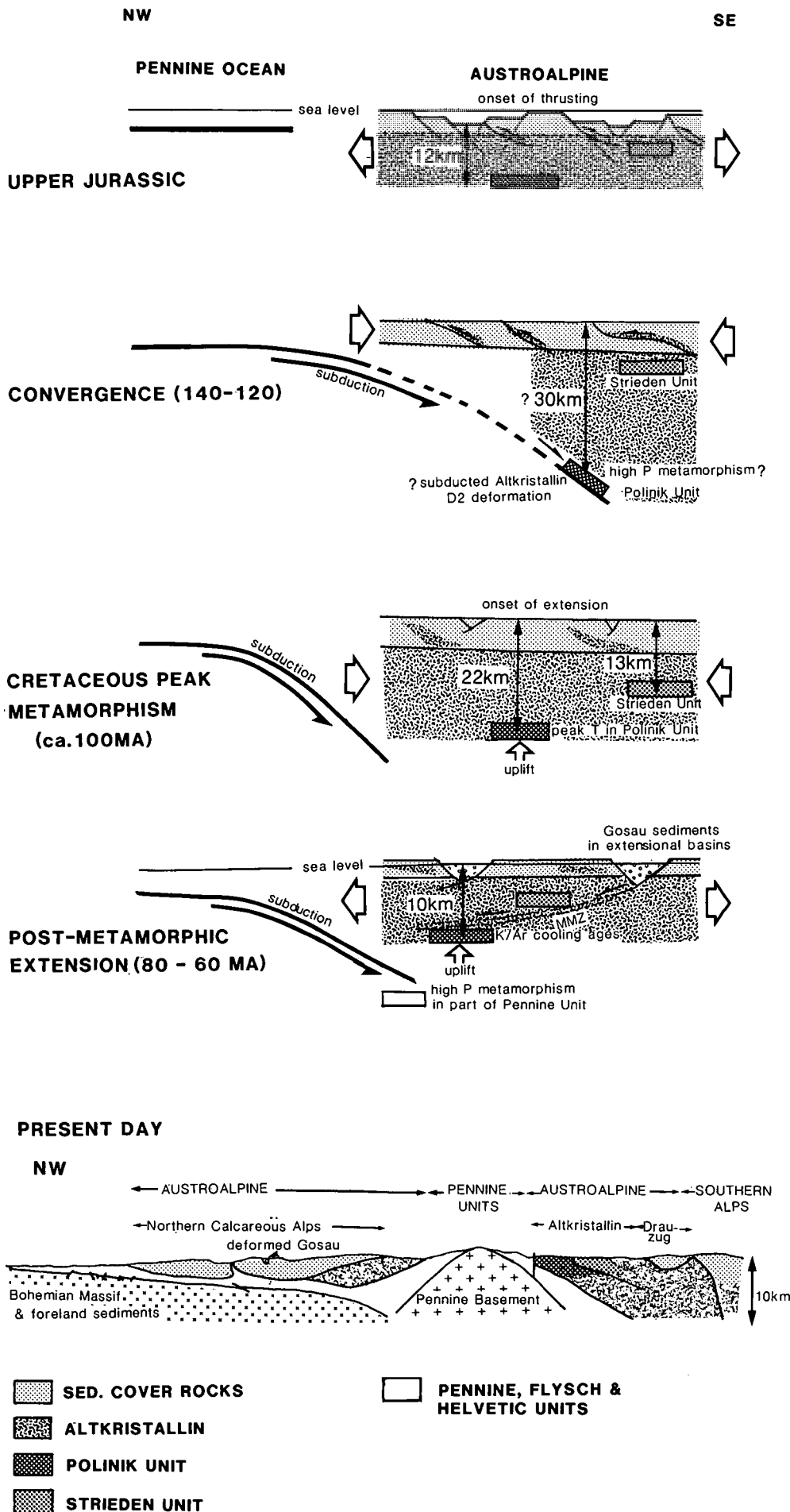
② Structural evidence

At the base of the Altkristallin, in the SE Tauern area, WALLIS (1988) has recognised a km-wide zone of distributed shear, which can be traced into the underlying

Matrei Zone and the upper Pennine Unit. It post-dates the Cretaceous metamorphism. The extensional fabric in this shear zone formed under greenschist facies conditions, suggesting the same sense of shear as that in the MMZ (top to the NW sense of shear). Rb/Sr ages suggest that deformation was still active at 40–50 Ma. Kinematic and metamorphic studies suggest that at least 10 km of crustal thinning has been accommodated by this deformation zone. The extensional deformation described by WALLIS (1988), together with the D_p deformation in the MMZ at the base of the Strieden Unit, across which 2–8 km of structural thinning may have occurred, could account for 12–18 km of post-metamorphic crustal thinning. This is in good agreement with the estimated missing overburden required to explain the Cretaceous metamorphic conditions in the Pennine Units.

However, this does not explain the 'missing overburden problem' for the Tauern metamorphism at ca. 25 Ma, discussed by DROOP (1985). Pressures derived from mineral assemblages, dated at ca. 25 Ma in the Peripheral Schieferhülle, suggest an overburden between 22–30 km (DROOP, 1985), which appears to be incompatible with the thickness of the presently observed thrust pile. DROOP concludes that this missing overburden formed part of a thick thrust sheet (7 ± 4 km thick), which overlay the Altkristallin (for instance, the Gurktal thrust sheet) and has been eroded away. DROOP suggests that the 'missing overburden' must be above the Altkristallin, as pressures estimated from the 30 Ma Rieserferner intrusion, which lies within the Altkristallin, suggest that it was emplaced at depths between 15 and 17 km (DROOP & CLIFF, unpubl. data).

However, the structural position of the Rieserferner intrusion within the Altkristallin is not clear, and it is possible that it is in fact right at the base of the Altkristallin. Present estimates of the thickness of the Altkristallin (12–15 km) and the overlying Drauzug (minimum thickness of 3 km) at 30 Ma may therefore be compatible with the depths of intrusion of the Rieserferner, without invoking missing overburden. But what about the peak metamorphic pressures in the Peripheral Schieferhülle during the Tauern Metamorphism at ca. 25 Ma? The K/Ar ages at the base of the Altkristallin have been only partially reset in the Tertiary, and hence the base of the Altkristallin was unlikely to have been much above 400°C at 25 Ma. Assuming that the geothermal gradient derived from DROOP's P/T estimates is applicable to the Altkristallin (20–27°C/km), then this suggests that the base of the Altkristallin was not deeper than 20 km at this time, and may have been shallower (say comparable to that of the Rieserferner, at 17 km). In this case, using DROOP's depth estimates for his assemblages, they are between 2 and 13 km below the base of the Altkristallin. This suggests that there may be missing crust at the base of the Altkristallin, though the lower depth estimates are compatible with the likely thickness of the Matrei Zone and Peripheral Schieferhülle (up to 8 km). An interesting possibility exists however, that crustal thinning occurred after the Tauern metamorphism (25 Ma), perhaps accommodated by the Mölltal fault zone, which acted as a normal fault zone. This deletion may be another manifestation of late-stage extension in an orogenic belt revealing the deeply buried metamorphic sequences (DEWEY, 1988).



Text-Fig. 48.

Cartoon diagram illustrating the possible evolution of the Altkristallin as part of the Austroalpine sheet, since the Upper Jurassic.

Diagrams represent NW-SE cross-sections. In the Jurassic, the total crustal thickness probably did not exceed 12 km (see text for discussion). Convergence resulted in crustal shortening, expressed as D₂ deformation in the Polinik Unit. Subduction of the basal part of the Austroalpine sheet is based on the assumption, that the high pressure metamorphism, observed in amphibolites in the Polinik Unit, is Cretaceous. Crustal thickening ultimately lead to the mid-Cretaceous burial metamorphism with peak temperatures in the Polinik Unit of ca. 650°C. At that time, the Polinik Unit was at a depth of ca. 22 km (assumed to be the total thickness of the Austroalpine sheet) and was buried ca. 9 km below the Strieden Unit. Post-metamorphic extension in the Austroalpine sheet seems to coincide with the high pressure metamorphism (ca. 8 kb) observed in the Pennine Unit (HOLLAND & RAY, 1985). During this time, the Austroalpine experienced uplift and extension.

Post metamorphic extensional deformation is also a possible interpretation for the Grazer Palaeozoic area, in the eastern part of the Austrian Alps. Here the Grazer Palaeozoic, which has experienced a weak Variscan metamorphism, shows mixed K/Ar mica ages, which fall between the Variscan and Cretaceous mica cooling ages. These are interpreted as partially reset Variscan ages, during the Cretaceous metamorphism. However, there is a sudden increase in metamorphic grade in the basal part of the Grazer Palaeozoic and also in the underlying Plattengneiss (a high strain, flat lying shear zone, which forms the top of the Altkristallin). This metamorphism yields Cretaceous K/Ar cooling ages of 80–90 Ma. This configuration suggests that the Plattengneiss shear zone acted as a low angle normal fault, which has substantially thinned the Cretaceous metamorphic sequence. Along this shear zone, hot (Cretaceous metamorphic event) Altkristallin basement rocks (yielding Cretaceous cooling ages) were juxtaposed with the 'cold' rocks (Grazer Palaeozoic sheet) on the down-thrown side of the low-angle normal fault, resulting in the resetting of Variscan mica ages.

③ Sedimentary evidence

At the highest structural level, within the Austroalpine domain, sedimentation of the mid Cretaceous Gosau beds was taking place at the same time as the postulated crustal thinning observed in the Altkristallin and the Pennine Unit. The Gosau beds were deposited in fault bounded basins above the deformed and thickened Austroalpine nappes (Fig. 48). They also unconformably lie on rocks of the Grazer Palaeozoic, where they form 1–2 km thick sequences. Sedimentation started in the Cenomanian with shallow water brackish marine deposits. However, during the Campanian to early Maastrichtian, green claystones were deposited below the carbonate compensation depth (FAUPL & SAUER, 1978), suggesting a water depth of several kilometres. The thickness of sediments (several kilometres) and the water depth (also several kilometres) suggest a major phase of regional crustal extension affecting the Austroalpine. The timing of the syn-tectonic deposition of the Gosau beds in fault bound basins coincides with both, major crustal thinning at deeper structural levels, within the Altkristallin and in part of the Pennine Units (WALLIS, 1988) and with the Cretaceous mica cooling ages found in the Altkristallin (e.g. Polinik Unit).

Summary of the Cretaceous events

(Fig. 48)

The convergent tectonic history of the Eastern Alps is associated with crustal thickening, affecting both the Austroalpine and the Pennine units, and resulting in the Cretaceous burial metamorphism.

D₂ deformation might be the expression of ductile shortening experienced by the Polinik Unit during this stage of crustal thickening. It pre-dates the Cretaceous metamorphism and is restricted to the Polinik Unit. The Cretaceous metamorphism reached amphibolite facies metamorphic conditions at ca. 105 Ma in the Polinik Unit (620±60°C and 6.25±1.25 kbars), whereas in the Strieden Unit temperatures did not exceed the K/Ar blocking temperature of micas (300–380°C).

A major phase of crustal extension took place after crustal thickening and the Cretaceous metamorphism. This affected the Austroalpine and the Pennine Units and caused substantial thinning (12–18 km) of the Cretaceous metamorphic sequence.

It is suggested that post-metamorphic crustal thinning occurred during D_p deformation. During D_p deformation, the Strieden Unit moved over the Polinik Unit in a NW direction, cutting out 2–8 km of the Cretaceous metamorphic sequence.

PLATT (1986) and SELVERSTONE (1985, 1988) have both recognized the metamorphic evidence for post-metamorphic thinning in the Eastern Alps. Contemporaneous regional extension in an overall convergent tectonic setting is explained by PLATT (1986) as a consequence of gravitational collapse at high levels in a weak orogenic wedge, which is being continuously thickened at depth by underplating. This extension also provides a powerful mechanism, along with erosion, for bringing up deeply buried rocks (PLATT 1986; BEHRMANN et al., 1986).

Acknowledgment

This work forms part of a Ph.D. thesis, carried out in Cambridge, during tenure of a Churchill College studentship from 1982–1986. Discussions with E.R. OXBURGH, D. WATERS, T. HOLLAND, N. RAY, N. WOODCOCK, J. PLATT, W. FRANK, M. THÖNI, I. FREY are gratefully acknowledged. L. SLOMAN, R. GOMO, S. LAMB provided assistance in the field. The manuscript benefited from a careful review by S. LAMB.

Plate 1

Folding in the Polinik Unit.

- Fig. 1: View of the southern slopes of Mt. Polinik (2784 m), showing hinge area (arrowed) of F_3 fold.
- Fig. 2: Detail of fold shown in Plate 1 – Fig. 1.
Arrow points to the fold hinge of F_3 fold. Fold axis trends approximately E and plunges gently towards the W (lefthand side of the picture). Other F_3 hinges and limbs can be seen above the arrow. Rock surfaces which dip subparallel to the mountain slope form the longer limbs of asymmetric F_3 folds. Viewed towards the W (down plunge) the asymmetry of F_3 folds is anticlockwise ("S" folds) with fold axial planes dipping towards the north at 30–45° (Plate 1 – Figs. 3, 4).
- Fig. 3: Close-up of an F_2 fold closure (also shown in Plate 1 – Figs. 1, 2, 4), showing the effect of minor F_3 folds (arrowed with subvertical axial planes) on an F_2 structure (arrowed with subhorizontal axial plane).
Hammer (30 cm long) for scale.
- Fig. 4: Approximate profile section of F_3 folds (N–S section, viewed towards the E) from an outcrop above the one illustrated in Plate 1 – Figs. 1–3.
Arrow points to fold closure of F_2 fold. The interference pattern produced by superposition of minor F_2 and F_3 folds is a combination of "S" folds on "Z" folds when viewed down plunge of the F_3 folds (towards the west).
Hammer in centre of picture (30 cm long) for scale.
- Fig. 5: Handspecimen of quartzo-feldspathic Polinik schist taken from the hinge area of a larger scale F_3 fold showing the preservation of small scale F_2 folds.
Locality is marked by an arrow on Plate 1 – Fig. 4. Quartzo-feldspathic layers are thickened in the hinge areas and attenuated on the limbs.
- Fig. 6: Looking towards the east along a F_3 fold nose (down plunge) developed in a foliated pegmatite surrounded by metapelites of the Polinik Unit.
 F_3 folds form cascading (subhorizontal) asymmetric folds striking approximately E with fold axes gently plunging towards the E (up to 6°). F_3 fold asymmetry is clockwise ("S" folds) when viewed down plunge (towards the E).
Locality: 300 m NE of the lake Bodensee.
Specimen 439; Harker collection number 147080.

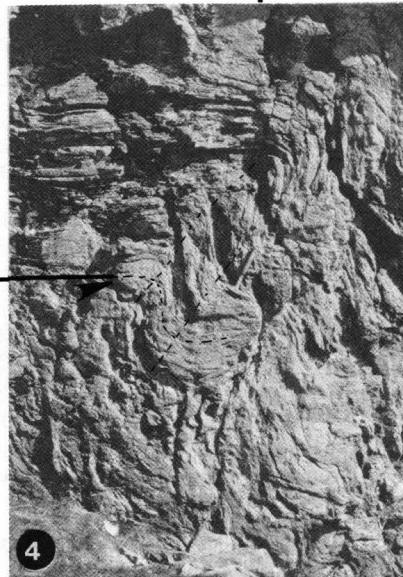
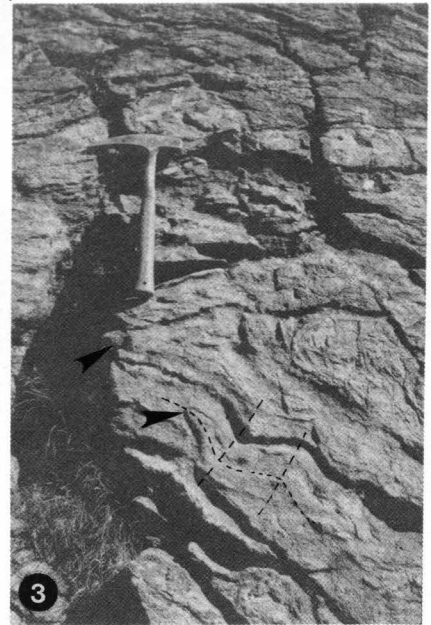
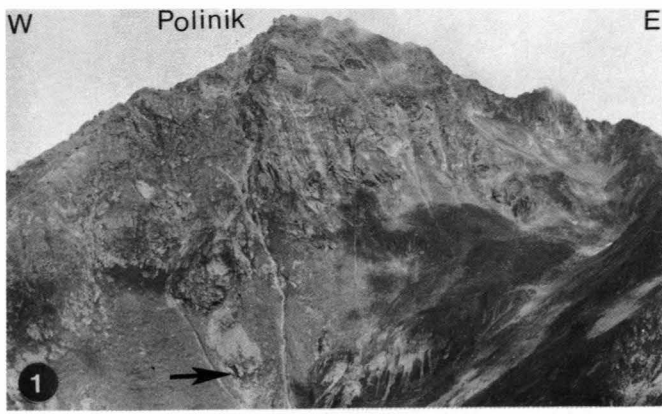


Plate 2

Mineral assemblages and textures in aluminous metapelites of the Polinik Unit.

- Fig. 1: Photomicrograph (pp) of zoned garnet typically found in metapelites of the Polinik Unit. Garnet 1 (gt 1) forms the inclusion-free core-region and garnet 2 (gt 2) forms the rim zone of the whole garnet. The solid line marks the electron microprobe traverse. The mineral zoning profile of this garnet is shown in Fig. 10.
Scale bar: 1 mm
Specimen 81.4; Harker collection number 147017.
- Fig. 2: Photomicrograph (cp) of twinned staurolite (st) and kyanite (ky) surrounded by muscovite, biotite and quartz.
Scale bar: 1 mm
Specimen 81.4; Harker collection number 147017.
- Fig. 3: Photomicrograph (pp) of mineral assemblage typically found in metapelites of the Polinik Unit. It shows a lensoid domain within a mica-schist which contains the mineral assemblage ky – gt – st – qz – mi – bi – rut – ilm – plag.
Scale bar: 1 mm
Specimen 81.2; Harker collection number 147016.
- Fig. 4: Photomicrographs (cp and pp) of S_2 mica cleavage folded by F_3 .
- Fig. 5: Kyanites (ky) are aligned within S_2 and have been deformed by F_3 . Kyanites are slightly altered along their margins to a fine aggregate rich in sericite and margarite.
Scale bar: 1 mm
Specimen 85.1; Harker collection number 147021.
- Fig. 6: Photomicrograph (cp) of deformed kyanite (ky). Kyanite is kinked by F_3 .
Scale bar: 1 mm
Specimen 77.16; Harker collection number 147019.

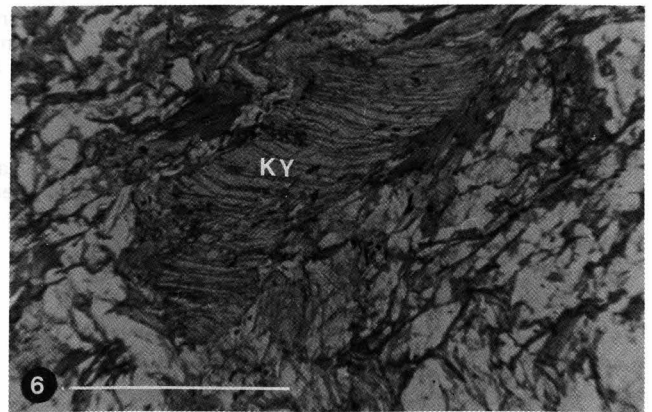
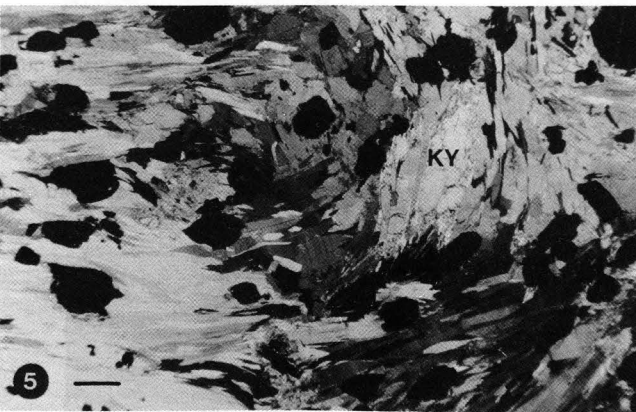
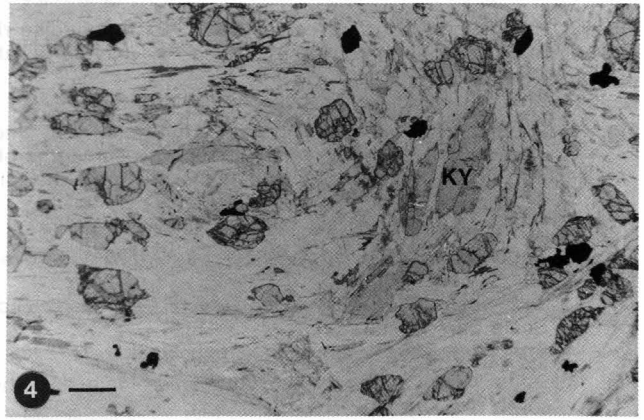
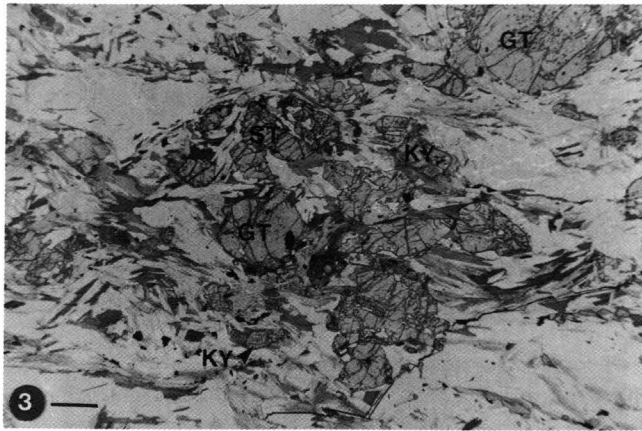
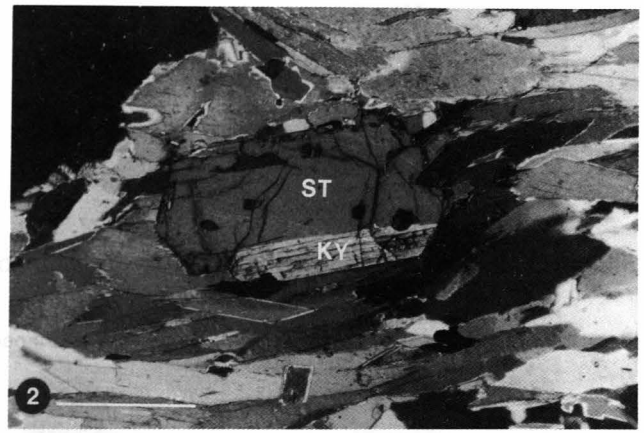
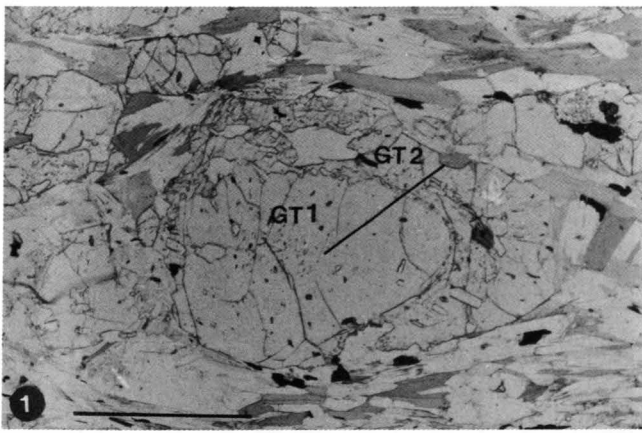


Plate 3

Sillimanite-bearing quartzitic biotite-rich schists of the Strieden Unit.

- Fig. 1: Photomicrograph (cp) of sillimanite fibrolite developed in biotite pseudomorphs after garnet.
Scale bar: 1 mm
Specimen 408.6; Harker collection number 147204.

Staurolite-garnet-andalusite-bearing aluminous metapelites of the Strieden Unit.

- Fig. 2: Photomicrograph (pp, cp) of garnet- and staurolite rich graphitic mica-schist.
Fig. 4: Staurolite prisms grow across foliation (internal foliation marked by graphite trails and aligned ilmenite).
Scale bar: 1 mm
Specimen 157; Harker collection number 147247.
- Fig. 3: Photomicrograph (pp) of garnet in graphite- and ilmenite-rich muscovite schists.
Garnet core shows internal foliation, the rim is free of inclusions. Locally the garnet rims are replaced by biotite. Also present are staurolite prisms which overgrow the foliation.
Scale bar: 1 mm
Specimen WÖ2; Harker collection number 147242.
- Fig. 5: Photomicrograph (pp) of euhedral staurolite grain overgrowing a graphite- and ilmenite-rich crenulated muscovite foliation.
Other mineral phases present are biotite, quartz and garnet.
Scale bar: 1 mm
Specimen 520.1; Harker collection number 147248.
- Fig. 6: Photomicrograph (cp) of euhedral staurolite grains which have overgrown a crenulated graphite- and ilmenite-rich muscovite foliation.
Internal foliation of staurolites (graphite trails, ilmenite) are not as intensely folded compared with the external foliation.
Scale bar: 1 mm
Specimen 520.2; Harker collection number 147248.
- Fig. 7: Photomicrograph (pp) of staurolite- and garnet-bearing mica schist.
Garnets are partly altered to biotite. There are two generations of staurolite: Staurolite 1 is rich in quartz inclusions and in this case aligned within the foliation and staurolite 2 (higher Zn-content) is free of quartz inclusions and cross-cuts both the foliation and staurolite 1.
Scale bar: 1 mm
Specimen WÖ1; Harker collection number 147230.
- Fig. 8: Photomicrograph (cp) of graphitic staurolite, garnet and andalusite-bearing schist.
Andalusite and staurolite porphyroblasts show an internal foliation marked by graphite and aligned ilmenite which can have an orientation different to the external foliation.
Scale bar: 1 mm
Specimen 520; Harker collection number 147248.

Textural evidence for partial melting.

- Fig. 9: Small leucocratic pod (qz – ksp – plag – bi – sill) within aluminous metapelites (bi – sill – plag – ksp – qz). Pod is mantled by biotite and sillimanite-rich layer, and may represent an early partial melt (leucosome) surrounded by a restite (melanosome).
Pod is a few cm across.
Locality: 150 m SSE of Latischalm hut.
- Fig. 10: Leucocratic layers (plag – ksp – qz – sill – bi) interfolded with biotite- (and sillimanite)-rich layers.
This is interpreted as a melanosome and leucosome respectively which have undergone substantial deformation. The foliation is defined by the alignment of biotite laths, and is labelled S_{01} . This foliation is folded by F_{02} folds.
Same locality as Plate 3 – Fig. 9.

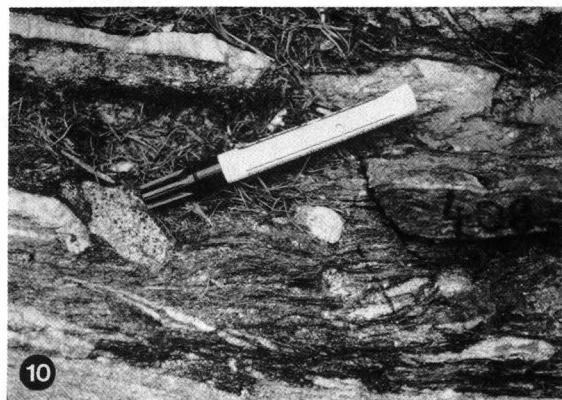
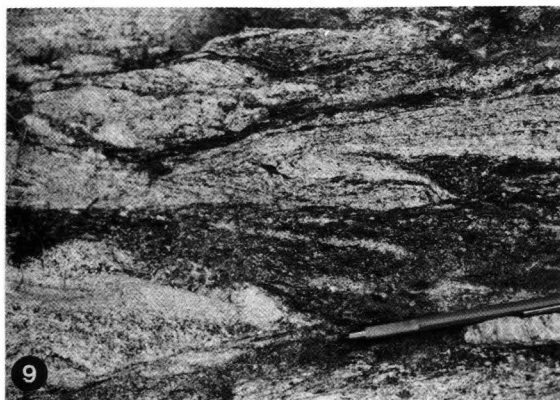
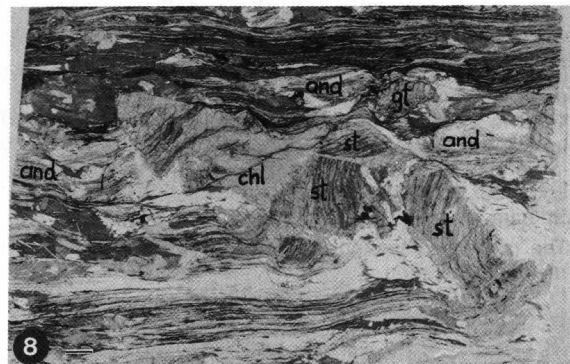
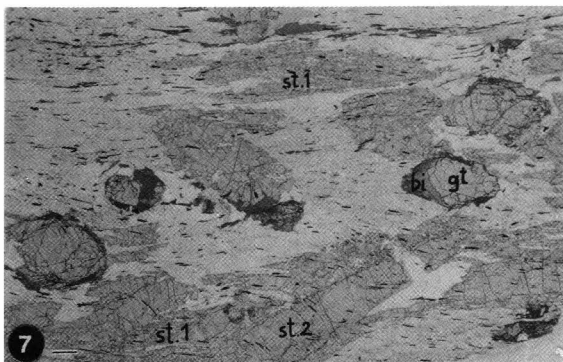
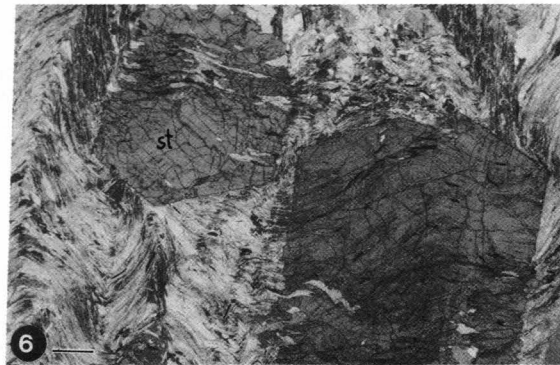
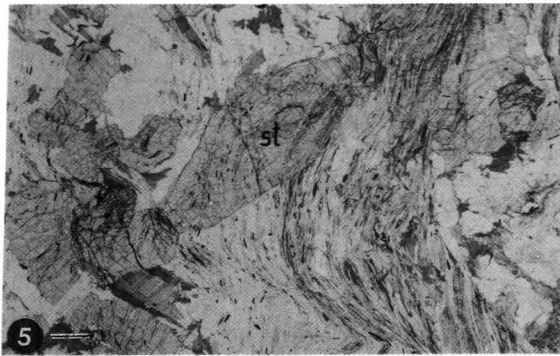
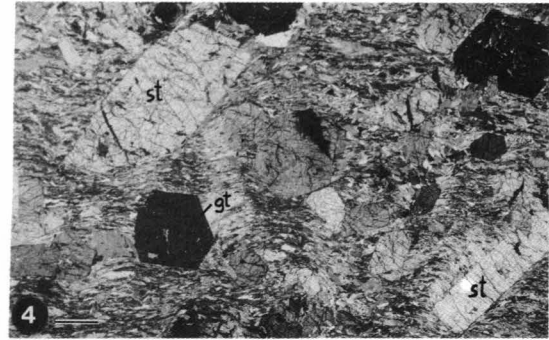
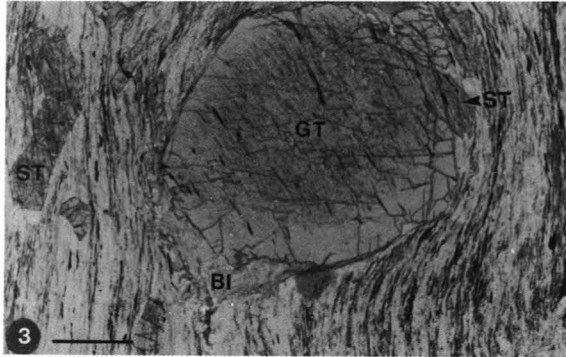
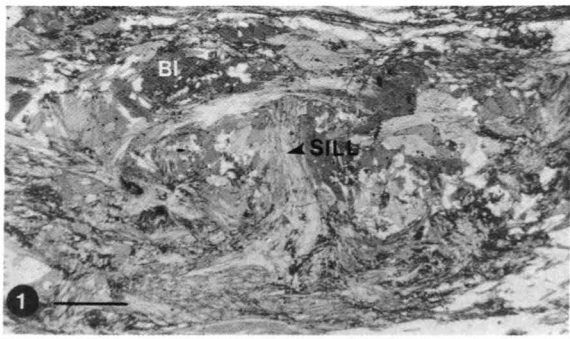
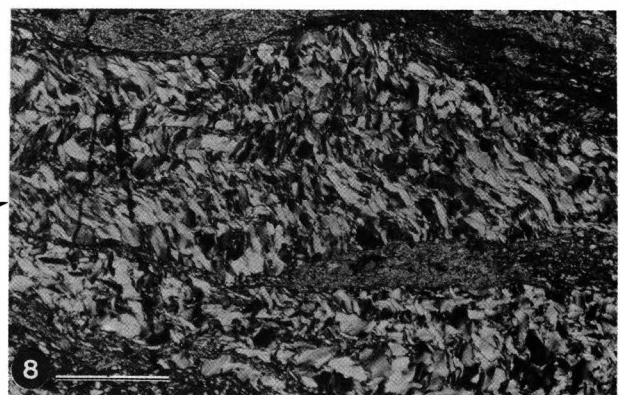
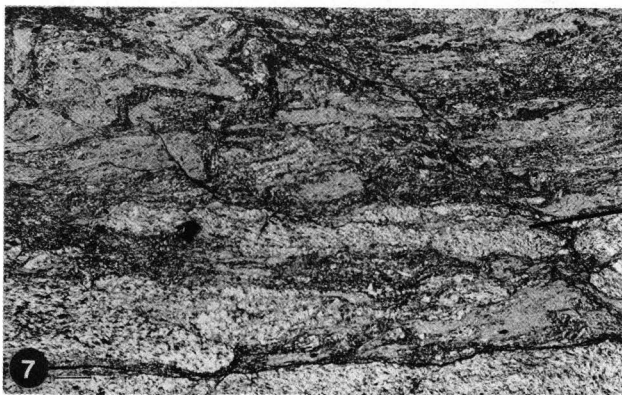
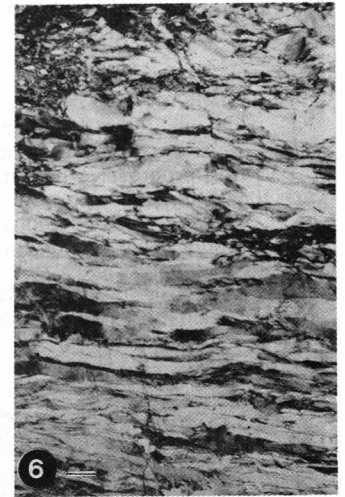
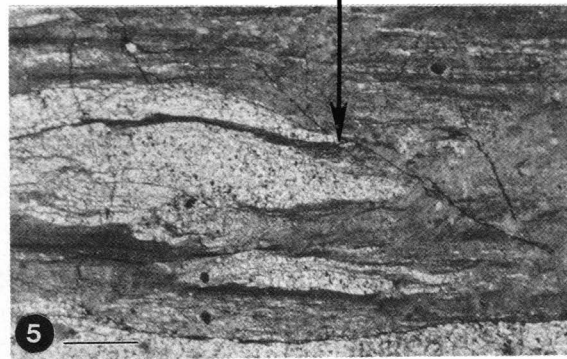
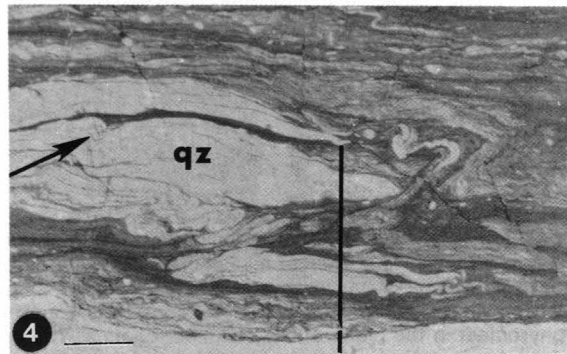
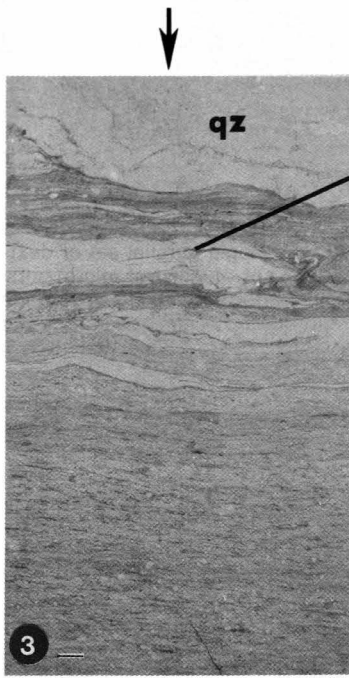
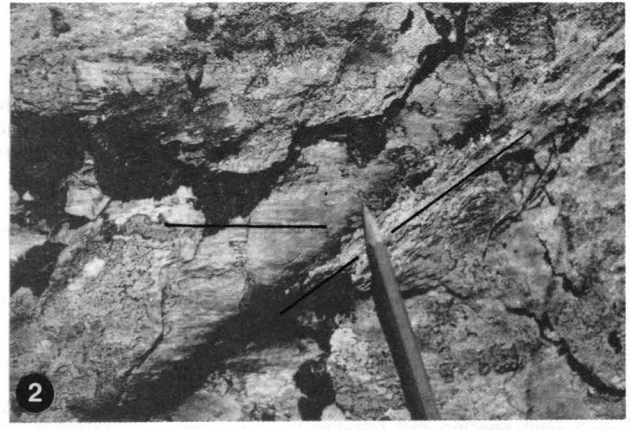
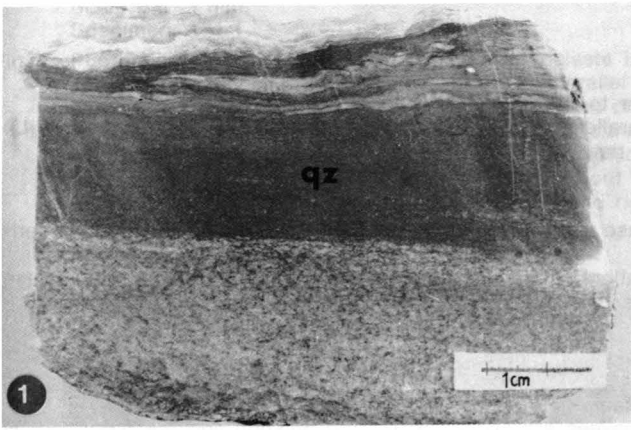


Plate 4

Quartz mylonites of the Strieden Unit.

- Fig. 1: Polished section of a quartz mylonite which is orientated perpendicular to the mylonitic foliation and quartz elongation orientation (stretching lineation).
Tight to isoclinal mm-scale folding occurs in upper part of the hand specimen at the contact with fine-grained mica-rich layers. Fold axes are sub-parallel to the mylonitic foliation. The rock is a quartzitic biotite-rich fine-grained gneiss (in the lower part of the photograph).
Location: 550 NNE Strieden, ridge.
Specimen: 382.
- Fig. 2: The mylonitic lineation (l_p) and foliation (S_p) are deformed by a tight fold (F_q) which has an axial plane oblique to the mylonitic foliation.
Locality: 700 m W of Latischalm hut.
- Fig. 3: Photomicrographs (pp, cp) of part of the quartz mylonite hand specimen illustrated in Plate 4 – Fig. 1.
- Fig. 4: Sections are perpendicular to the mylonitic lineation, which is defined by the shape fabric and preferred crystallographic orientation of quartz grains.
- Fig. 5: orientation of quartz grains. Pure quartz bands are intensely interfolded with mica-rich layers. The fold axes are sub-parallel to the mylonitic lineation.
Scale bar: 1 mm.
Locality: 550 NNE Strieden, ridge; same as Plate 4 – Fig. 1.
Specimen: 382.
- Fig. 6: Photomicrograph (cp) showing shape and preferred crystallographic orientation in elongate quartz grains (quartz ribbons).
Quartz ribbons show undulose extinction and can be dynamically recrystallised to fine-grained elongate quartz grains.
Scale bar: 1 mm.
Locality: 400 m S of Strugenkopf.
Specimen: 327.
- Fig. 7: Photomicrographs (cp) of deformed asymmetric kink folds in quartz ribbons.
- Fig. 8: Section cut perpendicular to the foliation and mylonitic lineation. Mica-rich layers mark the fold axial planes of these kink folds.
Scale bar: 1 mm.
Locality: 500 m SSE of Strugenkopf.
Specimen: 329.



Pegmatite mylonites of the Strieden Unit.

Fig. 1: Hand specimen of a pegmatite mylonite, cut perpendicular to the foliation.

Fig. 2: H(A) shows a polished section of a hand specimen cut parallel and H(B) perpendicular to the lineation (marked as L). Cataclastically deformed tourmalines define rods oriented parallel to the lineation (stretching lineation).

Location: 500 m E of Möllkopf.

Specimen: 331.

Fig. 3: Photomicrographs (cp) of pegmatite mylonite with plagioclase and tourmaline porphyroclasts surrounded by quartz-sericite-rich matrix.

Thin section is cut parallel to the lineation (extensional lineation). There is a prominent quartz ribbon texture. Plagioclase clasts show narrowly spaced lamellar twinning (sometimes bent).

Scale: Shorter side of the photograph is 4 mm.

Locality: 450 m E of Möllkopf.

Specimen: 251.B.

Fig. 4: Photomicrograph (cp) of tourmaline-rich pegmatite mylonite.

Thin section cut parallel to the extension lineation. Tourmalines are aligned within the foliation and are deformed by parallel micro-faults which are at a high angle to the foliation. Movement on these micro-faults is dextral resulting in extension of the porphyroclast within the foliation.

Scale: Shorter side of the micrograph is 4 mm.

Specimen: 331.

Microstructures in mylonites.

Extensional crenulation cleavages.

Fig. 5: Photomicrograph (cp) of mm-scale banding defined by a compositional variation.

Layers rich in quartz, feldspar and white mica alternate with each other. Section cut parallel to the lineation. Porphyroclasts include plagioclase and mica-fish. The fine-grained micaceous layers are deformed by a single parallel set of dextral extensional crenulation cleavages. Plagioclase porphyroclasts are cut by a single parallel set of sinistral microfaults. With progressive deformation the sinistral microfaults and the blocks they bound have undergone a clockwise rotation causing extension of the porphyroclast in the plane of the mylonitic foliation. The orientation of the shear bands together with the crystallographic preferred orientation of quartz has been used to deduce an overall dextral shear sense in a simple shear regime (chapter 7).

Scale bar: 1 mm.

Locality: 200 m E of Möllkopf.

Specimen: 256.A; Harker collection number 147178.

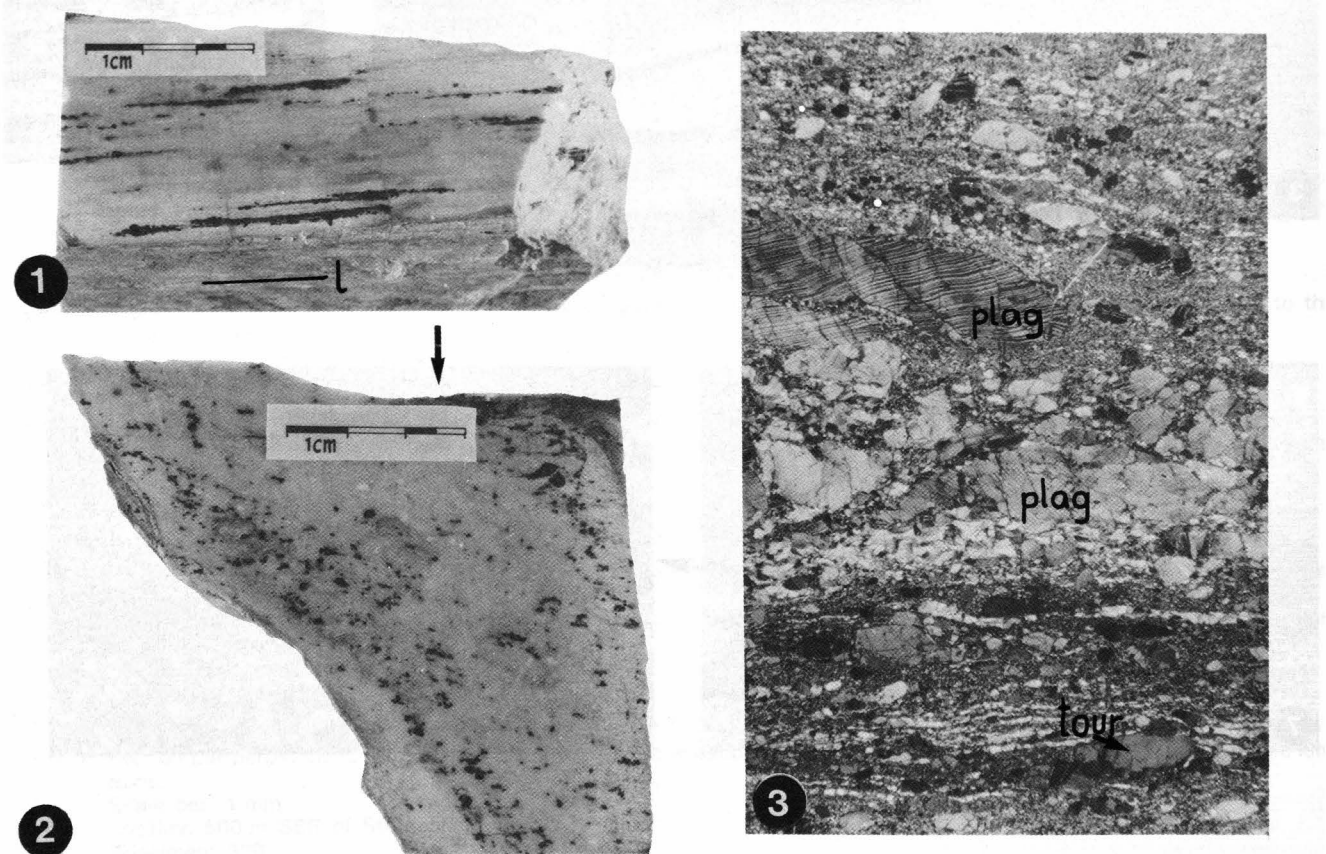


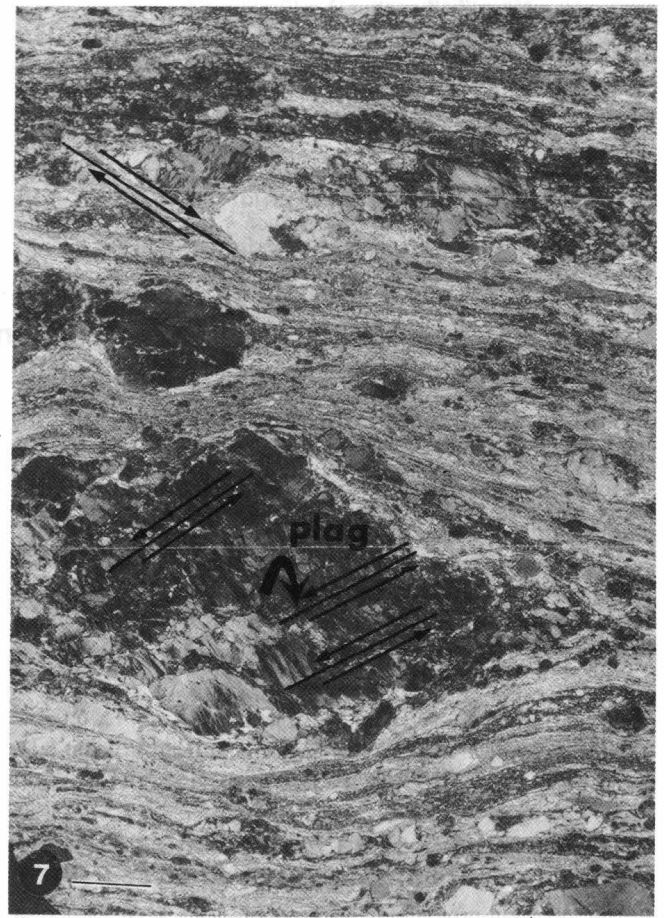
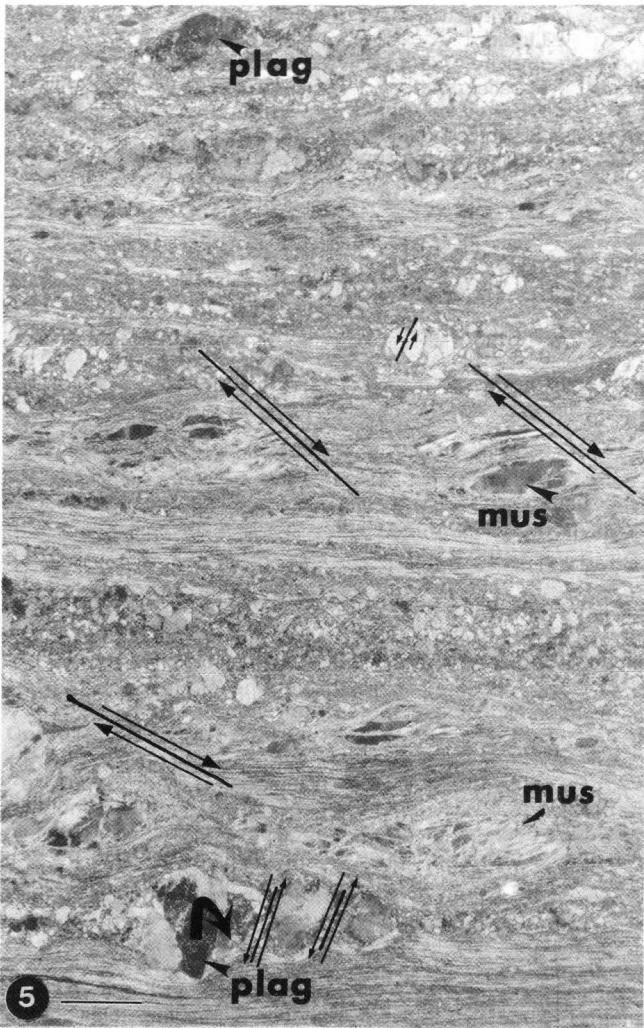
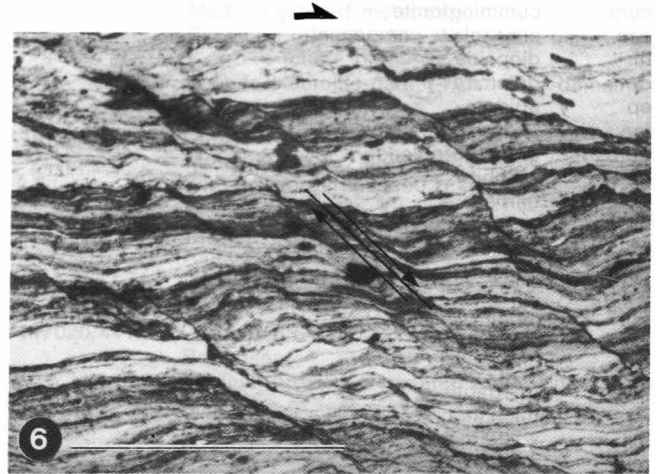
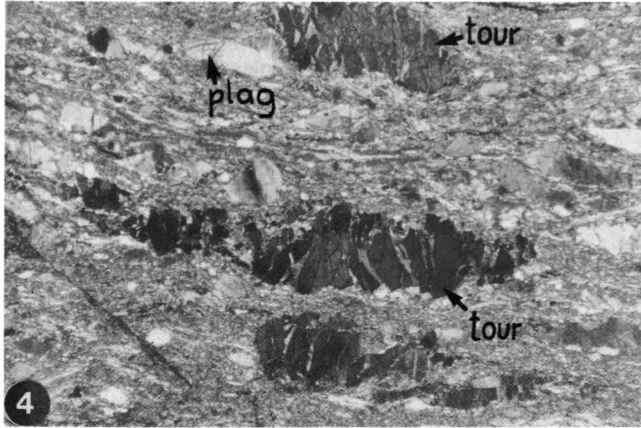
Fig. 6: Photomicrograph (cp) of an extensional crenulation cleavage developed in graphite- and mica-rich mylonite. The extensional crenulation cleavage postdates the mylonitic foliation. The mylonitic foliation between the extensional micro-faults is also folded and chemical alteration (chlorite-rich zones) occurs along micro-fractures oriented parallel to the extensional crenulation.

Scale bar: 1 mm.
Specimen: 171.1.

Fig. 7: Photomicrograph (cp) of plagioclase porphyroclasts in an augengneiss mylonite.

The large plagioclase porphyroclast is cut by parallel sinistral micro-faults. As movement occurred along these micro-faults, the faults and the blocks they bound rotated clockwise and the porphyroclast was progressively stretched within the mylonitic foliation. The porphyroclasts are surrounded by a matrix which has undergone extreme grainsize reduction with quartz grains showing a preferred crystallographic orientation. A predominant single set of dextral shear bands (extensional crenulation bands) is developed throughout the specimen. These shear bands have been used to deduce the overall shear sense in this rock (top moves to the right).

Scale bar: 1 mm.
Specimen: 502.2.



Appendix A

A.1. Mineral Abbreviations

ab	albite
alm	almandine component
amph	amphibolite (non specific)
an	anorthite component
and	andalusite
ap	apatite
bi	biotite
cc	calcite
chl	chlorite
cpx	clinopyroxene (non specific)
ctd	chloritoid
cum	cummingtonite
czo	clinozoisite component
di	diopside
dol	dolomite
ep	epidote
fsp	feldspar (non specific)
g.hb	green hornblende
gph	graphite
gt	garnet
gros	grossular component
hb	hornblende
hem	hematite
ilm	ilmenite
jd	jadeite
ksp	K-feldspar
ky	kyanite
marg	margarite
mc	mica (non specific)
mi	white mica
mus	muscovite
mt	magnetite
olig	oligoclase
omph	omphacite
ore	unidentified opaque
or	ortoclase
par	pargasite
pg	paragonite

pheng	phengite
phlog	phlogopite
plag	plagioclase
prp	pyrope component
py	pyrite
qz	quartz
rut	rutile
sill	sillimanite
spess	spessartine component
sph	sphene
st	staurolite
sym	symplectite
tour	tourmaline
tr	tremolite
tsch	tschermakite
zo	zoisite
zr	zircon

A.2. Other Abbreviations

P	Pressure
T	Temperature
t	Time
R	Gas constant (8.314 J K ⁻¹ ·mol ⁻¹ ; 1.9872 cal deg ⁻¹ ·mole ⁻¹)
T (K)	= T (degree centigrade) + 273.15
K	Equilibrium constant
X _i	Mole fraction of component i
μ	Chemical potential
γ _i	Activity coefficient of component i
L	Liquid
a _i	Activity of component i
pp	Parallel polars
cp	Crossed polars
CPO	Crystallographic preferred orientation
MMZ	Main mylonite zone

Appendix B

B.1. Electron Microprobe Specification

Hardware

Probe designed and built in Cambridge. It uses a Si (Li) detector and pulse processor system interfaced to a Data General Nova 2 computer.

Software

Spectra processed by iterative peak stripping (STATHAM, 1976). Correction methods after SWEATMAN & LONG (1969).

Detection limits:	Na	0.25 %
	Mg	0.15 %
	Al, Si	0.10 %
	K-Zn	0.05 %

Relative accuracy: 2 % for major elements (with at least 5 % of element present).

B.2. Methods Used in Calculating Fe³⁺ in Minerals from Probe Analyses

The following procedures were adopted for recalculation of Fe₂O₃ from mineral analyses using the NOVA program written

by Leslie KANAT (1985) available in the Department of Earth Sciences, in Cambridge.

Garnets X3 Y2 T3 O12

Formula proportions were calculated on the basis of 12 oxygens and the following site assignments were made:

- 1) Al³⁺ was allocated to fill the tetrahedral sites and the remainder allocated to octahedral sites.
- 2) Fe²⁺ was converted to Fe³⁺ until the sum of Al³⁺ + Fe³⁺ + Cr³⁺ + Ti⁴⁺ = 2.0.

A new anion total was then calculated and the formula re-normalised to 12 oxygens. The procedure is iterative, until the difference between the initial anion sum and final anion sum is less than 0.00001. The garnet composition can then be expressed in terms of the proportions of the six end members.

Other phases

All iron was assumed to be ferrous in carbonate phases, chlorite, chloritoid, feldspar, sphene, tourmaline, mica, etc.

Appendix C

List of Hand Specimens and Thin Sections Used in this Text

The first number gives the Cambridge University (Department of Earth Sciences) Harker collection number and the second refers to numbers used in the text.

POLINIK UNIT

Polinik Schists

Garnetiferous feldspathic paragneisses and schists

Fine-grained (average grain size <1 mm)

- 146977/ 8 Coord. 46°53'45"N - 13° 8' 2"E.
Raggaalm E.
Biotite-rich gneiss, deformed by kink-band.
Gt - mi - bi - chl - qz - plag - tour - zr - or
(hem) - ap.
In the kinked zone micas are bent, and quartz shows undulose extinction.

Medium-grained (average grain size ~2 mm)

- 146988/ 77.5 Coord. 46°54'16"N - 13°10'20"E.
Mörnigköpfe E.
Tourmaline-rich, crenulated schist.
Gt - mi - bi - qz - plag - or - tour - zr - ap - or.
- 146989/ 77.6 Coord. 46°54'16"N - 13°10'20"E.
Mörnigköpfe E.
Tourmaline-rich gneiss.
Bi - mi - qz - plag - gt - chl - tour - or.
- 146990/ 77.7 Coord. 46°54'16"N - 13°10'20"E.
Mörnigköpfe E.
Crenulated feldspathic plagioclase-rich gneiss.
Bi - mi - qz - plag - gt - chl - or.
Lensoid domains of plagioclase and quartz within the foliation. Parallel sets of shear-bands are at a shallow angle to foliation.
- 146991/ 77.9 Coord. 46°54'16"N - 13°10'20"E.
Mörnigköpfe E.
Blastomylonite.
Bi - mi - qz - plag - gt - chl - tour - or - rut - ap.
- 146992/ 77.10 Coord. 46°54'16"N - 13°10'20"E.
Mörnigköpfe E.
F₂-fold core.
Bi - mi - qz - plag ('gefüllte' texture) - gt - chl - ap - zr - or.
Micas in fold-hinges recrystallised.
Folded quartz band: quartz grains show undulose extinction, serrated grain boundaries are partly recrystallised (mortar texture).
- 146993/ 77.11 Coord. 46°54'16"N - 13°10'20"E.
Mörnigköpfe E.
Crenulated schist, from F₃-fold core.
Bi - mi - qz - plag - gt - chl - tour - rut - sph - zr.
Micas are bent; quartz has recrystallised along grain boundaries (mortar texture).

Coarse-grained (average grain size >3 mm)

- 146999/ 81.5 Coord. 46°53'59"N - 13° 9'52"E.
Mörnigköpfe E.
Garnet-rich gneiss.
Gt - bi - mi - qz - plag - chl - rut - ap - zr - or - (hem).

Fresh aluminous metapelites

- 147016/ 81.2 Coord. 46°53'59"N - 13° 9'52"E.
Mörnigköpfe E.
Medium-grained metapelite.
Bi - mi - gt - ky - st - qz - plag - tour - zr - rut - or.

Kyanite-staurolite-tourmaline-rich lensoid domains. Staurolite-kyanite twins.

- 147017/ 81.4 Coord. 46°53'59"N - 13° 9'52"E.
Mörnigköpfe E.
Medium-grained metapelite.
Bi - mi - gt - st - ky - chl - qz - plag - rut - sph - tour - or.
Kyanite-staurolite-garnet-rich domains. Staurolite-kyanite-twins.
- 147019/ 77.16 Coord. 46°54'16"N - 13°10'20"E.
Mörnigköpfe E.
Fine-grained crenulated metapelite.
Bi - mi - gt - st - ky - chl - qz - plag - tour - or.
Kinked kyanite is aligned within the crenulated mica foliation. Conjugate kink-bands and associated box-fold.
- 147020/441.7 Coord. 46°54'16"N - 13° 9'25"E.
Bodensee.
Medium-grained crenulated metapelite.
Mi - bi - gt - st - ky (kinked) - qz - plag - tour - rut - ilm - chl - ap - zr.
Kyanite deformed by I₂-crenulation.
- 147021/ 85.1 Coord. 46°53'44"N - 13° 9'42"E.
Polinik.
Crenulated metapelite.
Mi - bi - gt - st - ky - marg - chl - qz - plag - tour - rut - sph - or (ilm).
Kyanites are altered and surrounded by fine-grained aggregates of sericite and margarite.
- 147022/ 83.2 Coord. 46°53'44"N - 13° 9'30"E.
Polinik.
Coarse-grained metapelite.
Mi - bi - gt - st - ky - marg - qz - plag - chl - tour - rut - sph - or (ilm).
Fine-grained aggregates of margarite and sericite surround and partly replace kyanite.
- 147023/ 67 Coord. 46°53'42"N - 13° 9'44"E.
Polinik E.
Metapelite with domains rich in deformed plagioclase porphyroblasts (blastomylonite).
Bi - mi - qz - plag - gt - st - chl - rut - zr - or (ilm) - ap.
Quartz shows undulose extinction and has recrystallised grain boundaries (mortar textures); plagioclase porphyroclasts (augen texture).
- 147024/ 68 Coord. 46°53'43"N - 13° 9'44"E.
Polinik E.
Tourmaline-rich metapelite.
Mi - bi - gt - st - ky - qz - plag - chl - rut - or (ilm).
- 147025/ 77.3 Coord. 46°54'16"N - 13°10'20"E.
Mörnigköpfe E.
Medium-grained metapelite.
Bi - mi - gt - st - qz - plag - chl - zr - rut - ap - or (ilm).

Retrogressed metapelites - various stages.

- 147031/ 4 Coord. 46°53'43"N - 13° 7'55"E.
Raggaalm E.
Coarse-grained retrogressed metapelite containing feldspar eyes.

- Gt - st (1.5 % ZnO) - mi - bi - chl - qz - plag (2 % An) - tour - rut - sph - zr - or (ilm). Garnet forms elongate grains aligned within the foliation.
- 147034/ 83.4 Coord. 46°53'44"N - 13° 9'30"E.
Polinik.
Medium-grained retrogressed metapelite.
Bi - mi - qz - plag - gt - chl - st - tour - zr - rut - or.
- 147035/ 85.4 Coord. 46°53'44"N - 13° 9'42"E.
Polinik E.
Crenulated retrogressed metapelite (no hand specimen).
Bi - mi - qz - plag - gt - chl - tour - rut - zr - ilm.
Well-crystallised mica-fabric, two generations of garnets, fine-grained white mica pseudomorphs after staurolite and/or kyanite. Plagioclase porphyroblasts overgrowing crenulated mica fabric.
- 147032/ 7 Coord. 46°53'44"N - 13° 8'0"E.
Raggaalm E.
Blastomylonitic retrogressed metapelite:
Bi - mi - qz - plag - gt - chl - st - tour - zr - ap - sph - or.
Quartz shows strain textures and serrated quartz grain boundaries which can be recrystallised (mortar texture).

Pegmatites

- 147080/439 Coord. 46°54'28"N - 13° 9'32"E.
Bodensee S.
Foliated pegmatite. Contact pegmatite/metapelite:
Qz - plag - mus - chl - bi - gt - ap - or.
Sample taken from hinge-region of F₂ fold. Additional sample of separated kinked muscovite books.

STRIEDEN UNIT

Metapelites

Staurolite-rich

medium- to coarse-grained metapelites

- 147238/195.1 Coord. 46°52'15"N - 13° 7'35"E.
900 m S of Striedensee.
Kink-bands in staurolite-rich quartzitic mica schist.
St - bi - mus - or - chl - qz - plag.
Euhedral staurolites (0.3 cm) overgrow mica foliation. Ilmenite exsolution in biotite. Micas are kinked. Staurolite is altered along fractures to a fine-grained aggregate of sericite and chlorite.
- 147241/554 Coord. 46°52'50"N - 13° 5'54"E.
350 m ENE of Steinwandalm hut.
Andalusite-bearing, garnet-staurolite-mica schist.
And - st - gt - qz - plag - mus - bi - ilm - zr - chl - ap - ?sill.
Andalusite and staurolite porphyroblasts overgrow a crenulated (wavy) mica foliation. Alterations of garnet and staurolite to biotite and chlorite (randomly orientated). Kink-bands developed in all micas. Andalusite can contain fibrolitic mineral with a high relief (possibly sillimanite). Quartz bands with polygonal texture.

Graphite-rich metapelites

- 147242/WÖ2 Coord. 46°53'46"N - 13° 4' 3"E.
400 m S of Wöllatratten.
Graphitic garnet-staurolite-bearing muscovite schist.

Gt - st - mus - bi - ilm - chl - gph - plag - ep - zr.

Garnets (0.5-1 cm) have graphite-rich cores and clear rims. They have pressure shadows filled with quartz, biotite and chlorite which are aligned within the foliation and parallel to the lineation. Staurolites cut across the graphite-rich muscovite foliation.

- 147247/157 Coord. 46°52'21"N - 13° 6'53"E.
450 m NNE of Striedenkopf.
Graphitic garnet-staurolite-rich mica schist:
Gt - st - mus - plag - bi - chl - qz - ilm - zr - tour - gph.

Graphitic, plagioclase-muscovite-rich foliation overgrown by kinked biotite and euhedral staurolite. Garnet altered to biotite and chlorite. Biotite altered to chlorite.

- 147248/520 Coord. 46°52'39"N - 13° 5' 3"E.
800 m W of Steinwandalm hut.
Graphitic staurolite-garnet-rich schist.
Gt - st - mus - bi - plag - qz - ilm - gph - zr - or (hem).

Graphitic muscovite-plagioclase-rich foliation cross-cut by biotite blades and euhedral staurolite grains. Garnets are altered to biotite and chlorite.

- 147249/520 Coord. 46°52'39"N - 13° 5' 3"E.
800 m W of Steinwandalm hut.
Graphitic garnet-staurolite-rich schist.
Gt - st - bi - mus - qz - plag - ilm - gph - zr - tour.

Graphite-rich plagioclase porphyroblasts are aligned within graphite-rich muscovite foliation. Complex folding defined by graphite trails. Biotite-rich zones surrounding garnets. Staurolite (cm-size) cross-cut folded graphitic foliation.

Prismatic andalusite and alterations in quartz-segregation-veins

- 147194/399 Coord. 46°52'51"N - 13° 6'18"E.
200 m SW of Saukopf.
Prismatic andalusite crystals with muscovite inclusions. Andalusite is altered along fractures to sillimanite, phengite, chlorite and rare margarite.
Sillimanite fibrolite with up to 3 mm long fibres form fan-shaped patterns with the apex of the fans aligned along fractures.
And - sill - pheng - chl - qz - sph - marg - ap.

- 147195/And Coord. 46°52'42"N - 13° 8'08"E.
200 m SW of -Schneestallkopf.
Prismatic andalusite crystals locally replaced by sillimanite, sericite, chlorite and chloritoid. Chloritoid seems to have grown prograde within the sericite aggregate.
And - sill - mus - ctd - qz - chl - ab.
Fan-shaped sillimanite fibrolite along fractures replaces andalusite.

Sillimanite-bearing quartzitic biotite schists

- 147202/516.1 Coord. 46°53'14"N - 13° 6'58"E.
150 m S of Latschalm hut.
Medium-grained sillimanite schist.
Sill - bi - mus - qz - plag - zr - ap - ilm - tour - rut.
Biotite intergrown with sillimanite fibrolite. Plagioclase contains ca. 25 % anorthite. Ilmenite exsolution in biotite. Sillimanite fibrolite concentrated together with biotite in lensoid cm-sized domains which are aligned within the foliation.
- 147203/516.2 Coord. 46°53'14"N - 13° 6'58"E.
150 m S of Latschalm hut.
Medium-grained mica schist.
Sill - bi - mus - qz - gt - plag - ilm - rut.
Banded rock with alternating layers rich in

- 147204/408.6 muscovite, feldspar and biotite. Biotite intergrown with sillimanite fibrolite. Rare are coarse-grained prismatic sillimanite grains. Plagioclase contains up to 38 % anorthite.
Coord. 46°53'16"N - 13° 7' 0"E.
100 m S of Latischalm hut.
Garnet relics in sillimanite-bearing quartzitic schist.
sill - bi - mus - plag - qz - gt - tour - ilm - rut.
Biotite with exsolved ilmenite and intergrown with sillimanite fibrolite. Garnet relics surrounded by sillimanite fibrolite and biotite. Representative garnet composition: pyrope 7.44 %, almandine 1.2 %, spessartine 18.07 %, grossular 1.09 %, andradite 72.21 %. Sillimanite fibrolite partly altered to sericite. Crenulated quartz-sillimanite-rich layers.
- 147205/336 Coord. 46°53' 4"N - 13° 7' 0"E.
500 m SES of Latischalm hut, ridge.
Medium-grained quartzitic biotite-sillimanite schist containing shear band.
sill - bi - mus - plag - qz - chl - ap - or - tour.
Sillimanite partly replaced by sericite which mimics fibrolite growth. Sillimanite fibrolite intergrown with biotite. Biotite intergrown with sillimanite shows a higher TiO₂ content (up to 2.7 wt-% TiO₂) compared with sillimanite free biotite (up to 2.3 wt-% TiO₂).
- 147207/ 31.3 Coord. 46°53' 6"N - 13° 7' 2"E.
400 m S of Latischalm hut.
Medium-grained feldspathic biotite-rich sillimanite-bearing schist located within a metre of a pegmatite.
sill - bi - mus - ksp - plag - qz - gt - tour - ox - zr rut.
Plagioclase porphyroblasts locally show 'gefüllte' textures. Ilmenite exsolution in biotite; sillimanite fibrolite can cross quartz and feldspar grain boundaries; inclusion of garnet in plagioclase (ca. 30 % an). Fluid inclusions in plagioclase and quartz.
- 147211/302 Coord. 46°52'47"N - 13° 7'37"E.
50 m E of Striedensee.
Medium-grained sillimanite-bearing biotite schist.
sill - gt - bi - mus - qz - plag - ilm - ap - tour - gph - zr.
Ilmenite exsolution in biotite. Sillimanite fibrolite intergrown with biotite. Rare occurrence of prismatic sillimanite. Plagioclase contains approximately 16 % anorthite.
- 147214/136 Coord. 46°52'37"N - 13° 7'20"E.
400 m SW of Striedensee.
Sill - st - gt - qz - plag - bi - mus - chl - zr - tour - ox (ilm) - gph.
Web-textured garnets; graphite inclusions in plagioclase- and muscovite-rich layers; plagioclase contains 20 % anorthite.
- 147215/167 Coord. 46°52'59"N - 13° 7'59"E.
650 m NE of Striedensee.
Medium-grained sillimanite-bearing garnet-staurolite schist.
Sill - bi - mus - qz - plag - gt - st - ap - tour - zr - gph - ilm.
Web-textured garnets in quartz-rich zones. Garnet can be partly replaced by biotite which can be intergrown with sillimanite fibrolite.
- 147216/397 Coord. 46°52'55"N - 13° 6'17"E.
200 m W of Saukopf.
Medium-grained sillimanite-rich kyanite-bearing metapelite.
Sill - ky - plag - qz - ilm - tour - ap - mi - bi.
- 147217/169 Coord. 46°53' 3"N - 13° 8'13"E.
400 m SW of Poliniksee, ridge.
Medium-grained sillimanite-bearing quartzitic schist.
Sill - bi - mus - qz - plag - chl - or (ilm) - tour.
Sillimanite fibrolite locally replaced by sericite. Plagioclase contains 11 % anorthite.
- 147219/ 91 Coord. 46°52'54"N - 13° 9' 7"E.
700 m SW of Kehluckerkopf.
Medium-grained sillimanite-bearing biotite-rich feldspathic schist.
Sill - mus - bi - qz - plag - tour - hem - gt - chl - rut - ilm.
Sillimanite fibrolite is altered to a fine-grained aggregate of sericite. Rare are coarse-grained prismatic sillimanite grains. Plagioclase contains 21-28 % anorthite. Plagioclase porphyroblasts show 'gefüllte' textures.

Pegmatites

- 147142/251.1 Coord. 46°53'26"N - 13° 6'35"E.
450 m E of Möllkopf.
Blastomylonite.
Plag - ksp - qz - mus - or.
Porphyroblasts (eyes) consist of fractured K-feldspar, plagioclase and muscovite (cm-size). They are aligned within a foliation and surrounded by fine-grained quartz (quartz-ribbon texture) and sericite. Pull-apart fractures in feldspars are filled with quartz. A set of parallel micro-faults defines an extensional fracture cleavage.

Pegmatite mylonites

- 147151/251.A Coord. 46°53'26"N - 13° 6'35"E.
450 m E of Möllkopf.
Blastomylonite with plagioclase and tourmaline phenocrysts.
Thin section cut parallel to the lineation and perpendicular to the foliation.
Plag - tour - gt - mus - ksp - or - ap.
The mylonitic foliation consists of alternating layers rich in quartz (ribbon texture) and fractured plagioclase, fine-grained K-feldspar and tourmaline respectively. Fractured phenocrysts (cm-size) are all aligned with their long axes parallel to the lineation. Conjugate fracture-sets are developed in both plagioclase and tourmaline.
- 147157/331.A Coord. 46°53'26"N - 13° 6'38"E.
500 m E of Möllkopf.
Blastomylonite.
Thin section cut parallel to the lineation and perpendicular to the foliation.
Plag - qz - ksp - tour - gt - or - mi.
Tourmalines are aligned within the mylonitic foliation and show pull-apart fractures. Plagioclase porphyroblasts are stretched within the foliation. They are deformed by a single set of microfaults oriented at shallow angle to the foliation.
- 147168/331.B Coord. 46°53'26"N - 13° 6'38"E.
500 m E of Möllkopf.
Blastomylonite.
Thin section cut perpendicular to both foliation and lineation.
Plag - qz - ksp - tour - gt - or - mi.
In this section no clear foliation is developed. Rounded porphyroclasts of plagioclase, rare K-feldspar and tourmaline are surrounded by a fine-grained aggregate of quartz-sericite-feldspar.

Augengneisses

Biotite-rich augengneisses

- 147174/502.1 Coord. 46°53'16"N – 13° 8'14"E.
200 m W of Poliniksee.
Biotite-augengneiss mylonite.
Ksp – plag – bi – sph – or – qz – mus – chl – ap – tour – zo – ep – rut.
Eye-shaped composite porphyroclasts of granular plagioclase, K-feldspar and quartz. Groundmass is rich in sphen and apatite. Quartz shows crystallographic preferred orientation (ribbon-txture). Alternating zones rich in quartz and sphene-biotite-plagioclase. Biotite can be retrogressed to chlorite.
- 147179/256.A, 256.B Coord. 46°53'24"N – 13° 6'22"E.
200 m E of Möllkopf.
Mylonite with feldspar and muscovite porphyroclasts.
Thin section cut parallel to the lineation and perpendicular to the foliation.
Plag – ksp (microperthite) – mus – qz – or – tour – chl – gt – ep.
Alternating layers rich in sericite and quartz contain aligned porphyroclasts of muscovite (bent and kinked) and fractured plagioclase ('gefüllte' texture). Layers rich in granulated feldspar. In quartz layers grains are extremely fine-grained and show crystallographic preferred orientation (c-axes oriented at a shallow angle to mylonitic foliation). Granulated fine-grained garnets.

Quartzites

Quartz mylonites

- 147188/382.1 Coord. 46°52'52"N – 13° 6'54"E.
550 m NNE of Mt. Strieden, along ridge.
Preferred crystallographic orientation in pure quartz layer.
Section cut perpendicular to the mylonitic foliation and lineation. Pure quartz bands (1–1.5 cm wide) are interlayered with tourmaline- and mica-rich layers.
Qz – tour – ap – mus – or.
Tourmaline is fractured; mica is mainly sericite; rare are mica porphyroclasts. Large quartz grains show undulous extinction. Mica- and ore-rich layers define mylonitic foliation. All grain sizes less than 0,5 mm.

- 147186/382.2 Coord. 46°52'52"N – 13° 6'54"E.
550 m NNE of Strieden, ridge.
Pure quartz mylonite.
Section A cut perpendicular to the mylonitic foliation and lineation. Microtexture: quartz ribbons consist of single quartz grains with 0.05 mm-sized subgrains which show a common crystallographic preferred orientation and are orientated differently from the large ribbon-shaped grains (host grain). The contact of the quartz layer with the fine-grained schist is folded on a mm-scale with the fold axes oriented parallel to the mylonitic lineation.
- 147187/327 Coord. 46°53'32"N – 13° 6'29"E.
400 m S of Strugenkopf.
Pseudotachylite-bearing quartz-mylonite.
No hand specimen.
Qz – mus – or (hem) – chl – pseudotycylite.
Quartz ribbons show undulose extinction. Length of quartz ribbons vary from 6 mm to 0.03 mm.
- 147190/329 Coord. 46°53'30"N – 13° 6'33"E.
500 m SSE of Strugenkopf.
Interfolded pure quartz layers with mica-rich layers.
Quartz ribbons have been deformed into asymmetric kink bands with mica-rich layers aligned axial planar to these folds. This deformation texture is locally reworked into a microbrecchia along single sets of parallel extensional faults.
Qz – gt – tour – mus – or (hem).

BRITTLE FAULT ZONE

- 147278/171.1 Coord. 46°53'01"N – 13° 8'14"E.
500 m NNE of Schneestalkopf, ridge.
Conjugate set of extensional faults deforming mica-quartz-graphite-rich ultramylonite. Movement on these faults caused offsets and folding of the mylonitic foliation. Quartz crystallographic preferred orientation is deformed (folded) by these faults.
Qz – plag – mi – chl – rut – or – grph – tour – py.

STAUROLITES (METAPELITES)

OX-ID	81-23			81-3-28			66-20			4-15			4-17			4-18			4-22			81.1-8			81.1-9			IMLENITE AND RUTILE (METAPELITES)			POLINIK UNIT		
	rim	core	sums	rim	core	sums	rim	core	sums	rim	core	sums	rim	core	sums	rim	core	sums	rim	core	sums	rim	core	sums	OX-ID	58-19	77-12	imlenite	85.4-19	85.4-21			
SiO ₂	28.254	27.359	28.203	27.740	28.991	28.368	28.942	28.991	28.942	28.942	28.942	28.942	28.942	28.942	28.942	28.942	28.942	28.942	28.942	28.942	28.942	28.942	28.942	28.942	SiO ₂	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80			
Al ₂ O ₃	11.334	11.666	11.334	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	11.772	Al ₂ O ₃	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55				
FeO	0.578	0.519	0.605	0.587	0.520	0.568	0.540	0.520	0.520	0.520	0.520	0.520	0.520	0.520	0.520	0.520	0.520	0.520	0.520	0.520	0.520	0.520	0.520	FeO	43.680	43.680	43.680	43.680	43.680				
TiO ₂	0.718	0.582	1.404	0.741	0.489	0.568	0.540	0.568	0.568	0.568	0.568	0.568	0.568	0.568	0.568	0.568	0.568	0.568	0.568	0.568	0.568	0.568	0.568	TiO ₂	51.853	51.853	51.853	51.853	51.853				
MnO	0.254	0.262	1.404	0.286	0.210	0.212	0.193	0.210	0.210	0.210	0.210	0.210	0.210	0.210	0.210	0.210	0.210	0.210	0.210	0.210	0.210	0.210	0.210	MnO	2.932	2.932	2.932	2.932	2.932				
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	sums	99.626	99.626	99.626	99.626	99.626			
Na ₂ O	0.079	0.074	0.075	0.075	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	formula cations on the basis of 6 oxygens for imlenite and 2 oxygens for rutile	0.031	0.031	0.031	0.031	0.031			
K ₂ O	0.980	0.778	0.295	0.807	1.212	1.265	1.342	1.212	1.212	1.212	1.212	1.212	1.212	1.212	1.212	1.212	1.212	1.212	1.212	1.212	1.212	1.212	1.212	Al	1.844	1.844	1.844	1.844	1.844				
ZnO	95.554	95.744	98.239	97.419	98.023	98.023	97.194	98.519	97.229	97.229	97.229	97.229	97.229	97.229	97.229	97.229	97.229	97.229	97.229	97.229	97.229	97.229	97.229	Fe ₂	1.905	1.905	1.905	1.905	1.905				
sums	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	sums	3.993	3.993	3.993	3.993	3.993				

formula cations on the basis of 23 oxygens

OX-ID	81-6	81-28	81-32	81-9	81-22	Garnet
SiO ₂	28.163	28.176	27.895	27.895	27.895	27.895
Al ₂ O ₃	54.585	54.469	54.030	54.030	54.030	54.030
FeO	12.527	12.819	13.690	13.690	13.690	13.690
TiO ₂	0.346	0.618	0.704	0.704	0.704	0.704
MgO	1.062	0.483	1.273	1.273	1.273	1.273
MnO	-	0.116	0.143	0.143	0.143	0.143
CaO	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.085	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.857	-	-	-	-	-
ZnO	97.225	97.015	98.115	98.115	98.115	98.115
sums	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552

formula cations on the basis of 23 oxygens

OX-ID	81-6	81-28	81-32	81-9	81-22	Garnet
SiO ₂	28.163	28.176	27.895	27.895	27.895	27.895
Al ₂ O ₃	54.585	54.469	54.030	54.030	54.030	54.030
FeO	12.527	12.819	13.690	13.690	13.690	13.690
TiO ₂	0.346	0.618	0.704	0.704	0.704	0.704
MgO	1.062	0.483	1.273	1.273	1.273	1.273
MnO	-	0.116	0.143	0.143	0.143	0.143
CaO	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.085	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.857	-	-	-	-	-
ZnO	97.225	97.015	98.115	98.115	98.115	98.115
sums	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552

formula cations on the basis of 23 oxygens

OX-ID	81-6	81-28	81-32	81-9	81-22	Garnet
SiO ₂	28.163	28.176	27.895	27.895	27.895	27.895
Al ₂ O ₃	54.585	54.469	54.030	54.030	54.030	54.030
FeO	12.527	12.819	13.690	13.690	13.690	13.690
TiO ₂	0.346	0.618	0.704	0.704	0.704	0.704
MgO	1.062	0.483	1.273	1.273	1.273	1.273
MnO	-	0.116	0.143	0.143	0.143	0.143
CaO	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.085	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.857	-	-	-	-	-
ZnO	97.225	97.015	98.115	98.115	98.115	98.115
sums	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552

formula cations on the basis of 23 oxygens

OX-ID	81-6	81-28	81-32	81-9	81-22	Garnet
SiO ₂	28.163	28.176	27.895	27.895	27.895	27.895
Al ₂ O ₃	54.585	54.469	54.030	54.030	54.030	54.030
FeO	12.527	12.819	13.690	13.690	13.690	13.690
TiO ₂	0.346	0.618	0.704	0.704	0.704	0.704
MgO	1.062	0.483	1.273	1.273	1.273	1.273
MnO	-	0.116	0.143	0.143	0.143	0.143
CaO	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.085	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.857	-	-	-	-	-
ZnO	97.225	97.015	98.115	98.115	98.115	98.115
sums	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552

STAUROLITES (METAPELITES)

OX-ID	81-6	81-28	81-32	81-9	81-22	Garnet
SiO ₂	28.163	28.176	27.895	27.895	27.895	27.895
Al ₂ O ₃	54.585	54.469	54.030	54.030	54.030	54.030
FeO	12.527	12.819	13.690	13.690	13.690	13.690
TiO ₂	0.346	0.618	0.704	0.704	0.704	0.704
MgO	1.062	0.483	1.273	1.273	1.273	1.273
MnO	-	0.116	0.143	0.143	0.143	0.143
CaO	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.085	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.857	-	-	-	-	-
ZnO	97.225	97.015	98.115	98.115	98.115	98.115
sums	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552

formula cations on the basis of 23 oxygens

OX-ID	81-6	81-28	81-32	81-9	81-22	Garnet
SiO ₂	28.163	28.176	27.895	27.895	27.895	27.895
Al ₂ O ₃	54.585	54.469	54.030	54.030	54.030	54.030
FeO	12.527	12.819	13.690	13.690	13.690	13.690
TiO ₂	0.346	0.618	0.704	0.704	0.704	0.704
MgO	1.062	0.483	1.273	1.273	1.273	1.273
MnO	-	0.116	0.143	0.143	0.143	0.143
CaO	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.085	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.857	-	-	-	-	-
ZnO	97.225	97.015	98.115	98.115	98.115	98.115
sums	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552

formula cations on the basis of 23 oxygens

OX-ID	81-6	81-28	81-32	81-9	81-22	Garnet
SiO ₂	28.163	28.176	27.895	27.895	27.895	27.895
Al ₂ O ₃	54.585	54.469	54.030	54.030	54.030	54.030
FeO	12.527	12.819	13.690	13.690	13.690	13.690
TiO ₂	0.346	0.618	0.704	0.704	0.704	0.704
MgO	1.062	0.483	1.273	1.273	1.273	1.273
MnO	-	0.116	0.143	0.143	0.143	0.143
CaO	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.085	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.857	-	-	-	-	-
ZnO	97.225	97.015	98.115	98.115	98.115	98.115
sums	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552

formula cations on the basis of 23 oxygens

OX-ID	81-6	81-28	81-32	81-9	81-22	Garnet
SiO ₂	28.163	28.176	27.895	27.895	27.895	27.895
Al ₂ O ₃	54.585	54.469	54.030	54.030	54.030	54.030
FeO	12.527	12.819	13.690	13.690	13.690	13.690
TiO ₂	0.346	0.618	0.704	0.704	0.704	0.704
MgO	1.062	0.483	1.273	1.273	1.273	1.273
MnO	-	0.116	0.143	0.143	0.143	0.143
CaO	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.085	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.857	-	-	-	-	-
ZnO	97.225	97.015	98.115	98.115	98.115	98.115
sums	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552	14.552

formula cations on the basis of 23 oxygens

OX-ID	81-6	81-28	81
-------	------	-------	----

References

- ALTHAUS, E.: The triple point andalusite – sillimanite – kyanite: An experimental and petrologic study. – *Contrib. Min. & Pet.*, **16**, 19–24, Heidelberg – Berlin (Springer) 1967.
- BEHRMANN, J. H. & PLATT, J. P.: Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). – *E. P. S. L.*, **59**, 208–215, Amsterdam 1982.
- BEHRMANN, J. H. & RATSCHBACHER, L.: Archimedes revisited: a structural test of eclogite emplacement models in the Austrian Alps. – *Terra Nova*, **1**, 242–252, Oxford 1989.
- BERNOULLI, D. & JENKINS, H. C.: Alpine Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution to the Tethys. – In: DOTT, R. H. & SHAVER, R. H. (eds.): *Modern and ancient geosyncline sedimentation – Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication*, **19**, 129–160, 1974.
- BREWER, M. S.: Excess radiogenic argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. – *E. P. S. L.*, **6**, 321–331, Amsterdam (Elsevier) 1969.
- BREWER, M. S.: K-Ar age studies in the Eastern Alps – the Oberostalpindecke of Kärnten. – Unpubl. D. Phil. thesis, Oxford Univ., 206 pp., 1970.
- BUTLER, B. C. M.: Compositions of micas in metamorphic rocks. – In: PITCHER, W. S. & FLINN, G. W. (eds.): *Controls of metamorphism*, Edinburgh (Oliver and Boyd) 1965.
- CIPRIANI, C., SASSI, F. P. & SCOLARI, A.: Metamorphic white micas: definition of paragenetic fields. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **51**, 259–302, Zürich 1971.
- CLIFF, R. A.: Strontium isotope distribution in a regionally metamorphosed granite from the Zentralgneiss, southeast Tauernfenster Austria. – *Contrib. Min. & Pet.*, **32**, 274–288, Heidelberg – Berlin (Springer) 1971.
- CLIFF, R. A., DROOP, G. T. R. & REX, D. C.: Alpine metamorphism in the south east Tauern Window, Austria: rates of heating, cooling and uplift. – *J. Met. Geol.*, **3**, 403–415, Oxford (Blackwell) 1975.
- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXBURGH, E. R. & WRIGHT, R. C.: Structural, metamorphic and geochronological studies in the Risseck and southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – *Jb. Geol. B.-A., Wien*, **114**, 121–272, 1971.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J.: *An introduction to the Rock Forming Minerals*. – 528 pp., London (Longman) 1966.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J.: *Rock-forming Minerals, Vol. 2A. Single-Chain Silicates*. – London (Longman) 1987.
- DEUTSCH, A.: Young Alpine dykes south of the Tauern Window (Austria): A K-Ar and Sr isotope study. – *Contrib. Min. & Pet.*, **85**, 45–57, Heidelberg – Berlin (Springer) 1984.
- DEWEY, J. F.: Extensional collapse of orogens. – *Tectonics*, vol. **7**, no. 6, 1123–1139, Washington D.C. 1988.
- DEWEY, J. F., HELMAN, M. L., TURCO, E., HUTTON, D. H. W. & KNOTT, S. D.: Kinematics of the Western Mediterranean. – In: COWARD, M.-P., DIETRICH, D. & PARK, R. G. (eds.), *Alpine Tectonics*, Geol. Soc. Special Publication No. 45, 269–283, London 1989.
- DEWEY, J. F., PITMAN, W. C., RYAN, W. B. F. & BONNIN, J.: Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. – *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, **84**, 3138–3180, Boulder, Colorado 1973.
- DROOP, G. T. R.: Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria – I. Estimation of P-T-conditions. – *Journ. Met. Geol.*, **3**, 371–402, Oxford (Blackwell) 1985.
- ENGLAND, P. C.: Some thermal considerations of the Alpine metamorphism – past, present and future. – *Tectonophysics*, **46**, 21–40, Amsterdam (Elsevier) 1978.
- ENGLAND, P. C. & RICHARDSON, S. W.: The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. – *Jour. Geol. Soc.*, **134**, 201–213, London 1977.
- ERNST, W. G.: Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **84**, 2053–2978, Boulder, Colorado 1973.
- ESSENE, E. J.: Geologic thermometry and barometry. – In: FERRY, J. M. (ed.): *Characterisation of metamorphism through mineral equilibria*. – *Min. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy*, **10**, p. 163, Washington D.C. 1982.
- ESSENE, E. J. & FYFE, W. S.: Omphacite in Californian metamorphic rocks. – *Contrib. Min. & Pet.*, **15**, 1–23, Heidelberg – Berlin (Springer) 1967.
- EUGSTER, H. P., ALBEE, A. L., BENCE, A. E., THOMPSON, J. B. Jr. & WALDBAUM, D. R.: The two phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. – *Jour. Petrol.*, **13**, 147–179, Oxford (University Press) 1972.
- EXNER, C.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein. – *Geol. B.-A., Wien*, **1957**, 168 pp., 1957a.
- FAUPL, P. & SAUER, R.: Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide–Alttertiär). – *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Mh.*, **1978**, 65–86, Stuttgart 1978.
- FERRY, J. M. & SPEAR, F. S.: Experimental calibration of the partition of Fe and Mg between garnet and biotite. – *Contrib. Min. and Pet.*, **66**, 113–117, Heidelberg – Berlin (Springer) 1978.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. & FAUPL, P.: *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379–406, Vienna (Deuticke) 1987.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – *Geol. Rundsch.*, **65**, 375–393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: A plate tectonic model of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMID, K. (eds.): *Alps, Apennines and Hellenides*, Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. 38, 167–172, 1978.
- FRISCH, W.: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, **60**, 121–139, Amsterdam (Elsevier) 1979.
- GANGULY, J.: Garnet and clinopyroxene solid solutions and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1021–1029, Oxford (Pergamon Press) 1979.
- HAWKESWORTH, C. J.: Geochemical studies in and around the south-east corner of the Tauern Window. – Unpubl. D. Phil. Thesis, Oxford, 1974.
- HAWKESWORTH, C. J.: Rb-Sr geochronology in the Eastern Alps. – *Contrib. Min. & Pet.*, **54**, 225–244, Heidelberg – Berlin (Springer) 1976.
- HAWKESWORTH, C. J., WATERS, P. J. & BICKLE, M. J.: Plate tectonics in the Eastern Alps. – *E. P. S. L.*, **24**, 405–413, Amsterdam 1975.
- HESS, I. P. C.: Prograde and retrograde equilibria in garnet-cordierite gneisses in south-central Massachusetts, 1971.
- HEY, M. H.: A new review of the chlorites. – *Min. Mag.*, **30**, 277–292, London 1954.
- HOBBS, B., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F.: *An Outline of Structural Geology*. – (John Wiley & Sons, Inc.) 1976.
- HOINKES, G.: Mineralaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneebergzuges und des angrenzenden Altkristallins (Ötztal-Alpen). – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, **28**, 31–54, 1981.
- HOINKES, G. & THÖNI, M.: Zur Abgrenzung der kretazischen Amphibolitfazies im südlichen Ötztal-Kristallin. – *Jahrb. 1981, Hochschulschwerpunkt S 15*, 87–91, Leoben 1982.
- HOKE, L.: *Geology of part of the Altkristallin (Eastern Alps)*. – Unpublished Ph. D. thesis, 245 pp., Cambridge 1987.

- HOLDAWAY, M. J.: Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. – *Amer. Jour. Sci.*, **271**, 97–131, New Haven 1971.
- HOLLAND, T. J. B. & POWELL, R.: An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results. – *Jour. Met. Geol.*, **3**, 343–370, Oxford (Blackwells) 1986.
- HOLLAND, T. J. B. & RAY, N. J.: Glaucofanite and pyroxene breakdown reactions in the Pennine units of the Eastern Alps. – *Jour. Met. Geol.*, **3**, 417–370 Oxford (Blackwells) 1985.
- HOLLISTER, L. S.: Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. – *Science*, **154**, 1647–1651, New York 1966.
- HOSCHKE, G.: The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. – *Contr. Min. & Pet.*, **22**, 208–232, Heidelberg – Berlin (Springer) 1969.
- HUNZIKER, J. C.: Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 1–54, 1974.
- JENKYN, H. C.: Tethys: past and present. – *Proc. Geol. Assoc.*, **91**, 107–118, London 1980.
- KANAT, L. H.: Aspects of the geology of southwest Oscar II Land, Spitzbergen. – Unpubl. Ph. D. Thesis, 203 pp., Cambridge 1985.
- KERR, A.: Zoning in garnet from the mainland Lewisian. – *Min. Mag.*, **44**, 191–194, London 1981.
- LAMBERT, R. St. J.: A potassium-argon study of the margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria. – *Eclogae Geol. Helv.*, **63**, 197–205, Lausanne 1970.
- LISTER, G. S. & WILLIAMS, P. F.: Fabric development in shear zones. – *Jour. Struct. Geol.*, **1**, 283–297, Oxford (Pergamon Press) 1979.
- LISTER, G. S. & WILLIAMS, P.: The partitioning of deformation in flowing rock masses. – *Tectonophysics*, **92**, 1–33, Amsterdam (Elsevier) 1983.
- MEHNERT, K. R.: Migmatites and the origin of granitic rocks. – 393 pp., Amsterdam (Elsevier) 1968.
- NEWTON, R. C.: Metamorphic temperatures and pressures of Group B and C eclogite. – *Geol. Soc. of Amer. Mem.*, **164**, 17–31, Oxford (Pergamon Press) 1986.
- NEWTON, R. C., CHARLU, T. V. & KLEPPA, O. J.: Thermochemistry of the high structural state plagioclases. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 933–941, 1980.
- NEWTON, R. C. & HASELTON, H. T.: Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. – In: NEWTON, R. C., NAVROTSKY, A. & WOOD, B. J. (eds.): *Thermodynamics of Minerals and Melts*, 131–148, New York (Springer) 1981.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, Wien, **111**, 115–145, 1968.
- OBERHAUSER, R. (Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. – 695 pp., Wien (Springer) 1980.
- OXBURGH, E. R.: Superimposed fold systems in the Alkristallin rocks on the S. E. margin of the Tauernfenster. – *Verh. Geol. B.-A.*, Wien, 33–46, 1966.
- OXBURGH, E. R. & ENGLAND, P. C.: Heat flow and metamorphic evolution of the Eastern Alps. – *Eclog. Geol. Helv.*, **73**, 379–398, Lausanne 1980.
- OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. St. J., BAARDGAARD, H. & SIMONS, J. G.: Potassium Argon age studies across the southeast margin of the Tauern Window, the Eastern Alps. – *Verh. Geol. B.-A.*, Wien, 17–33, 1966.
- PLATT, J. P.: Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, **97**, 1037–1053, Boulder, Colorado 1986.
- PLATT, J. P.: The uplift of high-pressure low-temperature metamorphic rocks. – *Phil. Trans. of R. Soc., Lond.* **A321**, 87–102, 1987.
- PLATT, J. P., BEHRMANN, J. H.: Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone. Betic Cordillera, S. E. Spain. – *Jour. Struct. Geol.*, **8**, 15–33, Oxford (Pergamon Press) 1986.
- PLATT, J. P., BEHRMANN, J. H., CUNNINGHAM, P. C., DEWEY, J. F., HELMAN, M., PARISH, M., SHEPLEY, M. G., WALLIS, S., & WESTON, P. J.: Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. – *Nature*, **337**, 158–161, London 1989.
- PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M.: Extensional structures in anisotropic rocks. – *Jour. Struct. Geol.*, **2**, 397–410, Oxford (Pergamon Press) 1980.
- POWELL, R.: Equilibrium thermodynamics in petrology. – 284 pp., London (Harper Row) 1978.
- POWELL, R.: Geothermometry and geobarometry: a discussion. – *Jour. Geol. Soc.*, **142**, 29–38, London 1985.
- POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B.: An internally consistent thermodynamic data set with uncertainties and correlations: 1. Methods and worked example. – *Jour. Met. Geol.*, **3**, 327–342, Oxford (Blackwells) 1986.
- RAITH, M., RAASE, P., KREUZER, H. & MÜLLER: The age of the Alpidic metamorphism in the Western Tauern Window, Austrian Alps, according to radiometric dating. – In: CLESS, H., ROEDER, D. & SCHMID, K. (eds.): *Alps, Appenines and Hellenides*, Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. 38, 140–149, 1978.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C. & BELL, P. M.: Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the alumina silicate triple point. – *Amer. Jour. Sci.*, **267**, 259–272, New Haven 1969.
- SALJE, E.: Heat capacities and entropies of andalusite and sillimanite: their influence of fibrolitization on the phase diagram of the Al₂SiO₅-polymorphs. – *Amer. Min.*, **71**, 1366–1371, Lawrence, Kansas (Allen Press) 1986.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1. Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. – Wien – Innsbruck (Springer) 1948.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 2. Teil: Die Korngefüge. – Wien – Innsbruck (Springer) 1950.
- SCHMID, S. M. & CASEY, M.: Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. – *A. G. U. Mon.* 36 – *The Patterson volume* (edited by HOBBS, B. E. & HEARD, H. C.) 263–286, 1986.
- SELVERSTONE, J.: Petrologic constraints in imbrication metamorphism and uplift in the S. W. Tauern Window, Eastern Alps. – *Tectonics*, **4**, 687–704, Washington D.C. 1985.
- SELVERSTONE, J.: Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. – *Tectonics*, **7**, 87–105, Washington D.C. 1988.
- SEDGWICK, A.: Tertiary formations of Austria and Bavaria. – *Phil. Mag.*, London 1830.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, **94**, 1281–1288, Boulder, Colorado 1983.
- STATHAM, P. J.: A comparative study of techniques for quantitative analysis of the X-ray spectra obtained with a Si(Li) detector. – *X-ray spectrometry*, **5**, 16–28, 1976.
- STORRE, B. & KAROTKE, E.: Experimental data on melting reactions of muscovite + quartz in the system K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at 20 kb water pressure (short communication). – *Contrib. Min. & Pet.*, **36**, 343–345, Heidelberg – Berlin (Springer) 1972.
- SWEATMAN, R. R. & LONG, J. V. P.: Quantitative electron probe microanalysis of rock forming minerals. – *Jour. Pet.*, **10**, 332–379, Oxford (University Press) 1969.

- THOMPSON, J. B.: The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. – *Amer. Min.*, **42**, 842–858, Lawrence, Kansas (Allen Press) 1957.
- THOMPSON, P. H.: Isograd Patterns and Pressure – Temperature Distribution during Regional Metamorphism. – *Contrib. Min. & Pet.*, **57**, 277–295, 1976.
- THÖNI, M.: The thermal climax of the early Alpine Metamorphism in the Austroalpine Thrust Sheet. – *Mem. di Science Geologiche, Padova*, **36**, 211–238, 1983.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich, Bd. 1: Die Zentralalpen*. – 766 pp., Wien (Deuticke) 1977b.
- TRACY, R. J., ROBINSON, P. & THOMPSON, A. B.: Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, Central Massachusetts. – *Amer. Min.*, **61**, 762–775, Lawrence, Kansas (Allen Press) 1976.
- VOLL, G.: New work on petrofabrics. – *Geol. J.*, **2** (3), 503–597, Great Yarmouth, Norfolk 1976.
- WALLIS, S. R.: The structural and kinematic development of the Austroalpine Pennine boundary in the S. E. Tauern, Eastern Alps. – Unpublished Ph. D. Thesis, Oxford 1988.
- WATERS, D. J.: Structural, metamorphic and geochronological studies in the South-East Tauern. – Unpubl. D. Phil. Thesis, Oxford, 1976.
- WICKHAM, S. M.: The segregation and emplacement of granitic magmas. – *Jour. Geol. Soc.*, **144**, 281–297, London 1987.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Dezember 1989.

Crinoiden aus der Semmering-Trias im Unterostalpin von Niederösterreich und Burgenland

Von EDITH KRISTAN-TOLLMANN & ALEXANDER TOLLMANN

Mit 4 Abbildungen und 2 Tafeln

Niederösterreich
Burgenland
Unterostalpin
Semmering
Mittel-Trias
Crinoiden
Dadocrinus gracilis

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 77, 105

Inhalt

Zusammenfassung	89
Abstract	89
1. Anmerkungen zu früheren Crinoidenfunden im Semmeringgebiet	89
2. Der Crinoidenfundpunkt SW vom Sonnwendstein	90
3. Anmerkungen zum vorliegenden Crinoidenmaterial	91
4. Zur bisherigen Kenntnis von Aniscrinoiden aus den österreichischen Zentralalpen	93
Dank	94
Literatur	98

Zusammenfassung

Neue Funde von Crinoidenteilen aus zwei Fundstellen im anisichen Kalk des unterostalpinen Systems des Semmering in Niederösterreich und vom Leithagebirge, Burgenland, werden beschrieben. Es handelt sich hierbei um die ersten Abbildungen von Fossilien, speziell Crinoiden, aus dem Semmeringgebiet überhaupt.

Die eine Suite, bestehend aus Trochiten verschiedener Stielregionen sowie Kelch- und Arnteilen von *Dadocrinus gracilis* (BUCH), wurde durch Lösen des tiefanisichen Gutensteinerkalkes eines Forststraßenaufschlusses 1100 m SW vom Sonnwendstein gewonnen.

Vom zweiten Fundort im anisichen Kalksteinbruch südlich von Wimpassing/Leithagebirge im Burgenland stammen ausgewitterte Trochiten von *Encrinus liliiformis* (LAM.) sowie von *Entrochus silesiacus* BEYRICH, letzterer von hier erstmals nachgewiesen. Ein Vergleich mit den übrigen Vorkommen in der zentralalpinen Trias wird durchgeführt.

Abstract

New findings of Crinoid fragments in two sites of a metamorphosed Anisian limestone of the Lower Austroalpine Semmering System in Lower Austria and in the Leitha Mountains in the Burgenland, Austria, are described. It concerns the first figured fossils, namely Crinoids, of the Semmering area.

The fossils of one locality 1100 m SW of the Sonnwendstein consists of trochites of different parts of the stems and fragments of the cup and arms of *Dadocrinus gracilis* (BUCH), deriving from a Lower Anisian Gutenstein limestone.

The other locality of Wimpassing/Leitha Mountains delivered trochites of *Encrinus liliiformis* (LAM.) and *Entrochus silesiacus* BEYRICH.

Moreover there is given a survey about the record of the other Anisian Crinoids of the metamorphosed series in the Austrian Central Alps.

1. Anmerkungen zu früheren Crinoidenfunden im Semmeringgebiet

Bis zum Jahr 1876 (F. TOULA, 1876, S. 336 f.) wurde das grundsätzlich fossilarme Semmering-Mesozoikum noch als paläozoisch angesehen, obwohl bereits J. ČZJŽEK (1854, S. 507) die Natur des Gutensteinerkalkes am Sonnwendstein in lithologischer Hinsicht zurecht erkannt hatte. Erst 1877 konnte F. TOULA (1877a, S. 196; 1877b, S. 243; 1885, S. 128) aufgrund der Fossilfunde im Rhät des Krenthaler Steinbruchs bei Göstritz das triadische Alter des Semmeringmesozoikums erfassen.

Die Bestimmung von Crinoiden dieses unterostalpinen Mesozoikums aber blieb noch lange Zeit unsicher, obgleich in der Folge sowohl aus dem Anis als auch aus dem Rhät Trochiten gemeldet worden waren. F. TOULA (1903, S. 26) hat dann im Südosten vom Erzkogel die anisiche Art *Encrinus liliiformis* (LAM.) erwähnt, aber nicht abgebildet; H. MOHR aber hat 1910 (S. 148 ff.) Aniskalke trotz der Crinoidenführung mit Lias verwechselt.

*) Anschriften der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. EDITH KRISTAN-TOLLMANN, Scheibenbergstraße 53/6, A-1180 Wien; Univ.-Prof. Dr. ALEXANDER TOLLMANN, Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien, Österreich.

Eine erste umfangreiche Darstellung und paläontologische Beschreibung von anisischen Crinoiden des Semmeringsystems stammt erst von E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN 1967 (Taf. 1–8), aber nicht aus dem Unterostalpin des Semmering selbst, sondern aus dem Steinbruch Klosterberg südlich von Wimpassing im Burgenland. Von dort wurden zahllose Trochittypen und Kronenteile von *Encrinus liliiformis* (LAM.) und *Dadocrinus gracilis* (BUCH) bekannt gemacht (vgl. auch A. TOLLMANN, 1977, S. 163, Abb. 59).

2. Der Crinoidenfundpunkt SW vom Sonnwendstein

Da aus dem Kerngebiet des Semmering Crinoiden-Stielglieder von *Dadocrinus gracilis* (BUCH) noch nicht beschrieben und abgebildet worden sind, soll hier eine jüngst aufgefundene kleine Fauna zur Beschreibung gelangen. Der Fundpunkt liegt an der Wurzel des rechten Quellastes des Myrtengrabens in etwa 1195 m Seehöhe, nahe unterhalb der in 1220 m durchziehenden

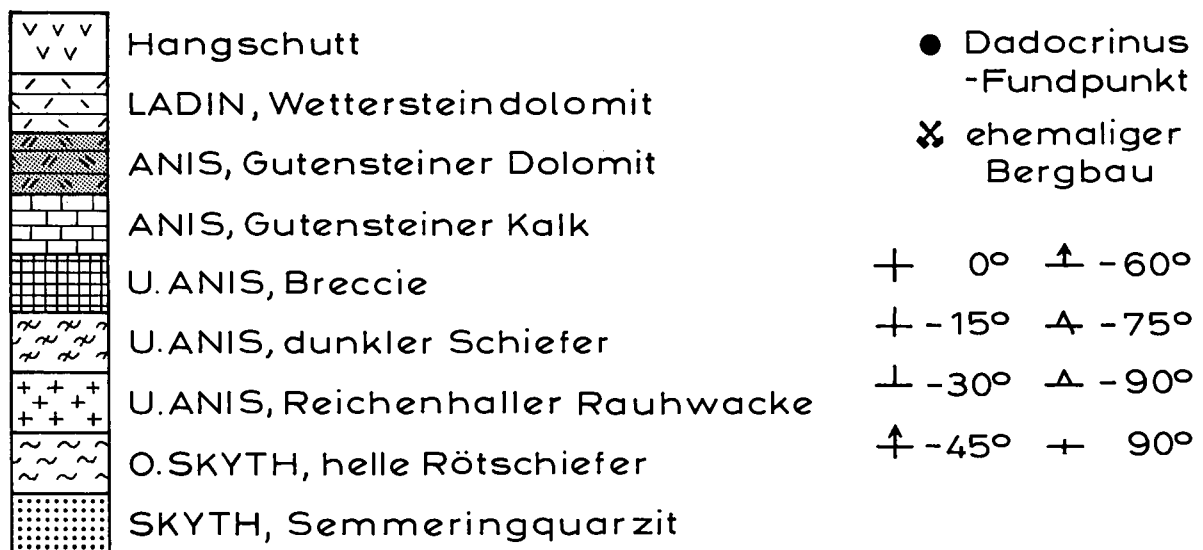
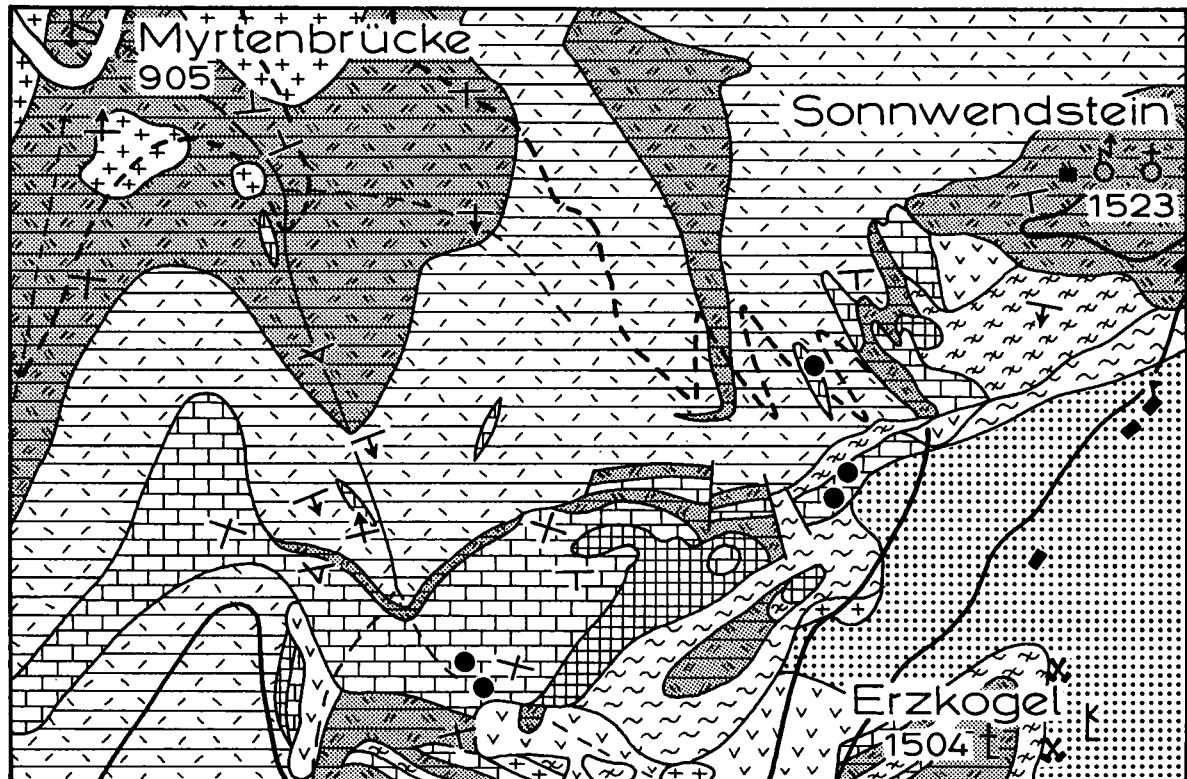
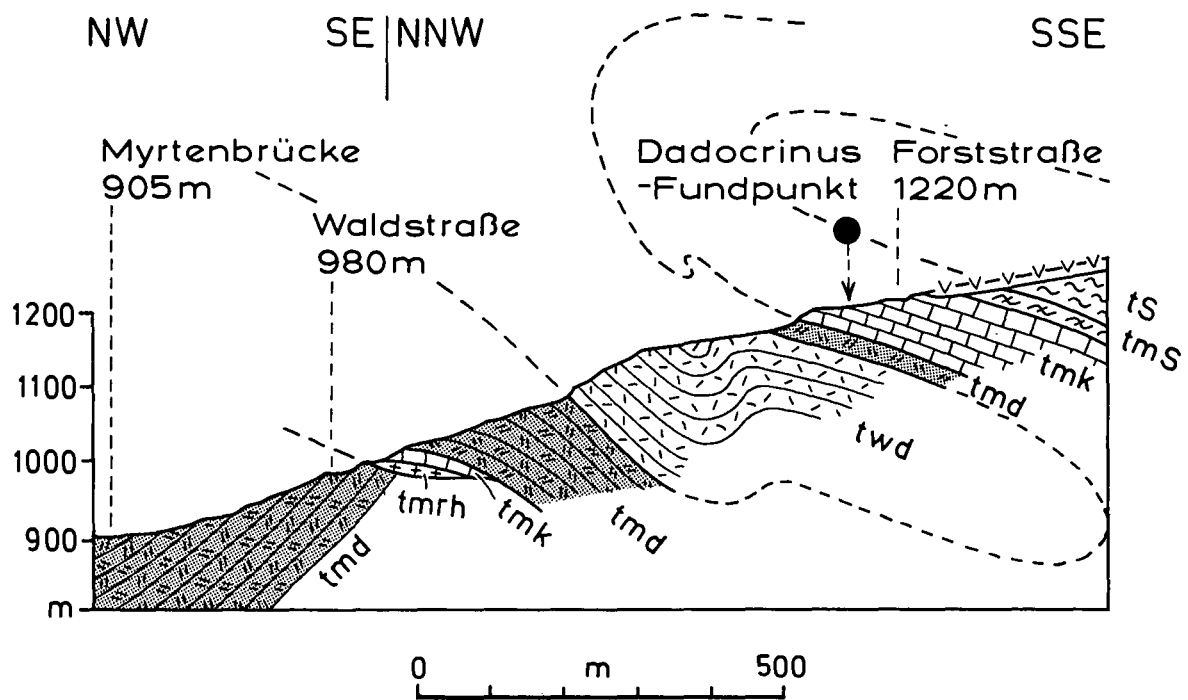


Abb. 1.
Geologische Skizze des Crinoidenfundpunktes im obersten Teil des Myrtengrabens im Semmeringgebiet.









-  twd LADIN, Wettersteindolomit
-  tmd ANIS, Gutensteiner Dolomit
-  tmk ANIS, Gutensteiner Kalk, Bänderkalk
-  tms U.ANIS, dunkler (Kalk-u. Dolomit-) Schiefer
-  tmrh U.ANIS, Reichenhaller Rauhwacke
-  tS O.SKYTH, helle Rötschiefer

Abb. 2.
Lage des Crinoidenfundpunktes im Profil durch den obersten Teil des Myrtengrabens.

Forststraße, 1100 m SW des Sonnwendsteingipfels (Abb. 1,2). Das fossilführende Gestein ist ein nur schwach metamorpher, dunkelgrauer, mergeliger, dünnschichtiger Gutensteinerkalk nahe der Basis des Aniskalkes in der verkehrt lagernden Serie der flach gegen Norden hin ansteigenden liegenden Antiklinale am Nordfuß des Erzkogels. Die angewitterte Oberfläche ist reichlich mit *gracilis*-Spreu bedeckt, auch lange Stielstücke der Trochiten mit herausgewitterten Facetten sind makroskopisch sichtbar. Erst die Auflösung des Gesteins in Essigsäure hat aber eine Fülle von Crinoidenteilen, vor allem Columnalia, erbracht.

Ein nahegelegener Fundpunkt, ähnlich reich an *gracilis*-Spreu, liegt in dem dünnplattigen Aniskalk an der neuen Forststraße 550 m SW vom Sonnwendsteingipfel. Das hier beschriebene Material aber stammt durchwegs aus dem erstgenannten Fundpunkt von der Myrtengraben-Wurzel.

3. Anmerkungen zum vorliegenden Crinoidenmaterial

Bereits im Gelände ist, wie erwähnt, auf den angewitterten Oberflächen des dunkelgrauen anisischen Gutensteiner Kalkes an der Wurzel des rechten Myrtengrabenastes in knapp über 1190 m Seehöhe die *gracilis*-Spreu sichtbar. Durch Lösen von größeren Kalkmengen wurden Crinoiden-Trochiten und -Kelchteile isoliert und in großer Zahl angereichert. Es handelt sich dabei ausschließlich um Elemente von *Dadocrinus gracilis* (BUCH) und hier wiederum nahezu nur um Jugendformen mit Stieldurchmessern um 1 bis 1½ Millimeter und kleiner.

Die Erhaltung der Crinoidenreste ist trotz der schwachen Metamorphose des etwas mergeligen Kalkes durchaus gut. Durch die Herauslösung mittels Essigsäure sind natürlich die Exemplare mehr oder weniger stark korrodiert. In unserem Material überwiegen natur-

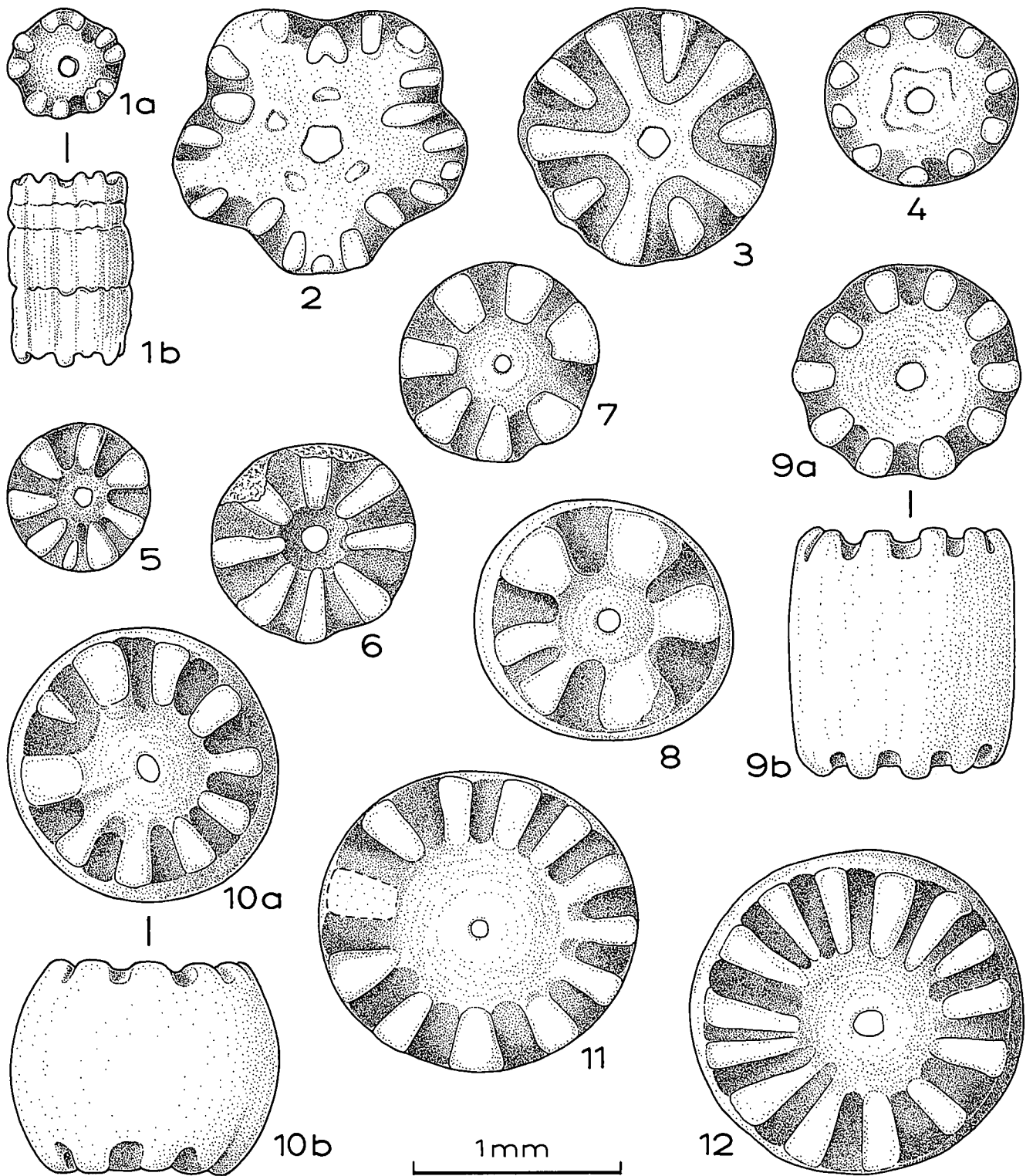


Abb. 3.
Dadoocrinus gracilis (BUCH) aus dem unterostalpinen, metamorphen Anis (Gutensteinerkalk) vom Semmering, 1100 m SW vom Sonnwendsteingipfel, Niederösterreich.
 Dargestellt sind großteils juvenile Trochiten, darunter überwiegend solche mit unregelmäßiger Crenulierung.
 Fig. 1: Stielstück eines sehr juvenilen Exemplares; die quinquelobate Ausbildung weist auf eine proximale Position hin.
 Fig. 2: Dünnes, ausgeprägt quinquelobates Plättchen aus der proximalsten Stielregion; Articulationsflächen stark angeätzt.
 Fig. 3, 4, 7, 9: Columnalia aus dem proximalen Teil des mittleren Stielbereichs.
 Fig. 5, 6, 8, 10-12: Columnalia aus der mittleren und distalen Stielregion.

gemäß bei weitem die runden Columnalia, doch sind auf unserer Tafel 1 auch eine Reihe von fünfeckigen Trochiten aus der proximalsten (obersten) Stielregion wiedergegeben. Anhand dieses juvenilen Stielmaterials bestätigt sich erneut, daß bei dieser Art auch bei Ju-

gendformen in keiner Region Nodalialia mit Cirrhensokkeln vorhanden sind. Die Höhe der meist fäßchenförmig gebauchten Trochiten entspricht bei diesen Jugendformen meist dem Durchmesser oder übertrifft diesen sogar (vgl. Abb. 3, Fig. 10; Taf. 1, Fig. 10-11).

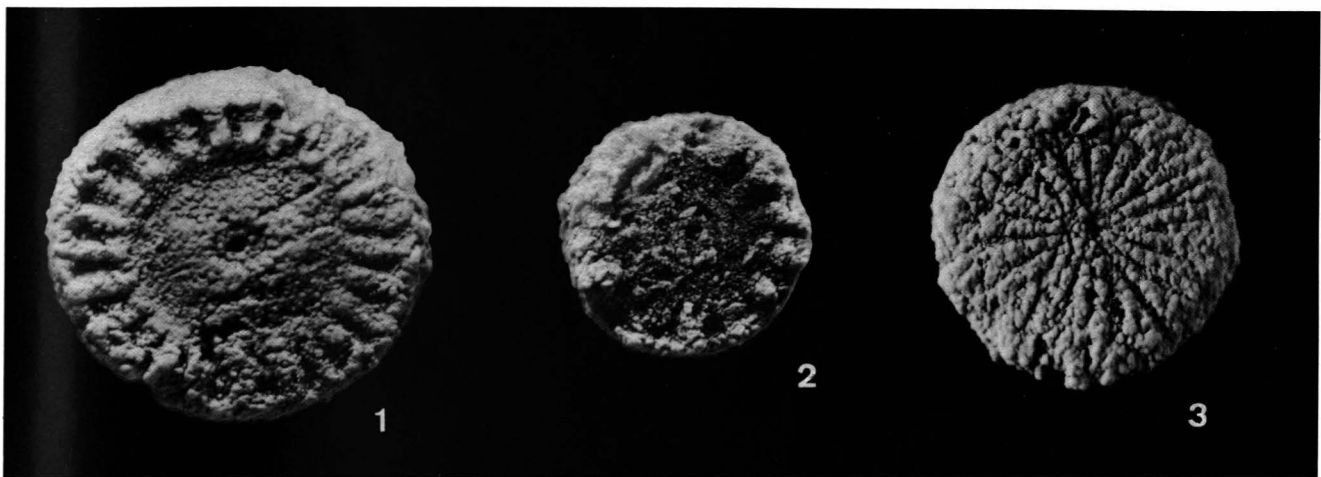


Abb. 4.
Crinoiden aus dem unterostalpinen, metamorphen Mittel-Anis vom neuen Steinbruch bei Wimpassing, Leithagebirge, Burgenland, Österreich.
Fig. 1: *Encrinus liliiformis* (LAM.), Nodale; Durchmesser = 4,5 mm.
Fig. 2: *Encrinus liliiformis* (LAM.), Internodale; Durchmesser = 3 mm.
Fig. 3: *Entrochus silesiacus* BEYRICH; Durchmesser = 3,5 mm.

Trotz der nur mäßigen Erhaltung zufolge der Säureätzung zeigt Taf. 1 die verschiedenen Trochitentypen der obersten Stielregion in absteigender Folge: zuoberst pentastellate (Fig. 4), darunter pentagonale (Fig. 5–7) und pentalobate (Fig. 8–9) Formen. Die mittlere Stielregion wird durch Trochiten von rundem Querschnitt und mit kurzen, relativ zahlreichen Rippen repräsentiert (Abb. 3, Fig. 7,9,10; Taf. 2, Fig. 1–5). Aus der unteren (distalen) Stielregion stammen teils solche mit langen Rippen, die bis (nahezu) an den zentralen Wulst reichen (Taf. 2, Fig. 6–7), teils solche mit nur wenigen breiten, groben, kurzen Rippen (Taf. 2, Fig. 9, 11).

Zum Vergleich sei auf das besser erhaltene, da nicht in Säure gelöste, sondern auf natürlichem Wege herausgewitterte Material von *Dadocrinusteilen* aus dem gleichen unterostalpinen Semmeringsystem, und zwar aus dem Anis von Wimpassing am Leithagebirge im Burgenland verwiesen (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1967, Taf. 7). Übrigens wurden auch in unserem Material vom Semmering sowie in Wimpassing (Taf. 8) zahllose *Brachialia*, aber auch isolierte Kelchteile wie *Basalia* und *Radialia* gefunden, die aber wesentlich schlechter erhalten sind. Wir haben daher nur einige *Secundibrachialia* als Beispiel auf Taf. 1, Fig. 1–3, abgebildet.

Als Ergänzung zum 1967 abgebildeten Material von Wimpassing kann hier noch ein kleiner Nachtrag von Crinoiden-Trochiten dienen, die im nun erweiterten neuen Teil des dort beschriebenen Steinbruches gefunden worden sind (Abb. 4). Außer dem schon von hier bekannten *Encrinus liliiformis* (LAM.) – Fig. 1,2 – können wir von hier nun auch erstmalig *Entrochus silesiacus* BEYRICH abbilden (Fig. 3). Diese Art ist durch ihre langen, schmalen, engstehenden, außen z. T. verzweigten Rippen sehr gut charakterisiert.

4. Zur bisherigen Kenntnis von Aniscrinoiden aus den österreichischen Zentralalpen

Crinoiden sind aufgrund des massiven Baues ihrer Stiel- und Kronenteile wesentliche Leitfossilien für metamorphe Kalke im Rahmen der Zentralalpen, da ihre

kompakte Kalzitstruktur – im Gegensatz zu manchen anderen Fossilgruppen – auch noch einem hohen Metamorphosegrad widersteht, sodaß man sie selbst bis in das Penninikum der Tauern nachweisen kann. Da das zentralalpine Mesozoikum außerdem insgesamt arm an fossilen Faunen ist, waren sie für die Alterseinstufung von gar manchen, lange als paläozoisch gehaltenen Vorkommen wesentlich und auch für die Erfassung des Mittelostalpins (Thörl, Stangalm) von großer Bedeutung. Ihr erhöhter Dolomitgehalt gegenüber dem umschließenden Kalk bewirkt auch, daß sie bei schonender Säurelösung stets aus dem Gestein herausgelöst werden können – zum Unterschied von manchen anderen Makro- und Mikrofossilien.

Da die Funde von guterhaltenen Crinoiden in den Zentralalpen noch selten sind, soll abschließend zum besseren Vergleich auf andere, bisher aus dem Anis beschriebene Crinoidenarten außerhalb des eben besprochenen Semmeringsystems hingewiesen werden.

Dadocrinus gracilis (BUCH)

- Pennin: Kalkwandstange in den Tuxer Alpen in Tirol (E. KRISTAN-TOLLMANN in W. FRISCH 1975, Abb. 4, Fig. 1–7).
- Tatriden: Hainburger Berge bei Bad Deutsch-Altenburg und Hundsheim (E. KRISTAN-TOLLMANN & R. SPENGLINGWIMMER, 1978, Taf. 4–6).
- Mittelostalpin: Thörl bei Aflenz, Steiermark (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1967, Taf. 8, Fig. 16); Stangalmtrias im Pfannockzug, Kärnten (A. TOLLMANN, 1968, Taf. 1; Taf. 2, Fig. 1–10).

Encrinus liliiformis (LAM.)

- Pennin: Kalkwandstange, Tirol (E. KRISTAN-TOLLMANN in W. FRISCH, 1975, Abb. 3; Abb. 4, Fig. 8–16; Abb. 5).
- Unterostalpin: Kesselspitze, Radstädter Tauern (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1967, Taf. 1, Fig. 7; Taf. 9, Fig. 1–6).
- Mittelostalpin: Thörl bei Aflenz, Steiermark (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1967, Taf. 8, Fig. 12).

***Entrochus silesiacus* BEYRICH**

- Unterostalpin: Kesselspitze, Radstädter Tauern (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN, 1967, Taf. 1, Fig. 8, 9; Taf. 9, Fig. 7–12).
- Mittelostalpin: Thörl bei Aflenz, Steiermark (ibid., Taf. 8, Fig. 14, 15, 17).

***Entrochus multifurcatus* LINCK**

- Mittelostalpin: Pfannock-Schuppe des Stangalm-Mesozoikums, Kärnten (A. TOLLMANN, 1968, Taf. 2, Fig. 11).

Eine Zusammenfassung über die markantesten Crinoiden der Teileinheiten der Zentralalpen findet sich überdies im Band I – Zentralalpen der Geologie von Österreich von A. TOLLMANN, 1977, Abb. 7c, S. 24; Abb. 29, S. 96; Abb. 35, S. 114 und Abb. 104, S. 326.

Dank

Die Scanaufnahmen konnten an der Geologischen Bundesanstalt mit freundlicher Unterstützung von Herrn Dr. R. SURENIAN ausgeführt werden, wofür wir auch hier danken wollen.

Tafel 1

Dadocrinus gracilis (BUCH)

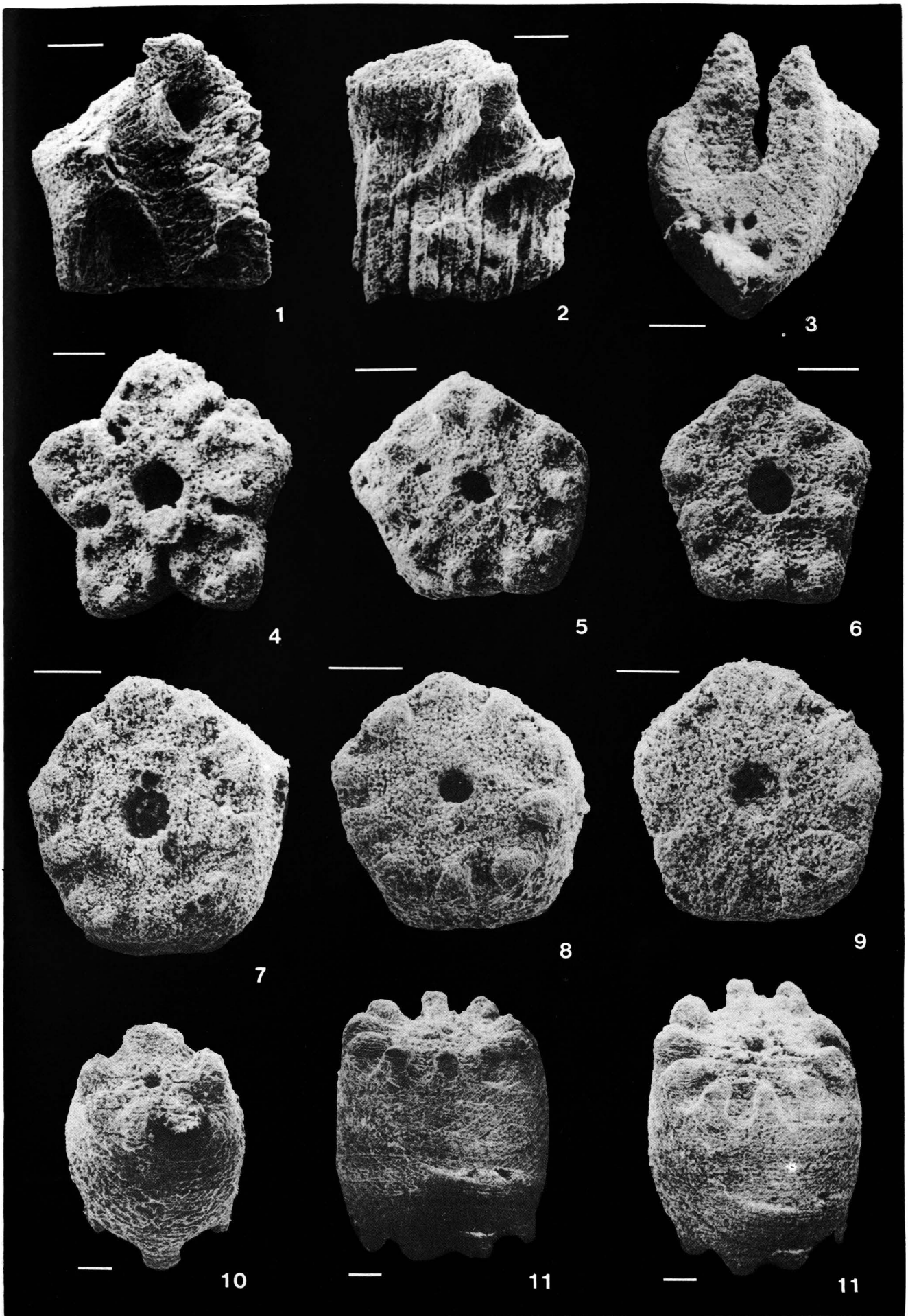
aus dem unterostalpinen, metamorphen Anis (Gutensteinerkalk) vom Semmering, 1100 m SW vom Sonnwendsteingipfel, Niederösterreich.

Fig. 1–3: Secundibrachialia, z. T. stark angeätzt.

Fig. 4–9: Pentalobate bis pentagonale Columnalia aus dem proximalen Stielbereich.

Fig. 10,11: Lange, fäßchenförmige, sehr juvenile Columnalia mit rundem Querschnitt – aus dem mittleren bis distalen Stielabschnitt.

Der weiße Balken des Längenmaßstabes zeigt jeweils 0,2 mm an.



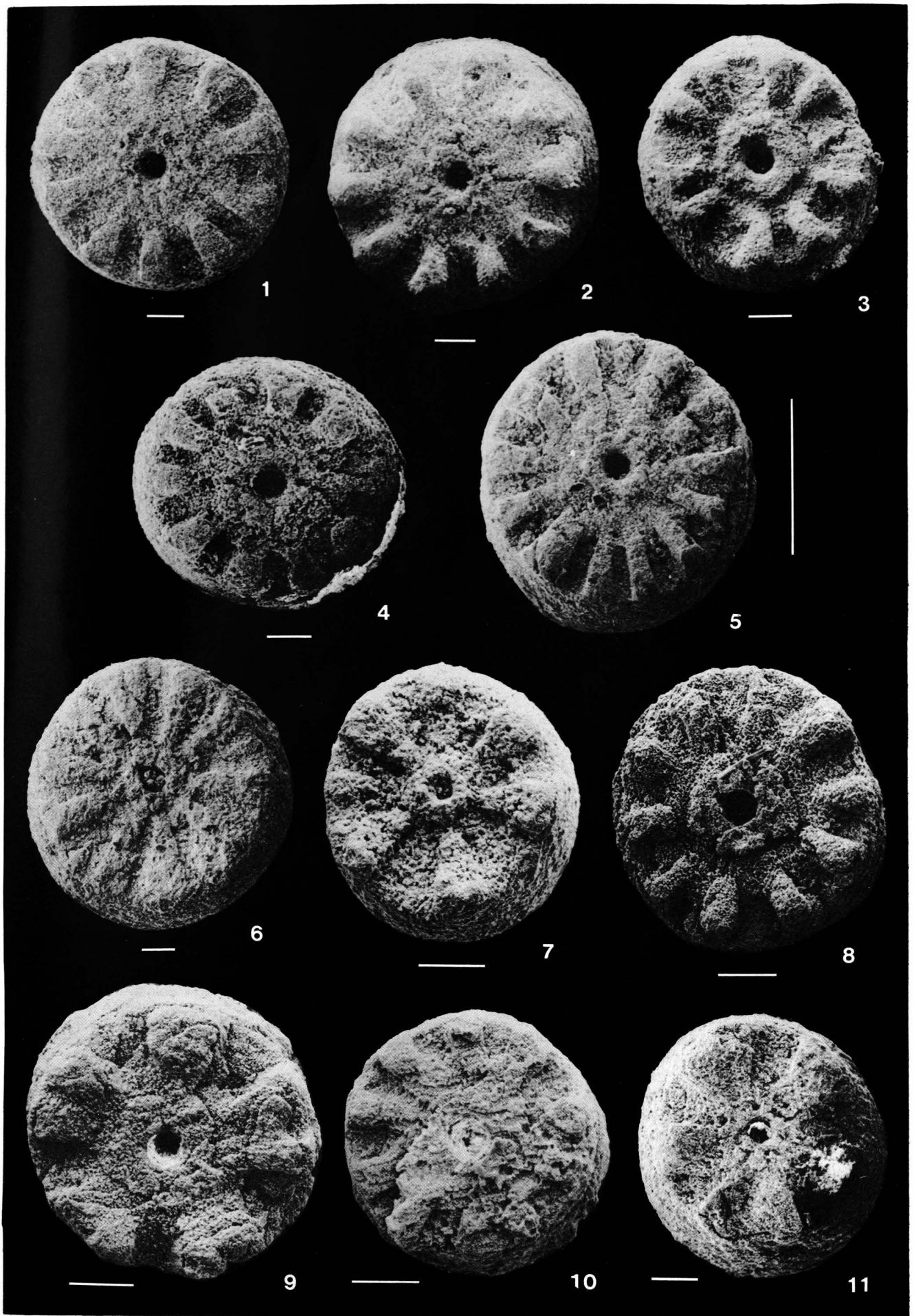
Tafel 2

Dadocrinus gracilis (BUCH)

aus dem unterostalpinen, metamorphen Anis (Gutensteinerkalk) vom Semmering, 1100 m SW vom Sonnwendsteingipfel, Niederösterreich.

Runde Columnalia mit typischer Crenulierung, aus dem mittleren Stielabschnitt (etwa obere Hälfte der Tafel) und vom distaleren Stielbereich (untere Tafel-Hälfte).

Der Maßstab balken der Figuren bezeichnet jeweils 0,2 mm, nur bei Figur 5 zeigt er die Länge von 0,5 mm an.



Literatur

- CZJZEK, J.: Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. – Jb. geol. R.-A., **5**, 465–529, 3 Abb., Wien 1854.
- FRISCH, W.: Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). – Verh. geol. B.-A., **1974**, 201–221, 5 Abb., Wien 1975.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & SPENDLINGWIMMER, R.: Crinoiden im Anis (Mitteltrias) der Tatriden der Hainburger Berge (Niederösterreich). – Mitt. österr. geol. Ges., **68** (1975), 59–77, Taf. 1–6, Wien 1978.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Crinoiden aus dem zentralalpiner Anis (Leithagebirge, Thörl Zug und Radstädter Tauern). – Wiss. Arb. Burgenland, **36**, 33 S., 11 Taf., Eisenstadt 1967.
- MOHR, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Oe.). – Mitt. geol. Ges. Wien, **3**, 104–213, 19 Abb., 1 Tab., Taf. 6–10, Wien 1910.
- TOLLMANN, A.: Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpiner Fazies der Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., **1968**, 29–45, 2 Abb., Taf. 1–2, Wien 1968.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – XVI, 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.
- TOULA, F.: Ein Beitrag zur Kenntnis des Semmeringgebirges. – Verh. geol. R.-A., **1876**, 334–341, 3 Abb., Wien 1876.
- TOULA, F.: Petrefaktenfunde im Wechsel-Semmering-Gebiete. – Verh. geol. R.-A., **1877**, 195–197, Wien 1877a.
- TOULA, F.: Beitrag zur Kenntniss der „Grauwacken-Zone“ der nördlichen Alpen. – Verh. geol. R.-A., **1877**, 240–244, Wien 1877b.
- TOULA, F.: Geologische Untersuchungen in der „Grauwackenzone“ der nordöstlichen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **50**, 121–182, 43 Abb., 1 Taf., 1 Kt., Wien 1885.
- TOULA, F.: Führer für die Exkursion auf den Semmering. – Exk.-führer 9. int. geol. Kongr. Wien, **35**, 1–50, 13 Abb., 1 Kt., Wien 1903.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. Jänner 1990.

Berechnung der Bougueranomalie im Hochgebirge unter Anwendung eines geologischen Dichtemodells

Von BRUNO MEURERS, PETER STEINHAUSER & DIETHARD ZYCH*)

Mit 14 Abbildungen und 1 Tabelle

*Bougueranomalie
Reduktionsanomalie
Massenkorrektur
Topographische Korrektur
Dichteverteilung
Geologisches Dichtemodell*

Inhalt

Zusammenfassung	99
Abstract	99
1. Einleitung	99
2. Problemstellung	100
3. Fallstudie	101
4. Geländemodell	102
5. Berechnungsverfahren	102
6. Diskussion der Ergebnisse	103
7. Verbesserung durch variablen Dichteansatz	105
8. Schlußfolgerungen	106
Dank	109
Literatur	109

Zusammenfassung

Bei Schwerefelduntersuchungen in Gebieten mit ausgeprägtem topographischen Relief müssen zur Vermeidung von Reduktionsanomalien sowohl hinsichtlich der numerischen Approximation der Massengeometrie als auch in bezug auf die Dichteverteilung der Oberflächengesteine sehr präzise Reduktionsmethoden angewendet werden. Dies gilt insbesondere dann, wenn die Gravimeterstationen ein breites Höhenintervall überdecken. Die folgende Arbeit gibt quantitative Abschätzungen für die Reduktionsfehler bei Berechnung der Massenkorrekturen mit konstanter und einheitlicher Dichte. Deutliche Verbesserungen werden bei Verwendung detaillierter Dichtemodelle erzielt, wie an Hand einer Fallstudie aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen Österreichs gezeigt wird. Das dazu erstellte Dichtemodell für die Oberflächengesteine ist zwei-dimensional mit Ausnahme von Gebieten mit extrem großen Dichtekontrasten (alpine Täler und Becken, Seen, Gletscher), wo durch die Angabe der entsprechenden Mächtigkeiten dreidimensionale Strukturen entstehen. Die Vorteile dieser Methode werden durch Vergleich von Feldtransformationen der mit konstanter bzw. variabler Dichte berechneten Schwereverteilungen nachgewiesen.

Abstract

The investigation of the gravity field in areas with rugged topography requires very accurate topographic reduction methods concerning both the numerical approximation of the mass geometry and the density distribution in order to avoid reduction anomalies. This is especially true if the gravity sta-

tions are located within a wide elevation range. The following paper shows quantitative estimations of reduction errors due to calculating the mass correction with a constant density. Improvements are obtained by the use of detailed density models for computing the Bouguer gravity field as shown by a case history from the Northern Calcareous Alps of Austria. A two-dimensional density model is used except of areas with extremely complex density contrasts where three-dimensional modeling is performed (Alpine valleys, basins, lakes and glaciers). The advantages of this procedure are proved by comparing some field transformations of the Bouguer anomalies calculated with constant and variable density respectively.

1. Einleitung

Bei gravimetrischen Untersuchungen im Hochgebirge stellen die extremen topographischen Gegebenheiten in mehrfacher Hinsicht hohe Anforderungen bezüglich der korrekten Reduktion der Messdaten. Dies gilt für die adäquate Approximation sowohl der Topographie als auch der Dichteverteilung durch mathematische Modelle. Hinsichtlich der topographischen Reduktion macht das extrem variable Hochgebirgsrelief die Verwendung eines hochauflösenden Verfahrens erforderlich (STEINHAUSER et al., 1989). Dabei hat es sich von vornherein als zweckmäßig erwiesen, Seen und Gletscher in der näheren Umgebung von Schwerestationen wegen ihres extrem großen Dichtekontrastes zu den anderen Gesteinskörpern gesondert im Reduktionsmodell zu berücksichtigen (RUESS, 1985). Hierbei kann die Wassertiefe einfach bestimmt werden, aber auch die

*) Anschrift der Autoren: Dr. BRUNO MEURERS, Univ.-Prof. Dr. PETER STEINHAUSER, Univ.-Prof. Dr. DIETHARD ZYCH, Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Wien, Hohe Warte 38, A-1190 Wien.

Eismächtigkeit der Gletscher ist mittels empirischer Formeln mit geringem Aufwand abschätzbar, sofern sie nicht direkt aus seismischen Messungen abgeleitet werden kann (STEINHAUSER et al., 1984). Üblicherweise wird aber im ersten Schritt das Problem der Dichteverteilung bei der Reduktionsrechnung ausgeklammert, was zu der hier diskutierten Problematik führt.

Im folgenden soll die Auswirkung der unterschiedlichen Oberflächendichte geologischer Strukturen auf die Massenreduktion untersucht werden. Insbesondere ist die Dichteverteilung dabei im Hinblick auf topographisch bedingte Effekte zu diskutieren, die infolge großer Stationshöhenunterschiede das Anomalienbild systematisch verzerren.

2. Problemstellung

Für den Fall einer einheitlichen, von den Ortskoordinaten unabhängigen Dichteverteilung gilt für die Bougueranomalie BA der bekannte Ausdruck:

$$(1) BA(x,y,z) = g(x,y,z) - \gamma_0(x,y) + \delta_{gniv}(x,y,z) - \delta g_M(x,y,z)$$

mit

$$(2) \delta g_M(x,y,z) = \delta g_{BPL}(z) - \delta g_{top}(x,y,z) \text{ Massenreduktion}$$

In Gl. (2) ist der sogenannte Bouguerplattenterm

$$\delta g_{BPL} = 2\pi f \rho z (+ \dots)$$

enthalten, der im Falle einer unendlich ausgedehnten, ebenen Bouguerplatte exakt, bei der sphärische Platte in erster Näherung durch eine lineare Funktion der Stationshöhe z definiert wird. Im allgemeinen hängt aber auch die topographische Korrektur δg_{top} von der Höhe ab, wobei sich jedoch keine funktionalen Beziehungen angeben lassen. Die Maximalwerte der topographischen Korrektur werden, wie das Beispiel von Abb. 1 zeigt, meistens bei sehr großen Stationshöhen erreicht, während im mittleren und unteren Höhenbereich eher niedrige Korrekturwerte auftreten. In den Tallagen steigen die Reduktionsbeträge wieder geringfügig an, so daß sich in vielen Fällen eine asymmetrische, u-förmige Verteilung ergibt. Diese Verteilungsform ist offensichtlich als eine Folge davon anzusehen, daß die Geländereduktionsbeträge jener Schwerestationen tendenziell am kleinsten sind, die in dem dominierenden Höhenintervallbereich des durch die Reduktion erfaßten Gebietes liegen. Jede Abweichung von diesem vorherrschenden Geländeniveau bewirkt ein Ansteigen des Reduktionsbetrages. Da aber der Betrag der topographischen Korrektur überwiegend von der Reliefform in unmittelbarer Stationsnähe beeinflusst wird, ergibt sich eine relativ breit streuende Punktwolke. Dadurch können bei extrem unruhigem Gebirgsrelief völlig unterschiedliche

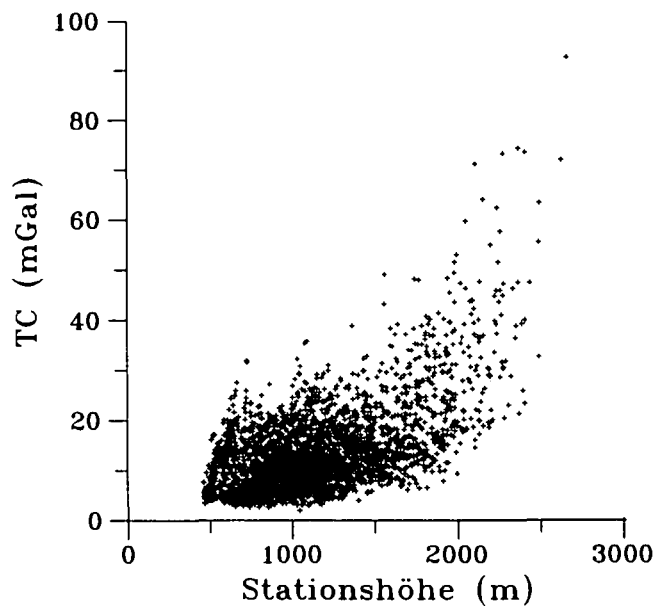


Abb. 1. Topographische Reduktion als Funktion der Stationshöhe in den Tiroler Kalkalpen.

Höhenbeziehungen der topographischen Korrektur auftreten.

Da letztere in jedem Fall den Betrag der gesamten Massenreduktion systematisch vermindert, kann der Bouguerplattenterm zur Abschätzung der bei Annahme eines konstanten Dichtefehlers maximal möglichen Reduktionsanomalien herangezogen werden.

Tab. 1 zeigt deutlich, daß durch Fehler im Ansatz für die Reduktionsdichte die Größenordnung lokaler Bougueranomalien erreicht bzw. sogar überschritten wird, und unterstreicht die Notwendigkeit eines korrekten Modells für die Oberflächendichten bei gravimetrischen Untersuchungen vor allem in Gebieten mit ausgeprägtem topographischen Relief und großen Stationshöhenunterschieden.

Dieser Fehler wird in erster Näherung dadurch vermieden, daß die Massenreduktionen mit der für das Untersuchungsgebiet gültigen Durchschnittsdichte durchgeführt werden. Dabei hat sich gezeigt, daß die Krusten-Standarddichte von $2,67 \text{ g/cm}^3$ im Bereich der Ostalpen für die Oberflächengesteine als repräsentativ angesehen werden kann (STEINHAUSER & PUSTISEK, 1987). Dieser Ansatz einer mittleren Reduktionsdichte hat sich bei regionalen Schwereuntersuchungen sehr gut bewährt. Für Fragestellungen der angewandten Gravimetrie, wo auch kleinräumige, lokale Anomalien korrekt erfaßt werden müssen, besitzt dieses Verfahren im Hochgebirge jedoch nicht das erforderliche Auflösungsvermögen. In diesem Fall ist es erforderlich, die Dichteverteilung der geologischen Strukturen oberhalb

Tabelle 1. Maximale Reduktionsanomalie in Abhängigkeit von Dichtefehler und Stationshöhe.

Dichtefehler [g/cm ³]	Stationshöhe [m]				
	500	1000	1500	2000	2500
	[mGal]				
0,1	2,09	4,19	6,29	8,38	10,48
0,2	4,19	8,38	12,57	16,76	20,95
0,3	6,29	12,57	18,86	25,15	31,43

des Reduktionsniveaus im einzelnen zu berücksichtigen:

Abb. 2 zeigt schematisch die zu erwartende Auswirkung eines gegenüber der wahren Dichte um den Fehler $\pm \delta\rho$ veränderten Dichteansatzes. Bei der Massenreduktion M und der Bougueranomalie BA werden für extreme Stationslagen (Berggipfel, Tallage) entsprechende Fehler δM und δBA hervorgerufen. Bei positiver Dichtedifferenz tendieren die Bougueranomalien der hoch gelegenen Gravimeterstationen zu negativen, die Talstationen zu positiven Fehlern und umgekehrt.

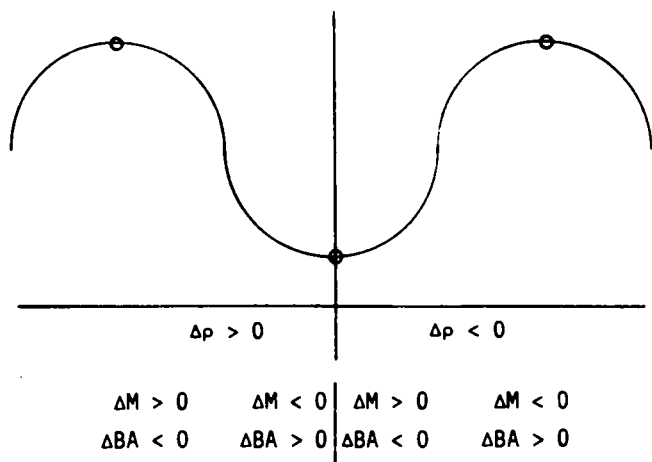


Abb. 2.
Auswirkung von Dichtefehlern auf die Massenreduktion.

3. Fallstudie

An Hand eines Beispiels soll in der Folge die Auswirkung eines der Oberflächengeologie entsprechenden variablen Dichteansatzes auf das Bougueranomalienbild diskutiert werden. Das verwendete Datenmaterial stammt aus einer gravimetrischen Detailuntersuchung im Bereich der Nördlichen Kalkalpen Österreichs (ZYCH, 1988), in dem auf etwa 4200 km² insgesamt 3300 Schwerestationen unter extremen Gebirgsverhältnissen flächenhaft verteilt sind. Der besseren Übersicht wegen wurde hieraus ein besonders charakteristisches Testgebiet ausgewählt, auf das ungefähr 150 Schwerstationen entfallen. Abb. 3 zeigt die aufgrund der Stationshöhen interpolierte Höhenverteilung des 210 km² großen Testgebietes. Die Schwerstationen liegen demnach in einem Höhenintervall von 700 bis 2400 m, womit die Bandbreite der Stationshöhen wohl als extrem groß klassifiziert werden kann.

Die topographische Korrektur wurde durch Quaderapproximation des Geländes mit entfernungsabhängigen Grundflächen unter Verwendung eines speziell auf die Erfordernisse in hochalpinem Gelände abgestimmten Höhenmodells (EHRISMANN & LETTAU, 1971; GÖTZE et al., 1980; RUESS, 1985) berechnet. Extrem rauhes Relief in unmittelbarer Stationsumgebung wurde durch geeignete numerische Verfahren berücksichtigt (GRANSENER, 1987; MEURERS, 1986). Der Maximalbetrag der topographischen Korrektur beträgt etwa 92 mGal (Abb. 1) und weist damit die gleiche Größenordnung auf wie die regionalen Anomalien im Alpenbereich.

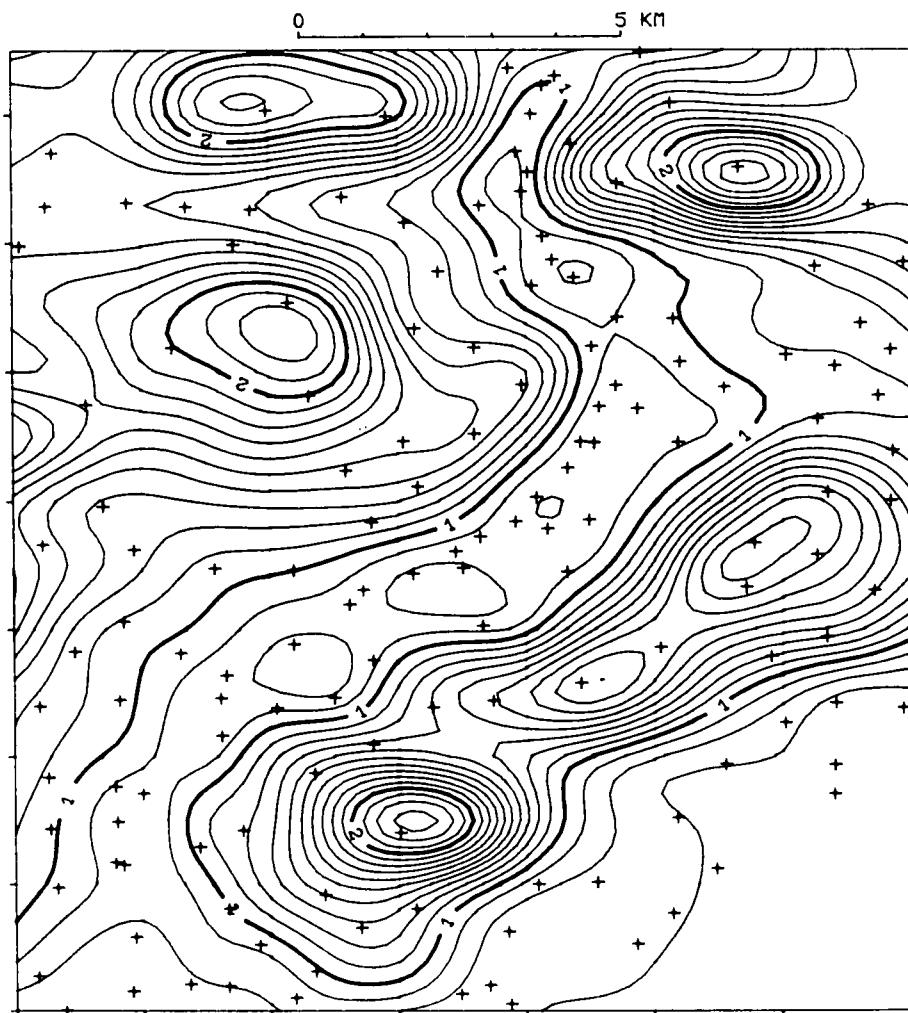


Abb. 3.
Stationshöhenverteilung des Testgebietes.
Isolinienintervall : 0,1 km.



Abb. 4.
Verteilung der Oberflächendichte im Testgebiet.

4. Geländemodell

Die Basis für den Ansatz der Reduktionsdichte bildet ein digitales Dichtemodell für die Oberflächengesteine in Österreich (GRANSER et al., 1983; STEINHAUSER et al., 1984), dem vorwiegend direkte (ca. 6000 Gesteinsproben), aber auch indirekte Methoden (Nettletonverfahren, Seismik) zur Dichtebestimmung zugrunde liegen. Die Detailauflösung im Untersuchungsgebiet erfolgte durch zusätzliche, systematische Probenentnahme während der gravimetrischen Feldmessungen. Trotzdem muß wegen der Probenverteilung eine Zuordnung der mittleren Dichte auf die regional geologisch erfaßten Einheiten beschränkt bleiben. Dies stellt insofern eine Vereinfachung dar, als die geologischen Einheiten auf Grund von Lithologie und Verwitterung heterogen sind und somit lokale Abweichungen von ihrer mittleren Dichte auftreten können. Abb. 4 zeigt den dem Testgebiet entsprechenden Ausschnitt des Dichtemodells. Die Rastergröße beträgt analog zum Geländehöhenmodell der Ostalpen 370 m × 390 m. Im gewählten Ausschnitt treten hauptsächlich drei Dichteprovinzen auf, die den Dolomitgesteinen ($\rho = 2,82 \text{ g/cm}^3$), den Kalken ($\rho = 2,70 \text{ g/cm}^3$) sowie den niedrigen Dichtewerten der Talfüllungen ($\rho = 2,30 \text{ g/cm}^3$) zuzuordnen sind.

Da die Talfüllungen im allgemeinen nicht bis zum Reduktionsniveau reichen, muß zusätzlich eine Modellannahme über die Tiefenstruktur dieser Sedimente getroffen werden. Entsprechende Mächtigkeitsangaben können dabei zusätzlich mit Hilfe einzelner seismischer Profile und aus Bohrungen gewonnen werden.

Aufgrund von Überschlagsrechnungen erweist es sich als ausreichend, nur jene Talfüllungen zu erfassen, deren Sedimentmächtigkeit 25 m übersteigt. Bei einer angenommenen Dichtedifferenz von $\delta\rho = 0,3 \text{ g/cm}^3$ entspricht dies einem maximalen gravimetrischen Effekt von 0,3 mGal. Über die Dichte der unterhalb der Talsedimente liegenden Gesteine existieren naturgemäß keine Informationen. Diese Grundgebirgsdichte muß daher aus den seitlich unmittelbar anschließenden Dichteprovinzen extrapoliert werden. Um diese Abschätzung zu objektivieren, erfolgt sie durch kreisförmige Mittelbildung. Dazu werden bei jedem Rasterelement des Dichtemodells, dem die Talfüllungsdichte zugeordnet ist, zunächst die ringförmig anschließenden Elemente geprüft, ob sich ihre Dichte von der Talfüllungsdichte unterscheidet. Dieses Verfahren wird schrittweise solange auf den jeweils nächsten Ring von Rasterelementen erweitert, bis mindestens 5 Elemente für die Mittelwertbildung der Grundgebirgsdichte verfügbar sind.

5. Berechnungsverfahren

Die Dichteverteilung liegt digital im selben Raster wie das Höhenmodell vor. Daher kann die Berechnung der Bougueranomalie mit variabler Dichte mit dem gleichen Verfahren erfolgen, das auch zur Bestimmung der topographischen Korrektur für die Standard-Bougueranomalie herangezogen wird. Der einzige Unterschied be-

steht darin, daß die Massenkorrektur in einem Zug durch Abtragung aller topographischen Massen bis zum Reduktionsniveau berechnet wird, wobei für jede Reduktionssäule der zugehörige Dichtewert eingesetzt wird. In Bereichen mit Talfüllungen, Seen oder Gletschermassen werden dreidimensionale Dichtemodelle verwendet, die durch entsprechende vertikale Unterteilung der Rastersäulen entstehen. Wenn dabei zwischen See und Grundgebirge noch zusätzlich Sedimente gelagert sind, dann ergibt sich somit ein Dreischichtfall für die gravimetrische Reduktion. Im Sinne einer geologischen Korrektur wird gegebenenfalls stets auch die Gravitationswirkung jener Anteile von Talfüllungen und Seen berücksichtigt, die unterhalb des Reduktionsniveaus liegen.

Grundsätzlich ist zu betonen, daß die Berechnung der dichtekorrigierten Bouguerschwere bereits einen Interpretationsschritt darstellt, da über die Dichteverteilung im Untergrund bis zum Reduktionsniveau Annahmen getroffen werden müssen, die zweifellos Modellcharakter besitzen, und nur teilweise aus Oberflächenaufschlüssen abgeleitet werden können. Das hier verwendete Modell sieht mit Ausnahme der Talfüllungen und Seen vor, daß in jeder Dichteprovinz von der Oberfläche bis zum Reduktionsniveau die Dichte einen einheitlichen, konstanten Betrag aufweist, und daß die seitlichen Dichtegrenzen, die durch die Massensäulen des Reduktionsrasters definiert sind, vertikal verlaufen. Dies stellt selbstverständlich nur eine erste Approximation der tatsächlichen Verhältnisse dar. Praktische Versuche haben aber mehrfach die Brauchbarkeit dieses Ansatzes bewiesen, insbesondere im nordalpinen Überschiebungsbereich (ZYCH, 1969; GRANSER, 1982). Um entstehende Approximationsfehler möglichst klein zu halten, kann es zweckmäßig sein, das Reduktionsniveau in Hochlage zu bringen.

6. Diskussion der Ergebnisse

Die maximal möglichen Reduktionsanomalien können bei gegebenen Stationslagen wieder durch Berechnung der Bougueranomalie mit konstanten Dichten abgeschätzt werden. Abb. 5 zeigt dafür zwei Beispiele mit den im gesamten Untersuchungsgebiet dominanten Dichtewerten $2,82 \text{ g/cm}^3$ sowie $2,70 \text{ g/cm}^3$. Dargestellt wird die Differenz der Massenkorrekturen in Abhängigkeit von der Stationshöhe. Deutlich ist erkennbar, daß der Bouguerplattenterm die maximalen Effekte charakterisiert. Die Abweichung von den die Punktwolken nach oben hin begrenzenden Geraden wird gemäß Gl. (2) durch den Betrag der topographischen Korrektur bestimmt. In Bereichen größerer Stationshöhen entfernt sich die Punktverteilung merklich von den Geraden. Dies deutet auf die hohen topographischen Korrekturwerte in diesen Stationslagen hin. Die Änderung der Bougueranomalie gegenüber dem Standardansatz $\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3$ liegt in der Größenordnung von $2\text{--}14 \text{ mGal}$ (für $\rho = 2,82 \text{ g/cm}^3$) bzw. $0,5\text{--}3 \text{ mGal}$ (für $\rho = 2,70 \text{ g/cm}^3$) und unterscheidet sich nur wenig von den entsprechenden maximalen Reduktionsanomalien. Im folgenden soll die Bougueranomalie mit variabler Dichte dem Standardverfahren (konstante Dichte $\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3$) gegenübergestellt werden.

In der Bouguerschwereverteilung der nördlichen Kalkalpen ist in vielen Talbereichen eine enge Korrela-

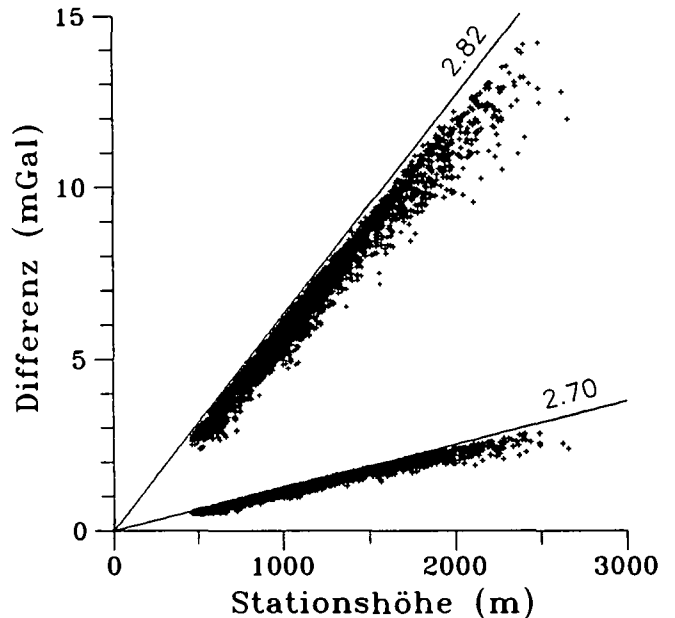


Abb. 5. Differenz der Massenreduktionen bei Verwendung der Dichtewerte $2,82 \text{ g/cm}^3$ bzw. $2,70 \text{ g/cm}^3$ an Stelle der Standarddichte $2,67 \text{ g/cm}^3$ in den Tiroler Kalkalpen.

tion mit der Topographie zu erkennen. Dies ist einerseits durch die in diesen Tälern abgelagerten quartären, teils auch tertiären Sedimente, andererseits durch mit dem Talverlauf zumindest teilweise übereinstimmende Störungszonen interpretierbar. Der Ver-

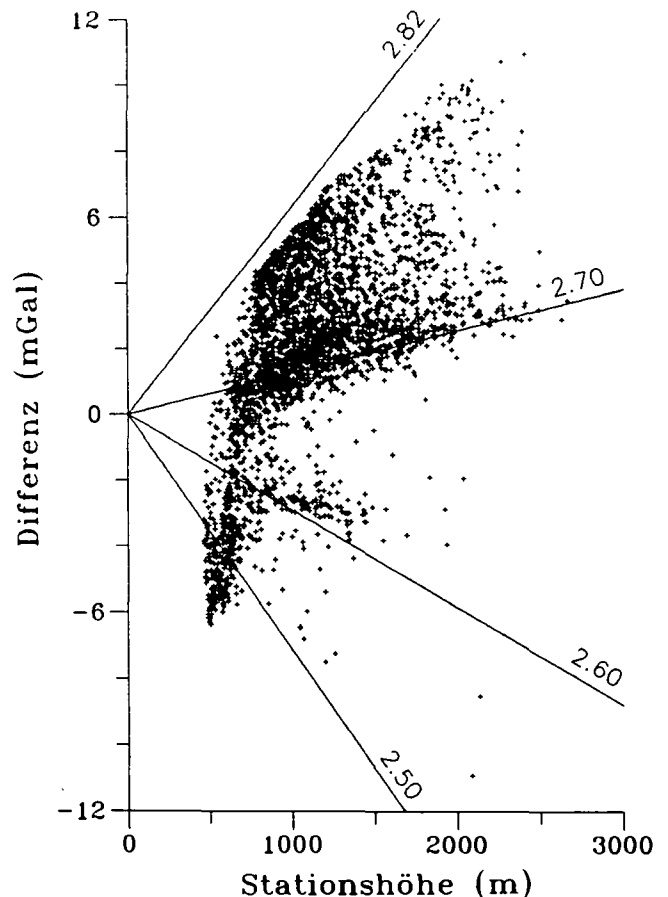


Abb. 6. Differenz zwischen Standard- und der mit variablem Dichteansatz (Niveau: 0 m NN) berechneten Bougueranomalie in den Tiroler Kalkalpen.

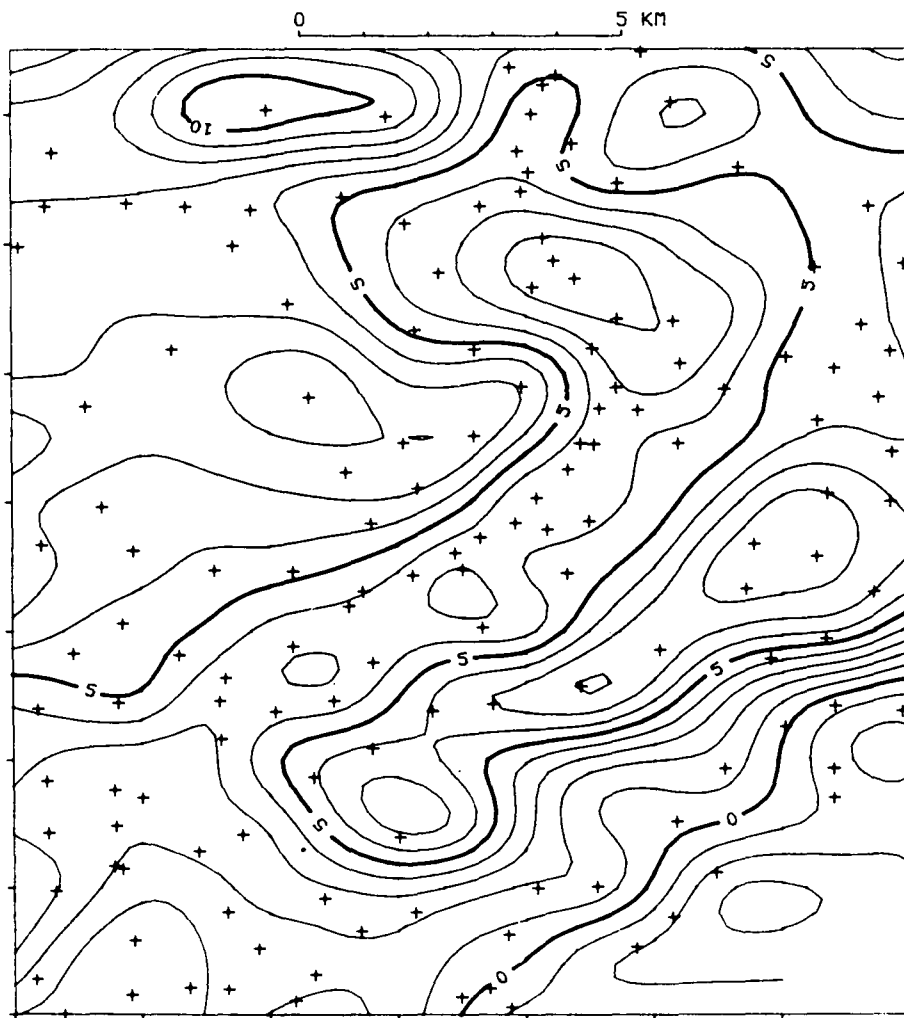


Abb. 7.
Differenz zwischen der Standard- und der mit variablem Dichteansatz (Niveau: 0 m NN) berechneten Bougueranomale im Testgebiet.
Isolinienintervall : 1 mGal.

gleich der mit variablem Dichteansatz berechneten Daten mit den Werten der Standardbougueranomale zeigt, daß die durch die Talfüllungen verursachten Anomalien in ihrer Amplitude deutlich reduziert werden. Darüberhinaus ergibt sich im gesamten Untersuchungsgebiet neben einer beträchtlichen Niveaushiftung eine starke Glättung des Isanomalienbildes. Die Differenzen zwischen den Resultaten beider Verfahren werden für die Gravimeterstationen (gesamtes Datenmaterial) in Abb. 6 als Funktion der Stationshöhe gezeigt. Zusätzlich sind darin die den wichtigsten Dichteprovinzen entsprechenden Bouguerplattenterme durch Geraden mit Dichte-abhängigen Steigungen markiert. An der Konzentration der Punktwolke in deren Umgebung ist die Dominanz der entsprechenden Dichtebereiche erkennbar. Die Bandbreite der im gesamten Untersuchungsgebiet auftretenden Bougueranomaliendifferenzen ist mit etwa 22 mGal außerordentlich hoch. Die flächenhafte Verteilung dieser Reduktionsanomalien im Testgebiet stellt Abb. 7 dar. Der Vergleich mit Abb. 4 zeigt die erwartungsgemäß enge Korrelation mit den Dichteprovinzen.

Im nächsten Schritt wurde die Bougueranomale mit variabler Dichte für das höchste von den Stationshöhen her mögliche Bezugsniveau (400 m ü. NN) berechnet. Wie oben erwähnt, erfolgte auch hier die Korrektur der Talfüllungen und Seen unabhängig vom Erreichen bzw. Überschreiten dieses Referenzniveaus. Größere Unterschiede zur Bougueranomale mit variablem Dichte-

ansatz und Reduktionsniveau von $h = 0$ m ü. NN treten erst am nördlichen Rand des Untersuchungsgebietes auf, wo die Dichtedifferenz zu den Gesteinen der Kalkalpen im Bereich der Flysch- und Molassezone relativ groß wird. Hier läßt sich eine Korrelation mit den Dichteprovinzen erkennen. Im zentralen Teil des Meßgebietes spielt allerdings die Wahl des Reduktionsniveaus eine eher geringe Rolle; die Differenzen liegen etwa zwischen -1 und -2 mGal. Dies wird auch in Abb. 8 deutlich, in der die Differenzen in Intervallen von $0,2$ mGal dargestellt werden.

Im dritten Schritt wurde die Bougueranomale mit konstanter Standarddichte von $\rho = 2,67$ g/cm³, jedoch zusätzlicher geologischer Korrektur der Talfüllungen bestimmt. Die Amplituden der mit den Tälern zusammenfallenden lokalen Anomalien sind dementsprechend deutlich reduziert, es bleiben allerdings größere Restanomalien als bei Verwendung des vorher diskutierten umfassenden Dichtemodells bestehen. Die Verbesserungen gegenüber dem Standardverfahren betragen bis zu 6 mGal. Die Wirkung dieser geologischen Korrektur der Talfüllungen wird in Abb. 9 dargestellt. Erwartungsgemäß sind nur innerhalb der Bereiche mit großen Sedimentmächtigkeiten signifikante Unterschiede vorhanden, außerhalb der Talbereiche sind nur statistische Schwankungen zu beobachten. Sie sind auf Unterschiede im Berechnungsverfahren für die Massenkorrekturen bei der Bestimmung der Standardbougueranomale zurückzuführen. Die Beschränkung der

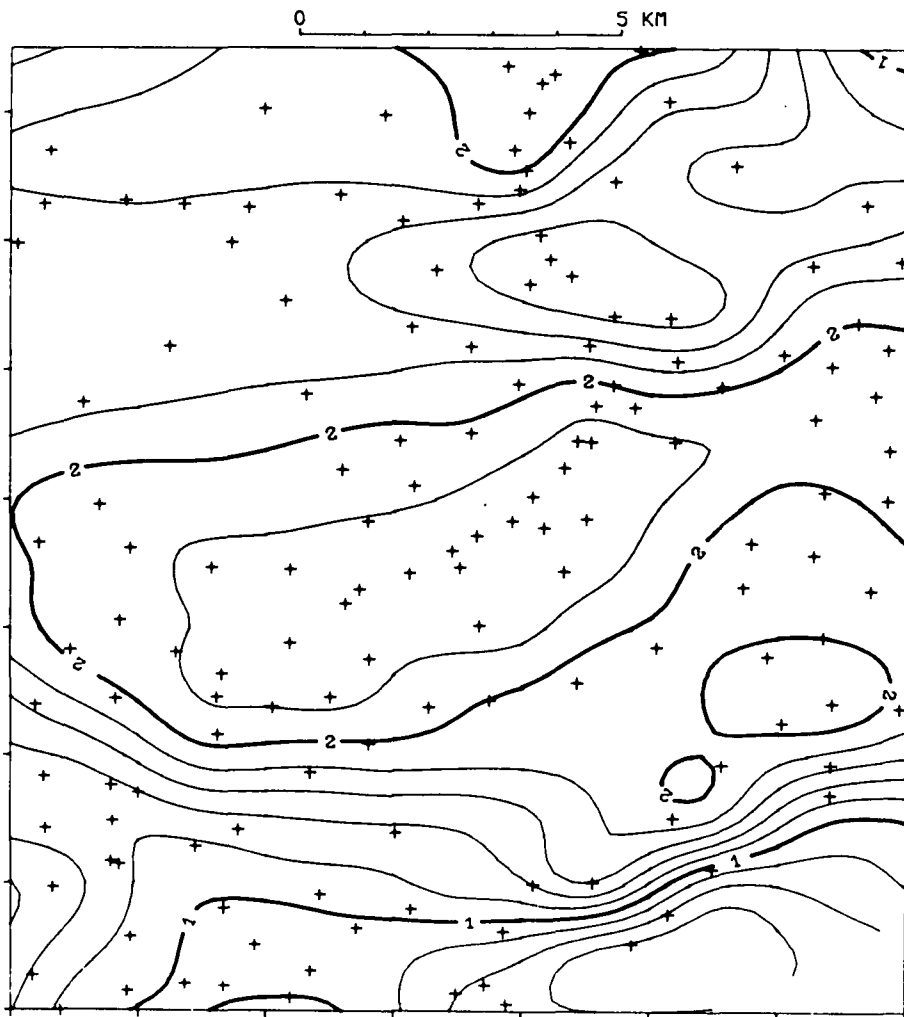


Abb. 8.
Differenz zwischen den mit variablem Dichteansatz im Niveau 400 m NN bzw. 0 m NN berechneten Bougueranomalien im Testgebiet.
Isolinienintervall : 0,2 mGal.

Talfüllungskorrekturen auf Talbereiche mit Sedimentmächtigkeiten von mehr als 25 m erweist sich durch dieses Resultat als gerechtfertigt. Eine Korrelation der Differenzen mit der Stationshöhe ist nicht zu erwarten. Dies wird durch Abb. 10 bestätigt, in der die entsprechende Höhenverteilung für die Tiroler Kalkalpen dargestellt wird.

Abb. 11 zeigt schließlich die Differenz zwischen der Bouguerschwere mit variablem Dichteansatz (Reduktionsniveau 0 m ü. NN) und der nur bezüglich der Talfüllungen geologisch reduzierten Standard-Bougueranomalie. Obwohl in beiden Berechnungen die Wirkung der Talsedimente in völlig gleicher Weise korrigiert wurde, zeichnen sich in dieser Darstellung deutlich mit der Stationshöhenverteilung gekoppelte Strukturen ab. Dieser Effekt ist daher ausschließlich auf die stark unterschiedlichen Höhen der Schwerestationen (400–2600 m) zurückzuführen und übertrifft an vielen Stellen die Gravitationswirkung der Talfüllungen bei weitem, wie der Vergleich mit Abb. 10 zeigt. In Abb. 12 werden die Unterschiede zwischen beiden Reduktionsverfahren wieder für das gesamte Datenmaterial dargestellt. Noch deutlicher als in Abb. 6 lassen sich hier die dominierenden Dichteprovinzen und bestehende Höhenabhängigkeiten an den linienförmigen Verdichtungen der Punktwolke entlang jener Bouguerplattenterme erkennen, die den entsprechenden Dichtewerten zuzuordnen sind.

7. Verbesserung durch variablen Dichteansatz

Wegen der vorhin gezeigten Höhenabhängigkeit der Reduktionsanomalien führt die Verwendung eines inkorrektierten Dichteansatzes im allgemeinen zu einer Verstärkung hochfrequenter Anteile im Amplitudenspektrum der Schwereanomalie, da sich die sie hervorrufenden Quellen unmittelbar unterhalb der Gravimeterstationen befinden. Die Verbesserung durch das gewählte geologische Modell kann daher durch Anwendung von Feldtransformationen überprüft werden, deren Filteroperatoren Hochpasseigenschaften aufweisen. In der vorliegenden Fallstudie wird dies durch den Vergleich der entsprechenden Vertikalgradientenfelder untersucht (Abb. 13). Dabei fällt insbesondere die räumliche Koinzidenz von lokalen Extrema des Vertikalgradientenfeldes der Standardbougueranomalie (Abb. 13a) mit topographischen Strukturen auf. Der regionale Trend der Isanomalien ist dagegen vom Dichteansatz weitgehend unabhängig. Amplituden lokaler Vertikalgradientenanomalien werden bei Berechnung der Bougueranomalie mit variablem Dichteansatz wesentlich reduziert (Abb. 13b). Dieser Vergleich kann daher als Hinweis für die Brauchbarkeit des verwendeten Dichtemodells gesehen werden. Zur Untersuchungen langwelliger Schwerefeldkomponenten, die dem regionalen Trend zugeordnet werden können, wurden beide Bouguer-anomaliefelder einer Tiefpassfilterung (Wellenlängenfil-



Abb. 9.
Differenz zwischen der Standard- und der ausschließlich bezüglich der Talfüllungen geologisch reduzierten Bougueranomalie im Testgebiet.
Isolinienintervall : 1 mGal.

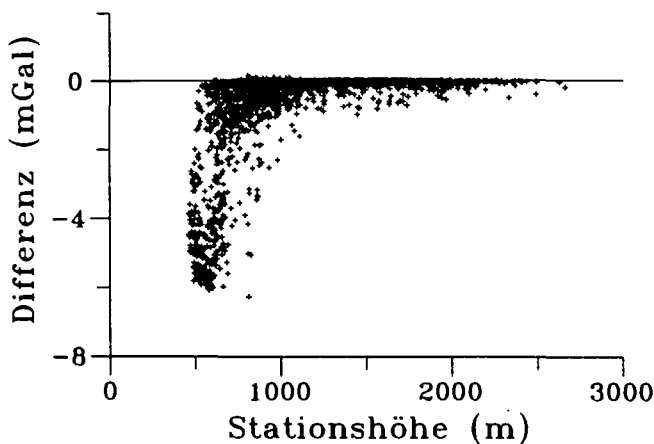


Abb. 10.
Differenz zwischen der Standard- und der ausschließlich bezüglich der Talfüllungen geologisch reduzierten Bougueranomalie in den Tiroler Kalkalpen.

ter) mit einer Grenzwellenlänge von 5 km unterzogen. Der Vergleich wird in Abb. 14a (Standardbougueranomalie) und Abb. 14b (Bougueranomalie mit variablem Dichteansatz) dargestellt. Im ersten Fall sind deutlich höherfrequente Anteile zu beobachten. Dies entspricht dem oben konstatierten Resultat. Darüberhinaus zeigen sich allerdings beträchtliche Unterschiede in der Amplitude des Regionalfeldes, dessen Bandbreite bei der Standardbougueranomalie von 20 mGal auf etwa 30

mGal, d.h. um 50 %, anwächst. Hieraus erwachsen bei der quantitativen Interpretation des Trendfeldes wesentliche Konsequenzen für die Modellgeometrie der tieferen Krustenbereiche.

8. Schlußfolgerungen

Das hier diskutierte Beispiel zeigt, daß die extremen topographischen Verhältnisse im Hochgebirge hohe Anforderungen hinsichtlich einer den tatsächlichen Gegebenheiten entsprechenden Reduktion von Schweredaten stellen. Zur Erfassung lokaler Strukturen ist es nicht ausreichend, die Krusten-Standarddichte von $2,67 \text{ g/cm}^3$ für die Massenreduktionen zu verwenden. Bei der topographischen Korrektur werden wegen der großen Höhenunterschiede verstärkt Reduktionsanomalien hervorgerufen, wenn die wahre Gesteinsdichte von der Standarddichte stärker abweicht.

Das an dem Testbeispiel demonstrierte Verfahren gestattet es, Talfüllungen, Seen und Gletschermassen, also unmittelbar an der Oberfläche befindliche Strukturen mit einem großen Dichtekontrast zu ihrer Umgebung, durch Quader mit einer Grundfläche von etwa $370 \text{ m} \times 390 \text{ m}$ dreidimensional zu modellieren, während die seitlichen Begrenzungen der Dichteprovinzen gebirgsbildender Strukturen entlang den Massensäulen des Reduktionsrasters bis zum Bezugsniveau vertikal verlaufen. Das Testbeispiel beweist, daß es nicht aus-

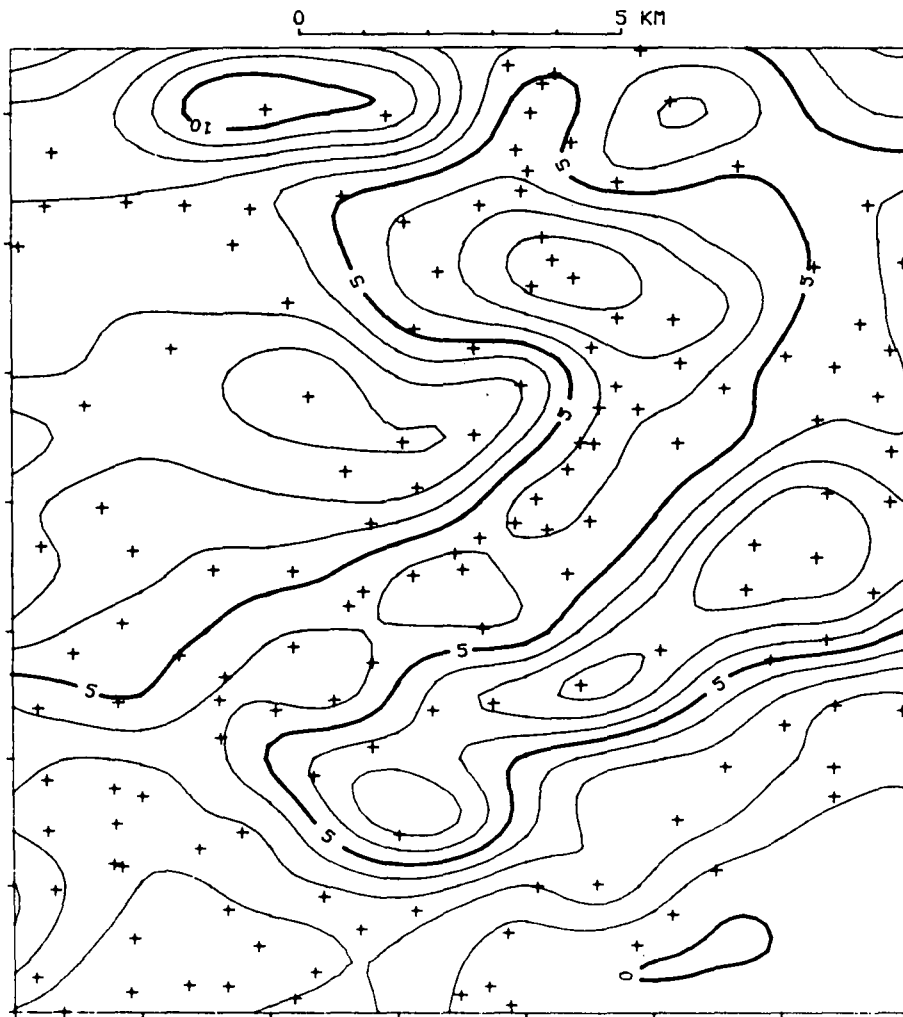
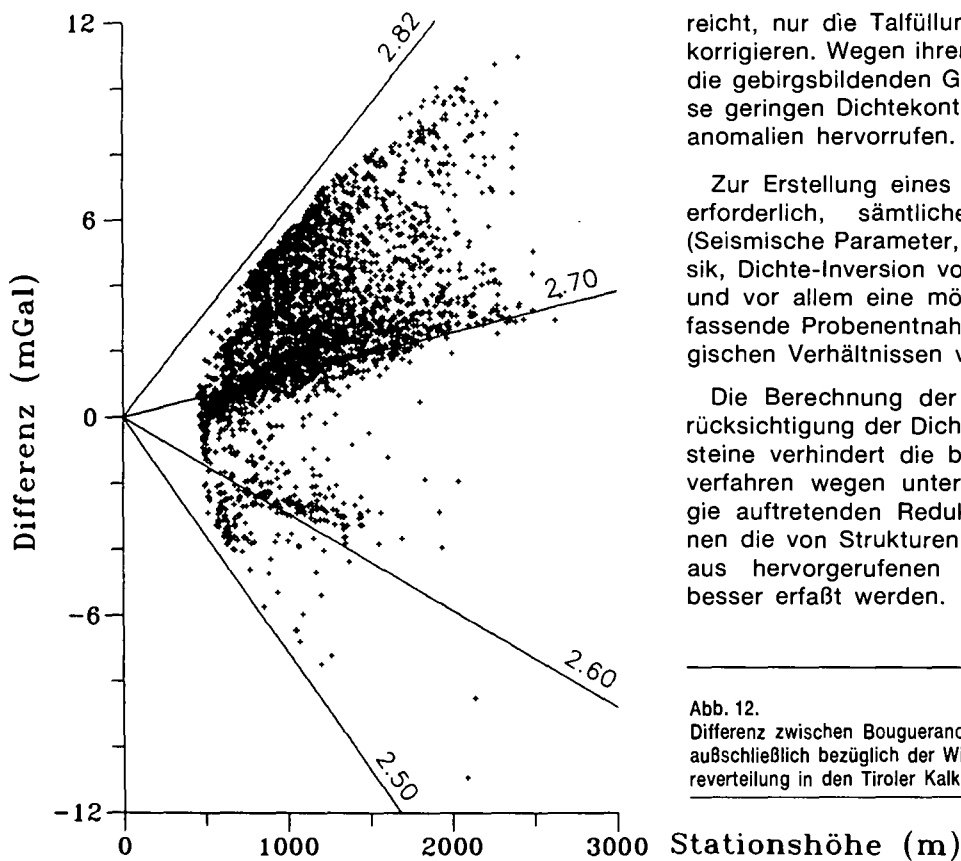


Abb. 11.
Differenz zwischen der ausschließlich bezüglich der Wirkung der Talfüllungen korrigierten Schwereverteilung und der Bouguer-anomalie mit variablem Dichteansatz im Testgebiet.
Isolinienintervall : 1 mGal.



reicht, nur die Talfüllungen mit der wahren Dichte zu korrigieren. Wegen ihrer großen Volumina können auch die gebirgsbildenden Gesteine trotz der vergleichsweise geringen Dichtekontraste beträchtliche Reduktionsanomalien hervorrufen.

Zur Erstellung eines korrekten Dichtemodells ist es erforderlich, sämtliche verfügbaren Informationen (Seismische Parameter, Resultate der Bohrlochgeophysik, Dichte-Inversion von Schweredaten) zu verwerten, und vor allem eine möglichst systematische und umfassende Probenentnahme unabhängig von den geologischen Verhältnissen vorzunehmen.

Die Berechnung der Massenreduktionen unter Berücksichtigung der Dichteverteilung der Oberflächengesteine verhindert die bei konventionellen Reduktionsverfahren wegen unterschiedlicher Oberflächengeologie auftretenden Reduktionsanomalien. Dadurch können die von Strukturen unterhalb des Reduktionsniveaus hervorgerufenen Schwereanomalien wesentlich besser erfaßt werden.

Abb. 12.
Differenz zwischen Bouguer-anomalie mit variablem Dichteansatz und der ausschließlich bezüglich der Wirkung der Talfüllungen korrigierten Schwereverteilung in den Tiroler Kalkalpen.

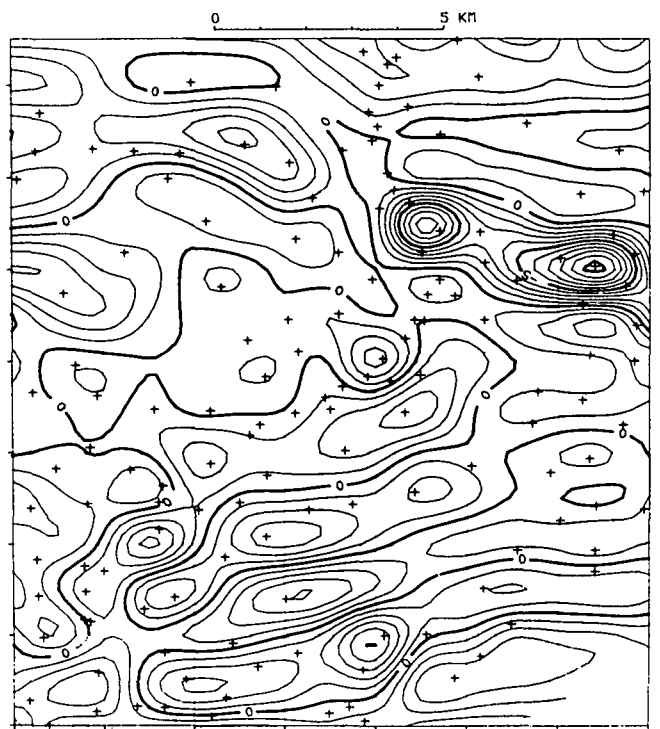
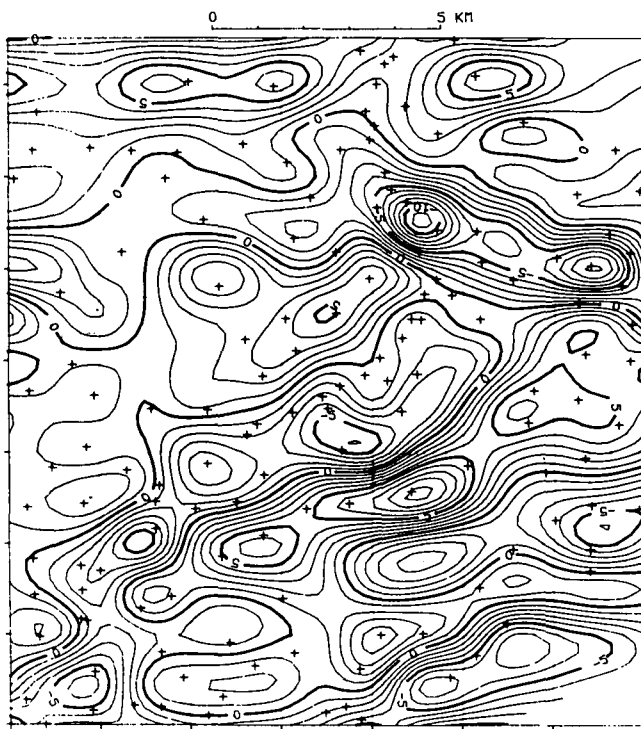


Abb. 13.
 Vertikalgradientenfeld des Testgebietes.
 a) Standardbougueranomalie.
 b) Bougueranomalie mit variablem Dichteansatz.
 Isolinienintervall : 1 mGal/km.

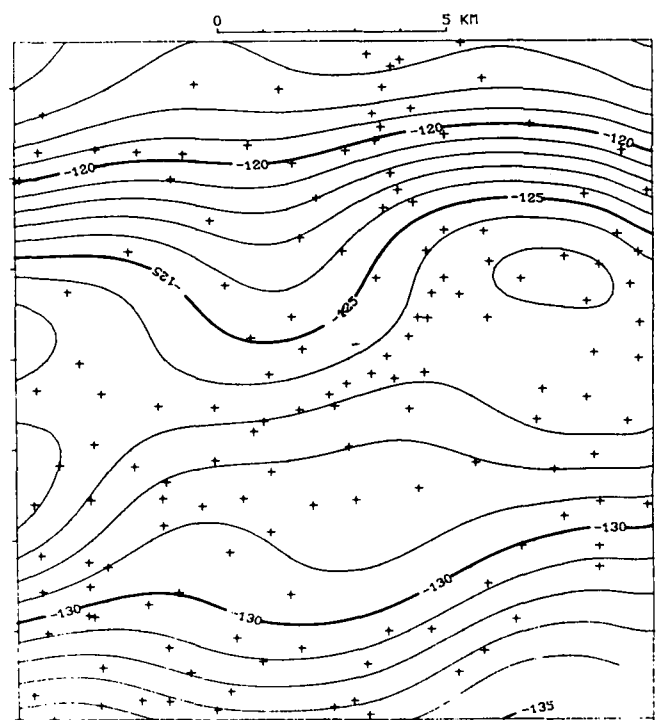
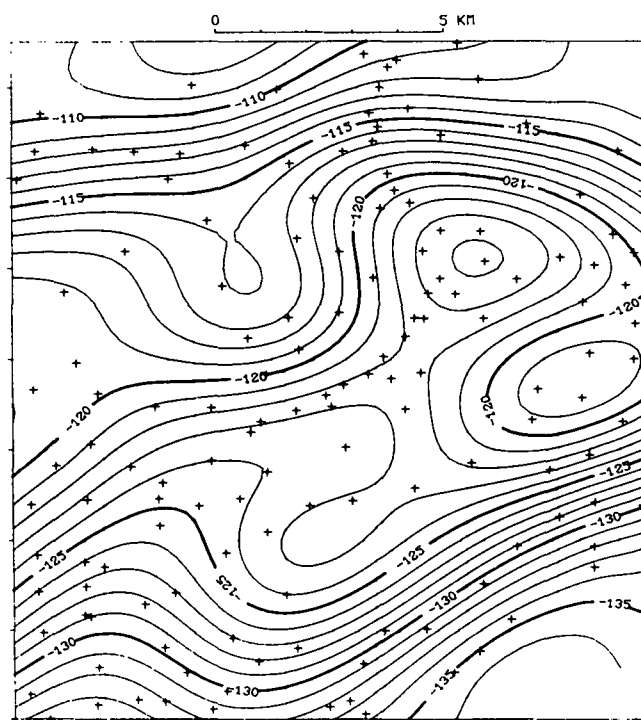


Abb. 14.
 Regionalfeld des Testgebietes (Wellenlängenfilterung).
 a) Standardbougueranomalie.
 b) Bougueranomalie mit variablem Dichteansatz.
 Isolinienintervall : 1 mGal.

Dank

Diese Arbeit wurde finanziell durch die Österreichische Akademie der Wissenschaften, Programm „Geophysik der Erdkruste“, unterstützt, wofür an dieser Stelle der Dank ausgesprochen wird.

Literatur

- EHRISMANN, W. & LETTAU, O.: Topographische Reduktion von Schweremessungen in der näheren und weiteren Stationsumgebung. – Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, **20**, 383–396, 1971.
- GÖTZE, H.J., STEINHAUSER, P. & ROSENBAACH, O.: Die Bestimmung der mittleren Geländehöhen im Hochgebirge für die topographische Reduktion von Schweremessungen. – Ber. Tiefb. Ostalp., **9**, 1980.
- GRANSE, H.: Allgemeine Feldfortsetzung und Verfahren zur Dichtebestimmung angewandt auf gravimetrische Untersuchungen im Hochgebirge. – Unveröff. Dissertation, Univ. Wien, 1982.
- GRANSE, H.: Topographic reduction of gravity measurements by numerical integration of boundary integrals. – Geoph. prosp., **35**, 71–82, 1987.
- GRANSE, H., HÖSCH, K., STEINHAUSER, P. & ZYCH, D.: Über das Dichtemodell in Österreich. – In: Geod. Arb. Österreichs f. d. int. Erdmessung, III, 159–182, 1983.
- MEURERS, B.: Improvement of terrain corrections by applying numerical integration techniques and bicubic spline interpolation. – Boll. Geof. Teor. Appl., **28**, 111/112, 227–234, 1986.
- RUESS, D.: Berücksichtigung von Wasser- und Eismassen bei der topographischen Reduktion. – Ber. Tiefb. Ostalp., **12**, 175–177, 1985.
- STEINHAUSER, P., MEURERS, B. & RUESS, D.: Gravity investigations under extreme mountainous conditions. – Exploration Geophysics, zum Druck eingereicht, 1989.
- STEINHAUSER, P. & PUSTISEK, A.: Estimation of the mass deficit of the Eastern Alps. – Geod. Arb. Österreichs f. d. int. Erdmessung, Neue Folge, IV, 111–125, 1987.
- STEINHAUSER, P., RUESS, D., ZYCH, D., HAITZMANN, H. & WALACH, G.: The geoid in Austria: Digital models of mean topographic heights and rock densities. – Proc. XVIIIth Gen.Ass. IUGG, IAG, Vol. 1, 322–338, 1984.
- ZYCH, D.: Korrekturprobleme bei Schweremessungen im Alpenbereich. – Erdöl u. Erdgas, **85**, 3, 70–80, 1969.
- ZYCH, D.: 30 Jahre Gravimetermessungen der ÖMV Aktiengesellschaft in Österreich und ihre geologisch-geophysikalische Interpretation. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol.B.-A., **9**, 155–175, 1988.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 2. Jänner 1990.

Bemerkungen zur Festlegung und Verwendung von Schadstoff-Grenzwerten für Böden und Grundwasser in alpinen Ökosystemen

Von HERBERT R. PIRKL*)

Mit 4 Abbildungen und 4 Tabellen

*Alpine Ökosysteme
Waldböden
Bodendegradation
Schwermetalle
Aluminium
Trinkwasserqualität
Grenzwertregelungen
Westliche Grauwackenzone
Geoökologie*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 120, 121, 122, 123

Inhalt

Zusammenfassung	111
Abstract	111
1. Problemansprache	111
2. Beispiele für Spannweiten natürlicher Elementangebote – Konstanz und Varianz	113
2.1. Varianz natürlicher Schwermetallgehalte in Böden	113
2.2. Varianz des Chemismus von Quellen und Gerinnen	114
3. Schlüsse aus der Tendenz der Entwicklung alpiner Ökosysteme	116
4. Problembehandlung aus ökosystemarer Sicht	118
Literatur	119

Zusammenfassung

Schadstoffgrenzwerte für Böden und Wässer wurden bisher in der Hauptsache an Situationen intensiv landwirtschaftlich genutzter Gebiete (Alpenvorland, inneralpine Becken) ausgearbeitet und verordnet.

Die derzeit geltenden Regelungen für Klärschlammverwertung und Trinkwasserqualität sind für die alpine Täler in ihrer Anwendbarkeit stark in Frage zu stellen. An Hand von Datenmaterial aus Forschungsprojekten der Geologischen Bundesanstalt in der westlichen Grauwackenzone wird dieser Problembereich näher diskutiert.

Bei fortschreitender Wald- und Waldbodendegradation ist mit großflächigen quantitativen und qualitativen Wasserhaushaltsänderung zu rechnen, für die einerseits häufigere Hochwasserspitzen und andererseits Versauerung von Grund- und Oberflächenwässer mit gleichzeitig erhöhtem Austrag von Schwermetallen, Aluminium und Nitrat aus Waldgebieten Ausdruck sein werden.

Die Antwort darauf können nicht neue Grenzwertdiskussionen sein, sondern intensivierete Ökosystemforschung und daraus abgeleitete, integrierte und rasch gesetzte Maßnahmen.

Abstract

Research projects of the Geological Survey of Austria deal with the problems of sludge utilization and drinking water quality in the Western Grauwackenzone.

The progressive degradation of forests and forest soil causes widespread quantitative and qualitative changes in the water balance; the consequences are frequent high water peaks, ground and surface waters becoming acid, increased contents of heavy metals, aluminium and nitrate from forest areas.

The appropriate answer to this is an intensified research on ecosystems and following measures taken rapidly.

1. Problemansprache

Immer öfter ist nicht nur in journalistischen, sondern auch in wissenschaftlichen Publikationen im Zusammenhang mit Schwermetallverteilungen in Böden oder Schadstoffen im Trinkwasser die Verwendung bestimmter Begriffe zu beobachten wie

- „hoch ... niedrig belastet“
- „zu erwartende Werte“
- „Normalbereich“
- „herausfallende Werte/Ausreißer“

Meist werden diese Begriffe nicht definierten Bezugsebenen zugeordnet, sondern entweder nach subjektivem Gefühl (je nach Ziel der Aussage) verwendet oder aus dem Wissensstand des eigenen Arbeitsbereiches abgeleitet. Ersteres ist abzulehnen, zweiteres – auch im wissenschaftlichen Bereich sehr weit verbreitet.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HERBERT R. PIRKL, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien.

tet – kann häufig zu irrtümlichen Schlüssen führen. Wenn Bezugsebenen verwendet werden, werden bei Grenzwertdiskussionen derzeit noch immer nur jeweils einzelne Stoffe oder Elemente betrachtet, kaum Stoffgruppen und deren Wechselwirkungen. Darüberhinaus wird von reduziert wissenschaftlichen Erwartungshaltungen mit Zonenbildungen ausgegangen, die sich beim Untergrundangebot z. B. in der einfachen Zuordnung Kristallin/Kalkalpin oder dem Begriff „Reinluftzonen“ in Bezug auf die Immissionssituation äußert. Diese reduktionistischen, linear-kausalen Denkmodelle müssen zwangsläufig zu falschen Interpretationen führen, sowohl hinsichtlich der Beurteilung des Ist-Zustandes, wie der Auswirkungen von anthropogenen Eingriffen und Maßnahmen.

Insbesondere trifft dies zu für die äußerst komplexen, kleinräumig verschiedenartigen Ökosysteme in unseren Alpentälern, worauf sich dieser Aufsatz in der Hauptsache bezieht.

Grenzwertdiskussionen und -regelungen wurden bisher in der Hauptsache für Böden aus den landwirtschaftlichen Intensivgebieten des Alpenvorlandes oder der breiten Alpentäler mit tertiär-quartärem Untergrund und für Grundwässer aus den großflächigen Porengrundwasservorkommen der pleistozänen und rezenten Schotterfluren entlang der großen Flüsse abgeleitet. Die geologischen Vorgänge der starken sedimentologischen Aufbereitung und der weiten Transporte führten jedoch für die tonig-schluffig-sandigen Sedimente des Tertiär und die ausgedehnten pleistozänen Schotterkörper zu einer großflächigen Vereinheitlichung der mineralogischen und geochemischen Zusammensetzung, insbesondere zu niedrigen Gehalten mobilerer Schwermetalle. „Schadstoffe“ wurden und werden in diesen Gebieten (Alpenvorland, inneralpine Becken) daher praktisch zur Gänze extern durch menschliche Eingriffe eingebracht (Immissionen, Agrochemikalien, Abwässer), aus dem primären System können keine „Schadstoffe“ in die Kreisläufe freigegeben werden.

Gänzlich davon verschieden verhält sich die Situation in den Alpentälern. Einem kleinräumig bunten geologischen Aufbau überlagert sich eine intensive, ebenso kleinräumige landschaftskulturelle Nutzungsentwicklung mit lang- und kurzfristigen dynamischen Prozessen (z. B. großflächige Rodungen, mittelalterliche und neuzeitliche Almwirtschaft, Abwanderungstendenzen, Brachfallen großer Flächen, Nutzwaldwirtschaft, Fremdenverkehrsboom) sowie mit Immissionsvorgängen (Fern- und Nah-), deren Auswirkungen durch die jeweiligen Kleinklimate unterschiedlich gesteuert werden.

Ohne menschliche Eingriffe lassen sich darüberhinaus sehr unterschiedliche Angebotssituationen von Makro- und Mikronährstoffen sowie toxischen Elementen in den primären Bodenkreisläufen postulieren. Dies gilt auch für die Verteilungen der natürlichen (und in den letzten Jahren technologischen) Radioaktivität im Boden-Vegetationskomplex.

Aus dieser natürlichen und auch menschlich bewirkten Vielfalt resultiert eine komplexe Problemvielfalt. Daraus soll nur ein Ausschnitt herausgegriffen werden.

Funktionsfähigkeit und Stabilität von Waldboden und Wald bedingen einander. Der Boden-Vegetationskom-

plex in Wald- und Almbereich steuert wiederum den Wasserhaushalt einerseits in seiner Quantität → Quellschüttung, Hochwasserabfluß, andererseits in seiner Qualität → Trinkwasserqualität, „Schadstoffbelastung“ (Schutz- und Wohlfahrtsfunktion des Waldes)

Die verschiedenen anthropogenen Eingriffe wie z. B.

- Emission-Immission
- Waldbauliche Fehler
- Bodenverdichtung und Geländeingriffe (Skipisten)
- Dichtes Güterwegenetz
- Waldweide
- Überhöhter Wildbestand
- Hangdestabilisierungen durch technische Eingriffe
- Fehlende Landschaftspflege

stellen die Stabilität des Boden-Vegetationskomplexes in Frage und bedingen in der nahen Zukunft zu erwartende radikale Änderungen im qualitativen und quantitativen Wasserhaushalt. Besonders herausgestrichen wird dieser Problemkomplex auf Grund folgender Tatsachen:

- Steigender Gefährdungsgrad durch Muren und Hochwässer für die Siedlungen infolge weiterer Bebauungsverdichtung in der „roten Zone“ (Gefahrenzonenplan).
- Steigendes Ausbringen von Gülle und Klärschlamm infolge Intensivierung der Alpbewirtschaftung.
- Steigende Schwermetallbelastung infolge Ausbringens von Müllkompost zur Pistenbegrünung.
- Steigender Trinkwasserbedarf in Fremdenverkehrs-orten durch Steigerung der Qualitätsausstattung der Beherbergungsbetriebe.
- Steigender Nutzwasserbedarf durch Einsatz von „Schneekanonen“ (einschließlich dem Problem der chemischen Schneepräparierung).
- Bestehender Widerstand gegen Wald-/Weide-Trennungsmaßnahmen.
- Bestehender Widerstand gegen entsprechende Schälwildzahlreduzierung.
- Geplante großflächige Düngungsmaßnahmen in Wäldern, basierend auf zu einfachen Modellvorstellungen ohne Berücksichtigung der kleinräumigen Vielfalt.

Der flächenhafte qualitative Aspekt des Wasserhaushaltes in den Alpentälern wurde bisher praktisch ignoriert (abgesehen von Aufbereitungshinweisen bei höheren Fe- und CO₂-Gehalten). Prinzipiell wurden geschlossenen bewaldete Gebiete als ausreichender und positiver Quellschutz betrachtet. Diese vorgegebene Meinung wird in Zukunft stark in Frage zu stellen sein! Eine besondere Gewichtung erhält dies aus der Tatsache, daß in den meisten alpinen Gemeinden stark diversifizierte (Einzel-, Gruppen-, Gemeinde-) Trinkwasserversorgungssysteme bestehen, die überwiegend auf Quellwassernutzung (aus Waldgebieten) beruhen.

An Hand von Daten aus dem Bereich Westliche Grauwackenzone (Boden-, Wasseranalysen), die im Rahmen verschiedener Projekte der Geologischen Bundesanstalt erhoben wurden, wird versucht, die oben angeführten Problemkreise an Beispielen näher zu diskutieren.

2. Beispiele für Spannweiten natürlicher Elementangebote – Konstanz und Varianz

2.1. Varianz natürlicher Schwermetallgehalte in Böden

Alle Aussagen in diesem Kapitel beziehen sich auf Gesamtgehalte von Schwermetallen im Unterboden. Die Daten stammen dabei von Bodenanalysen im Zuge von Rohstoffforschungsprojekten der Geologischen Bundesanstalt, wobei aus der Lage der Probepunkte, der Situierung der Probenentnahme (nahe dem Übergang zum C-Horizont) und der Korrelation mit dem jeweiligen Gesteinsuntergrund geschlossen werden kann, daß es sich überwiegend (oder praktisch ausschließlich) um die Abbildung des „natürlichen Angebotes“ handelt.

Darüberhinaus wurden zur Verdeutlichung der diskutierten Problematik aus mehreren tausend Probepunkten nur solche aus überwiegend bewaldeten Hangbereichen ausgewählt, unter Ausschluß der landwirtschaftlich beeinflussten Talgrundböden.

Hingewiesen muß freilich darauf werden, daß Extremwerte einzelner Elemente immer auch Mineralisationen zugeordnet werden können. Da jedoch Mineralisationen in den ostalpinen geologischen Serien als äußerst weit verbreitetes Phänomen anzusehen sind (im Gegensatz zu den mineralisationsarmen West- und Südalpen), sind diese häufig Teil des „natürlichen Background“-Systems.

Bei den Vergleichen wird auf die gebräuchlichen Grenzwerte bei der landwirtschaftlichen Nutzung von Klärschlämmen als Bezugsebene – in Ermangelung einer besseren – zurückgegriffen.

Schlaglichtartig beleuchten können die Problematik jeweilige Maximalwerte, die bisher bei obigen Randbedingungen gefunden wurden (s. Tab. 1).

Tabelle 1. Vergleich erhobener Maximalwerte von Schwermetallgehalten (Unterboden, Gesamtgehalte).

Element	Gebräuchliche Klärschlammgrenzwerte [ppm]	Bisher gefundene Maximalwerte [ppm]	Rechnerische Überschreitung
Co	50	182	3,6-fach
Cr	100	590	5,9-fach
Cu	100	1996	19,6-fach
Ni	50	230	4,6-fach
Pb	100	1710	17,1-fach
Zn	300	3700	12,3-fach

Allein diese Liste führt die bisherigen Grenzwertdiskussionen ad absurdum. Nicht in dem Sinne, daß der Schluß daraus gezogen werden kann, die Natur könne solche Extremwerte spielend verkraften, sondern, daß der Ansatz, Einzelwerte zu betrachten, zu eindimensional ist und zu falschen Aussagen verführt.

Andererseits besteht die Tatsache, daß sich die Vegetation im Laufe der jahrtausendjährigen Entwicklung der ostalpinen Waldökosysteme darauf eingestellt hat, mit einem solchen Angebot zu leben. Daraus abgeleitet stellt sich die Frage nach der Grenzziehung zwischen

Mikronährstoffwirkung und Toxizität für ein und dasselbe Element; dies auch unter dem Aspekt, daß das pflanzenverfügbare Mengenangebot im Laufe der Entwicklungsgeschichte seit der letzten Eiszeit durch Klimaschwankungen mehrmals variiert haben wird.

Die regionalen Bodenzustandsaufnahmen der letzten Jahre – Vorarlberg 1986 und Tirol 1988 – nehmen in Probenahme und Analytik bereits weitgehend auf ökologische Zusammenhänge Rücksicht. Infolge des weitmaschigen Rasters außerhalb der intensiv genutzten Talböden (4,4 × 4,4 km in Tirol, 4 × 4 km in Vorarlberg) muß jedoch auf Grund der Erfahrungen aus geologisch-geochemischen Aufnahmen gewarnt werden, mit diesen Rasterdaten großflächige oder zonal zugeordnete Interpolationen und damit vorgegebene Interpretationen von „typischen Erwartungswerten“ vorzunehmen.

Bei den begleitenden Bodenuntersuchungen zur „Forschungsinitiative Waldsterben“ wird ein anderer Weg beschritten, indem aus Boden- und Bodenvegetationskartierungen für typische Bodenformen detaillierte Profilanalysen ausgeführt werden, aus denen dann auf die zonalen Basiswerte geschlossen wird. Auch dabei ergaben sich bereits Fehlschlüsse, die aus den jeweiligen Berichten herausgelesen werden können (z. B. BLUM et al., 1986; HORAK & ZVACEK, 1987). Einzelne Bodenprofile im „kalkalpinen Untersuchungsgebiet“ Flatz bei Neunkirchen liegen wahrscheinlich in den permoskythischen Basisserien und damit auf eher silikatischem Untergrund; die auffallend hohen Ni-Werte im Untersuchungsgebiet Reichraminger Hintergebirge dürfen wiederum kleinräumig verbreiteten Gesteinstypen (? Gosauerien) zuzuordnen sein. Diese „Zufälle“ könnten durch eine besser koordinierte interdisziplinäre Probenpunktauswahl vermieden werden!

An Hand von zwei Beispielen kann auch auf die Problematik von Rasterpunktdaten näher eingegangen werden.

In den Hängen nördlich der Ortschaft Walchen im Oberpinzgau wurden 126 Proben im Unterboden in Rasteranordnung von 250-250 m entnommen und auf Gesamtgehalte von Schwermetallen analysiert. Der Probenahmebereich repräsentiert dabei eine Fläche von 6,4 km² (s. Tab. 2). Analysiert wurden sowohl die abgeseibten Korngrößen <0,18 mm als auch die >0,18 mm. Die Ergebnisse der Korngrößen <0,18 mm repräsentieren dabei die feinsandig-schluffig-tonigen Anteile und damit das bereits stark in den Verwitterungs- und chemisch-physikalischen Umsatzkreislauf einbezogene ehemalige Gesteinsangebot. In der Fraktion >0,18 mm (Grobsand und größer) sind noch Mineral- und Gesteinsbruchstücke zu erwarten, die das eigentliche, noch nachlieferbare Elementangebot beinhalten.

Als wichtigste Ergebnisse sind daraus festzuhalten:

- Bei allen analysierten Elementen ist eine große Spannweite festzustellen.
- In der Fraktion <0,18 mm werden bei allen Elementen, ausgenommen Zink, die Klärschlammgrenzwerte überschritten; für Ni in 15,2 % der Probenanzahl.
- In der Fraktion >0,18 mm ist ein ähnliches Bild zu finden, bei Cu und Zn treten jedoch einzelne Extremwerte dazu, verursacht wahrscheinlich durch unverwitterte Gesteinsbruchstücke mit Sulfiden.

Als zusätzliche Parameter können die jeweils gemessenen pH-Werte (0,01 m CaCl₂) herangezogen werden. Bei einer Spannweite von 3,6 bis 6,3 liegt der Mittelwert bei 4,2. Die breite Verteilung läßt sich zum Teil

Tabelle 2.

Vergleich von Schwermetallverteilungen (Unterboden, Gesamtgehalte) aus dem Bereich Walchen N (Oberpinzgau). Probenanzahl = 126.

Elemente	Gebräuchliche Klärschlammgrenzwerte [ppm]	Erhobene Spannweiten Korngröße <0,18 mm Unterboden [ppm]	Rechnerische Überschreitung [% der Probenanzahl]	Erhobene Spannweiten Korngröße >0,18 mm Unterboden [ppm]	Rechnerische Überschreitung [% der Probenanzahl]
Co	50	6 – 61	2,4	3 – 57	0,8
Cr	100	8 – 590	8	< 1 – 422	5,6
Cu	100	6 – 430	3,2	3 – 1996	2,4
Ni	50	8 – 150	15,2	8 – 142	12,8
Pb	100	8 – 105	1,6	11 – 128	0,8
Zn	300	19 – 115	—	26 – 1578	0,8

schon aus dem Untergrundaufbau ableiten – eine Wechsellagerung von leicht metamorphen Sandsteinen, Tonschiefern, Quarziten und Metavulkaniten. Somit wechseln auch kleinräumig (im Zehner-Meter-Bereich) primär saure Böden mit Böden höherer Basensättigung (aus der Verwitterung der basischen Meta-Vulkanite).

Bei gleicher Rasteranordnung (250-250 m) und 355 Probenpunkten, die etwa 28 km² Fläche repräsentieren, sowie vergleichbarer Geologie im Bereich Wildschönau – Alpbach wurden Elementverteilungen beobachtet, die in Tab. 3 dargestellt sind.

Tabelle 3.

Schwermetallverteilungen (Unterboden, Gesamtgehalte) aus dem Bereich Wildschönau – Alpbach. Probenanzahl = 355.

Element	Gebräuchliche Klärschlammgrenzwerte [ppm]	Erhobene Spannweiten, Fraktion <0,18 mm [ppm]	Rechnerische Überschreitung [% der Probenanzahl]
Cu	100	<2 – 114	0,8
Ni	50	<2 – 230	6,7
Pb	100	2 – 1710	14,6
Zn	300	2 – 600	3,1

Die höheren Bleigehalte aus dem natürlichen Angebot, die auch in der Bodenzustandsaufnahme Tirols für die Bezirke Wörgl und Kitzbühel postuliert wurden, finden damit eine breitere Bestätigung. Im Bereich östlich Oberau wurde auch der bisher höchste Wert für Pb mit 1710 ppm außerhalb von durch Bergbau direkt beeinflussten Gebieten gemessen.

Das zweite Beispiel beleuchtet die Situation für einen noch kleineren Raum. Auf einer Fläche von ca. 0,45 km² nördlich Piesendorf im Oberpinzgau wurden im Raster von 100 × 100 m 63 Punkte beprobt (s. Tab. 4).

Tabelle 4.

Vergleich von Schwermetallverteilungen (Unterboden, Gesamtgehalte) aus dem Bereich Piesendorf N (Oberpinzgau). Probenanzahl = 63.

Elemente	Gebräuchliche Klärschlammgrenzwerte [ppm]	Erhobene Spannweiten Korngröße <0,18 mm Unterboden [ppm]	Rechnerische Überschreitung [% der Probenanzahl]	Erhobene Spannweiten Korngröße >0,18 mm Unterboden [ppm]	Rechnerische Überschreitung [% der Probenanzahl]
Co	50	9 – 65	1,6	13 – 51	1,6
Cr	100	12 – 32	—	1 – 19	—
Cu	100	8 – 1970	27	10 – 1919	19
Ni	50	6 – 54	1,6	16 – 60	3,2
Pb	100	23 – 131	1,6	< 1 – 30	—
Zn	300	48 – 106	—	11 – 74	—

Daraus läßt sich ableiten:

- Auch auf der kleinen Fläche sind ähnlich große Spannweiten der Elementverteilungen abzulesen wie auf größeren Flächen mit weiteren Rastern.
- Cu überschreitet mit über ¼ der Probenanzahl den Klärschlammgrenzwert (Fraktion <0,18 mm).
- Die Cr-, Pb- und Zn-Verteilungen in der Fraktion >0,18 mm weisen darauf hin, daß das nachlieferbare Angebot zum Großteil aufgebraucht erscheint.
- Cu ist auch in der Grobfraktion (>0,18 mm) noch mit Extremwerten vertreten.

Wie im ersten Beispiel wurde auch auf der relativ kleinen Fläche N Piesendorf eine große Varianz bei den pH-Werten festgestellt. Diese liegen zwischen 3,4 und 6,5 mit einem Mittelwert bei 4,3. Auf dem geschlossenen bewaldeten Hang dürften dabei wahrscheinlich weniger die Standortunterschiede als wiederum die Wechsellagerung unterschiedlicher Gesteinstypen ausschlaggebend dafür sein.

Die jahrzehntelange Erfahrung der Forsttechniker über die Kleinräumigkeit der Artenzusammensetzung und die Reaktionsfähigkeit der Wald-Bodenvegetation als Ausdruck unterschiedlicher Bodenparameter (Feuchtigkeit, Dichte, Durchlüftung, Stickstoffhaushalt) wird mit den obigen Aussagen durch den Geowissenschaftler zum Teil damit nachvollzogen.

Dies führt wiederum zur Feststellung zurück, wie stark Geo- und Biokreisläufe verbunden sind und deshalb keine Schlüsse nur auf der Basis der oben angeführten Elementverteilungen allein zulässig sind.

2.2. Varianz des Chemismus von Quellen und Gerinnen

Aus geowissenschaftlicher Sicht erscheint die Grenzwertdiskussion beim Medium Wasser/Grundwasser ebenso problematisch wie bei den Böden. Insbesondere

re gilt diese Aussage wiederum für die zentralalpiner Bereiche mit überwiegend Quellwasserversorgung aus Kluftwasserkörpern. Erschwerend kommt dabei hinzu, daß bisher kaum flächenhaft hydrogeologisch-hydrochemische Studien an diesen meist kleinräumigen Grundwassereinzugsgebieten angesetzt wurden. Mit umso größerer Erwartungshaltung wird daher häufig mit zonalen Globalaussagen (wie „Kristallinwässer“) ohne echte Datenbasis über diese Wissenslücke hingewargumentiert.

Als Nebenprodukt einer laufenden Studie über den Zusammenhang Wasserhaushalt/Massenbewegungen (PIRKL, 1989) liegen von mehreren tausend Meßpunkten (1988/89) an Quellen und Kleingewässern im Glemmtal (Saalbach – Hinterglemm) hydrochemisch-hydrophysikalische Basiswerte vor. Trotz der relativen geologischen Eintönigkeit des etwa 180 km² großen Einzugsgebiets der oberen Saalach ist die Varianz der Meßwerte erstaunlich.

Während der beiden bisherigen Aufnahmekampagnen 1988 und 1989 wurden für pH Spannweiten von 4,7–8,8 und für Leitfähigkeit Spannweiten von 10–320 µS beobachtet. Dabei waren auch topographische Effekte (Höhenabhängigkeit) und der Einfluß von einzelnen Niederschlagsereignissen direkt abgrenzbar.

An den Meßwerten von etwa 170 Punkten, die innerhalb einer Woche im September 1989 bei gleichbleibender Wetterlage beprobt wurden, ist dies deutlicher darzustellen (s. Abb. 1, 2).

Ausgenommen kurze Zeit nach einem heftigen Gewitterregen wurden im September 1989 an Quellen und

Kleingerinnen keine sauren pH-Werte <6 gemessen. Obwohl subjektiv das Gefühl von häufigen Regenfällen bestand, ist nach Quellschüttungskontrollen der Herbst 1989 infolge der hohen Verdunstungsraten bei eher kurzem und wenig ausgiebigem Regen praktisch durch Trockenwetterabfluß charakterisiert. Dadurch spiegelt sich in den pH-Werten der Wasser (s. Abb. 1) die Gesteinsverteilung wieder – die Verteilungen im basischen Bereich aus den Gebieten mit Wechsellagerung Sandsteine/Tonschiefer/Metavulkanite, die Verteilungen im eher neutralen Bereich aus Gebieten mit eintönigen Sandstein-Tonschieferfolgen. Parallel dazu und im Großen gut korreliert sind damit auch die Verteilungen der Leitfähigkeit (s. Abb. 2). Die hohe Spannweite von Bereich 3 (Exenbach) dürfte zusätzlich durch anthropogene Störungen mitverursacht worden sein. Sonst sind – in diesem Fall erwartungsgemäß – höhere Leitfähigkeiten und damit höhere Mineralisierungsraten den Verbreitungsgebieten der Metavulkanite zuzuordnen. Durchaus dieser Varianz im Großen vergleichbar, sind sehr unterschiedliche Verteilungsmuster auch im Kleinen zu beobachten (s. Abb. 3).

Allein schon aus pH-Wert-Verteilungen lassen sich Unterschiede in der Hydrochemie von Ober- und Unterhangbereichen deutlich nachweisen. Dabei beruhen diese Unterschiede nicht nur auf Höheneffekten, sondern sind auch durch die jeweilige hydrogeologische Situation bedingt, die sich aus der Verteilung von tiefgreifenden Massenbewegungen und Auflockerungen und damit wechselndem tiefgründigem oder oberflächennahem Abfluß ableitet. Boxplot 1 und 5 (Abb. 3)

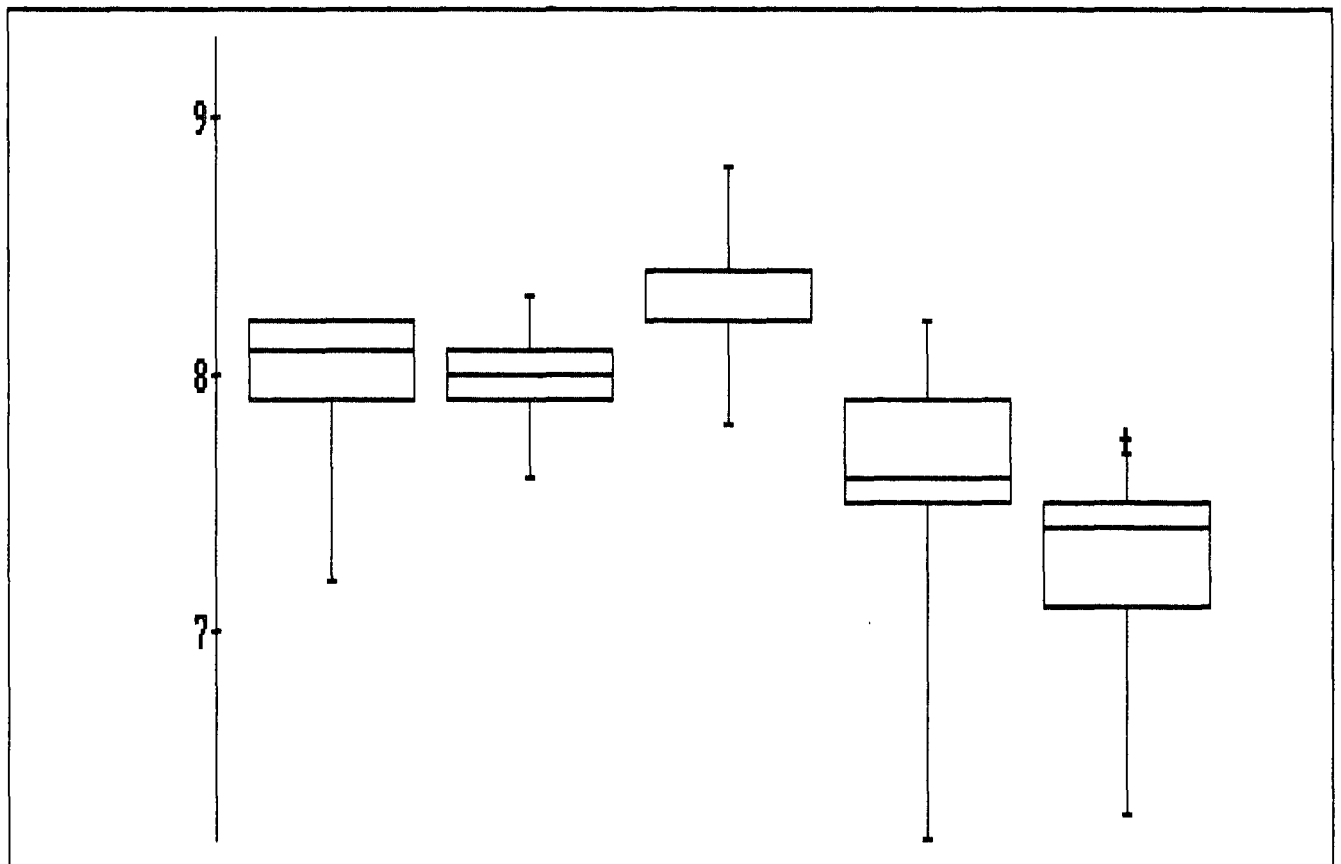


Abb. 1. pH-Wert-Verteilungen an Quellen und Kleingerinnen im Glemmtal (September 1989).
 1 = Bereich östlich und südlich von Viehofen; 2 = Bereich Kreuzerlehengraben; 3 = Bereich Exenbachgraben; 4 = Bereich Schusterbauerngraben/Marxengraben (Hinter-Löhnersbach); 5 = Bereich Sportalm (N Hinterglemm).

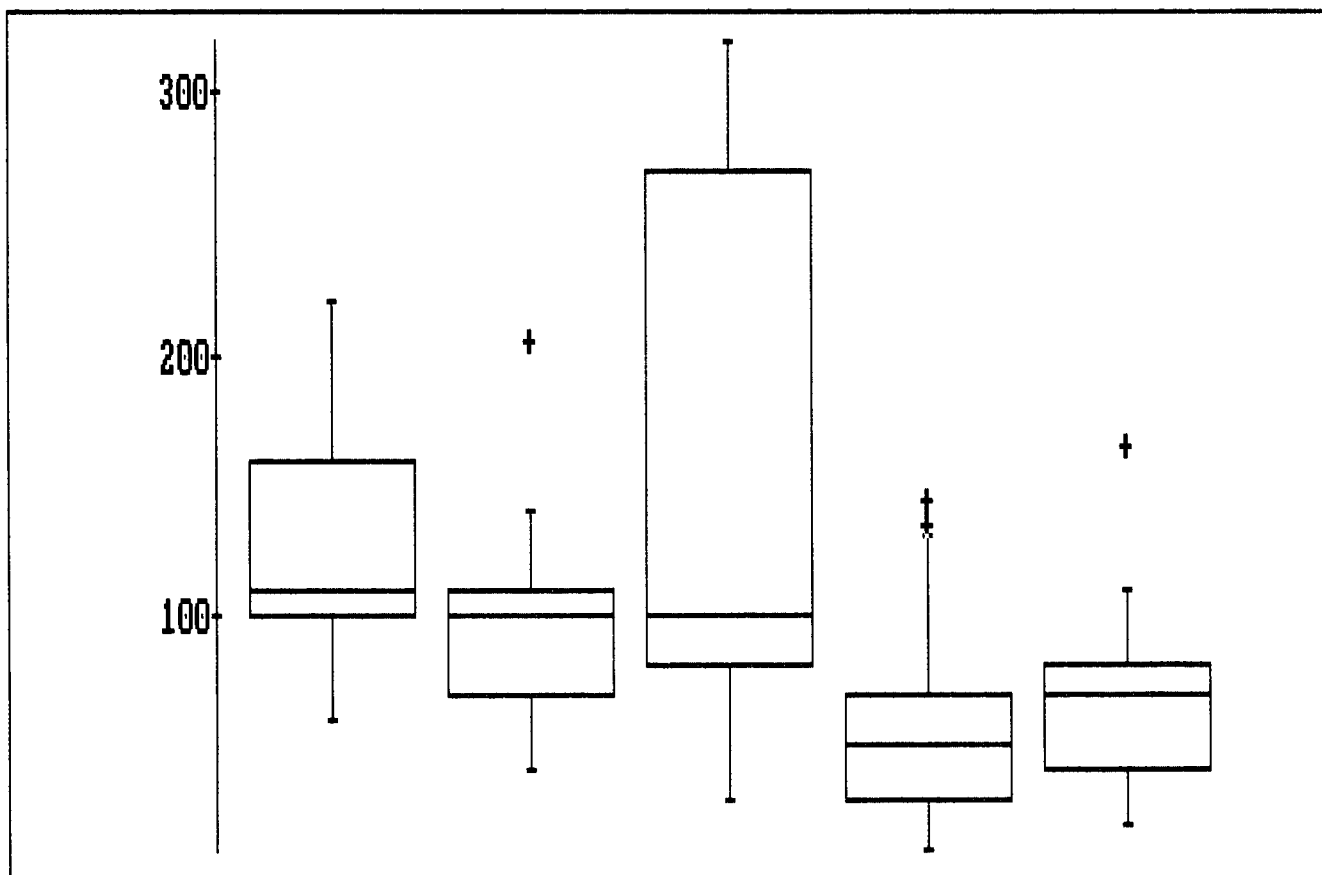


Abb. 2.

Leitfähigkeit an Quellen und Kleingerinnen im Glemmtal (September 1989).

1 = Bereich östlich und südlich von Viehofen; 2 = Bereich Kreuzerlehengraben; 3 = Bereich Exenbachgraben; 4 = Bereich Schusterbauerngraben/Marxengraben (Hinter-Löhnersbach); 5 = Bereich Sportalm (N Hinterglemm).

beziehen sich auf den selben Bereich, nämlich den Unterhang des Schusterbauerngrabens, repräsentieren jedoch unterschiedliche Meßzeiten (September 1989/September 1988). Die Varianz ergibt sich aus der Zuordnung zu unterschiedlichen hydrologischen Situationen – hoher Abfluß im September 1988, eher niedriger Abfluß im September 1989.

Im Datenfeld, das für den Boxplot 6 (Abb. 3) ausgewählt wurde, ist ein größerer Hangbereich nördlich Hinterglemm ohne Rücksicht auf den geologischen Untergrund zusammengefaßt. Die hohe Spannweite der pH-werte erklärt sich daraus, daß sich in dem betreffenden Bereich eintönige Sandstein-Tonschiefer-Folgen und mächtigere Metavulkanit-Serien abwechseln, die hier hydrochemisch zusammengefaßt wurden – wieder ein Hinweis, daß Einzelmeßwerte ohne entsprechende Verknüpfungen und Gruppierungen nur wenig, mißverständliche oder nicht interpretierbare Aussagekraft besitzen.

Die hydrochemisch-hydrophysikalischen Untersuchungen im Glemmtal sind nicht Selbstzweck, sondern dienen als Indikatoren mit diversen Hinweisfunktionen zur Feingliederung des Wasserhaushalts in durch Massenbewegungen beeinflussten Hängen. Dabei lassen auch einige Parameter und Parametergruppen Rückschlüsse zu auf den Zustand des Bodenvegetationskomplexes. So sind die Quantitäten des Nitrat- und Aluminiumaustrages aus den Böden ins Grundwasser Hinweise auf Versauerungsvorgänge im Boden als Folge der Immissionsbelastungen. Umfangreiche Studien in Deutschland (ELLENBERG et al., 1986; BENECKE, 1987;

BRECHTEL, 1989) diskutieren nicht mehr das Vorhandensein solcher Vorgänge, sondern wie weit diese Phänomene Auswirkungen bereits auf den tieferen Untergrund hervorgerufen haben.

Wasservollanalysen an Quellen im Glemmtal belegen laufende Änderungen im Kationenaustauschverhalten der Böden und/oder des tieferen Untergrundes, wobei mit den deutlichsten hydrochemischen Veränderungen Aluminiumaustrag ins Grundwasser direkt korreliert auftritt.

In der Gesamtverteilung von Al in Wässern von 46 Probenpunkten (Abb. 4, Boxplot 5) liegt der Schwerpunkt zwischen 1 und 50 ppb. Neben der großen Spannweite sind Werte bis 1500 ppb jedoch im Teilbereich Schusterbauern-/Marxengraben auffällig. Diese Werte sind in Beziehung zu setzen mit den einschlägigen Trinkwassernormen. In den deutschen und österreichischen Regelungen für Trinkwasser wurden 200 ppb Al als Höchstwerte angesetzt, die EG-Norm nennt 50 ppb als Richtzahl. Bei der Annahme des Grenzwertes von 200 liegen 7 Punkte von 46 darüber, bei 50 als Grenzwert sogar 14 Probenpunkte.

3. Schlüsse aus der Tendenz der Entwicklung alpiner Ökosysteme

Um die bisherigen Aussagen, die eigentlich nur Hinweischarakter aus der Fülle der bereits vorhandenen Beobachtungen und Daten besitzen, gewichten zu kön-

nen, müssen sie in den großen Rahmen der Entwicklung der Ökosysteme in den Alpentälern eingeordnet werden.

Dabei stellt sich sofort die Frage, ob die Tendenz (Richtung und Geschwindigkeit) der Entwicklung belegbar abschätzbar ist – dies wird ja immer noch bestritten.

Zur Klärung dieser Frage gibt es

a) Deutliche Hinweise und Zusammenhänge:

- Der hohe (und weiter steigende) Flächenverbrauch und Flächenzugriff durch Fremdenverkehrseinrichtungen und Aufschließungswege und die jeweiligen Auswirkungen im Nahbereich.
- Flächendeckende (und auch in den nächsten Jahren kaum zu vermindernde) Schadstoffimmissionen ausgehend von Nah- und Fernemittenten.
- Waldbauliche Fehler (Monostrukturen, vernachlässigte Schutzwaldpflege).
- Verhinderung der natürlichen Waldverjüngung durch großflächigen Schalwildüberbestand und Waldweide.
- Flächenhafte Bodenverdichtung im subalpinen Alpbereich (Skipisten, Überbestockung von Almen mit schweren Tieren).
- Komplexe, aber verbreitete Schadbilder an den alpinen Wäldern.

b) Weniger deutliche Hinweise:

- Verarbeitet stärkeres Auftreten von Erosionserscheinungen auch außerhalb von Bereichen mit Wintersporteinrichtungen.
- Probleme bei der Hochlagenaufforstung.
- Widersprüche bei der Nachrechnung von Hochwasserereignissen (Erfahrungswerte und Berechnungsparameter stimmen nicht mehr).
- Bereits seit langem beruhigte Hangbewegungen werden wieder instabil.

Bei aufmerksamer Beobachtung all dieser Erscheinungen und Faktoren im Gelände und bei ihrer Verknüpfung ist der Schluß klar: Die Tendenz ist eindeutig negativ bei sich beschleunigender Dynamik!

Die in ihrer inneren Anlage eigentlich trendfreien Ökosysteme sind zum Teil nicht mehr in der Lage infolge der massiven und andauernden – nicht systemkonformen – Eingriffe des Menschen, in ihren stabilen Zustand zurückzuschwingen; ihre Elastizität ist in vielen Fällen verbraucht. Durch diese verbrauchte Pufferfähigkeit stellen sich immer mehr positive Rückkoppelungen ein (Aufschaukelungsprozesse).

Besonders kritisch wird dies, wenn beim zentralen Punkt der alpinen Ökosysteme – dem Boden, der Schnittstelle zwischen Bio- und Geokreisläufen – großflächige Degradationserscheinungen auftreten.

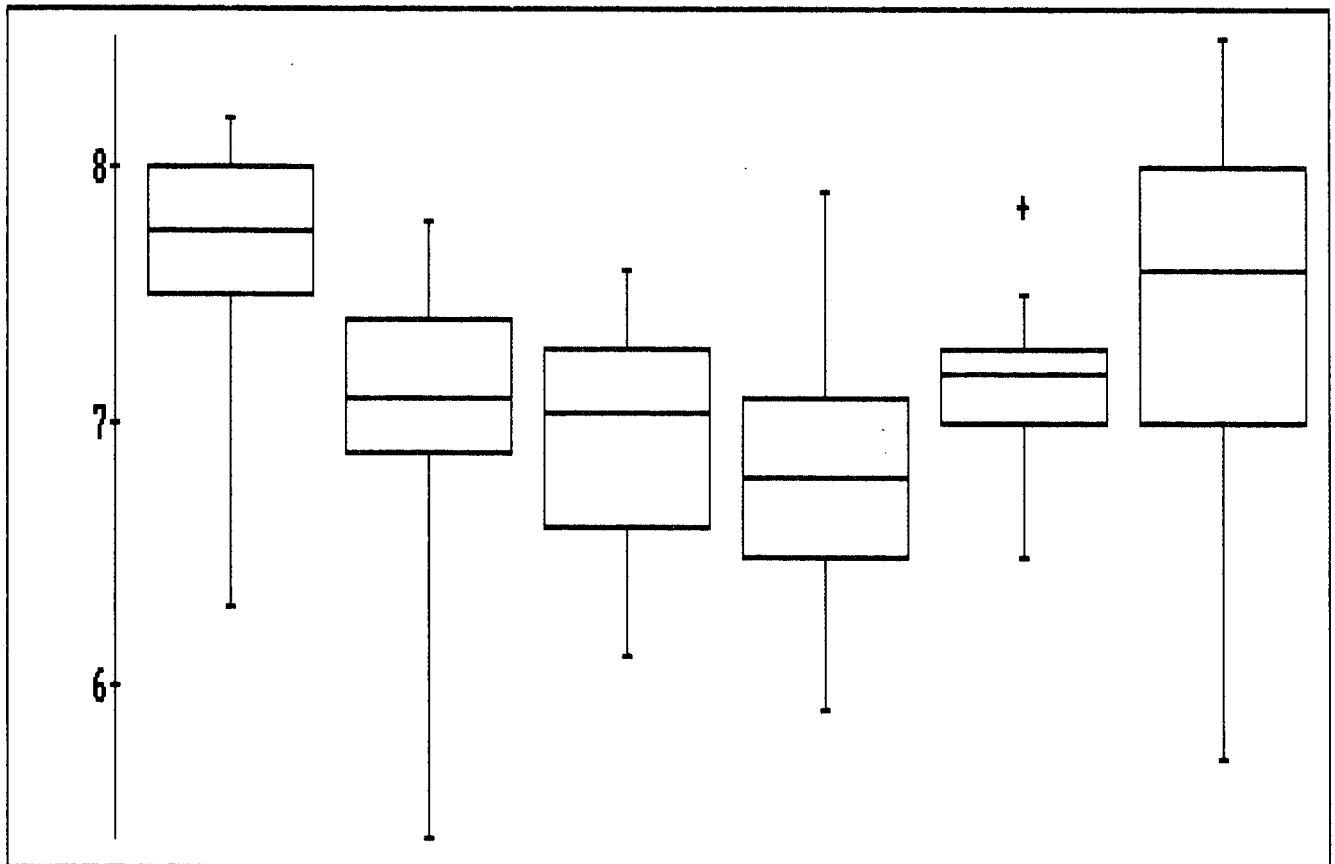


Abb. 3. pH-Wert-Verteilungen an Quellen und Kleingerinnen, Vergleich von kleinräumigen Hangbereichen.

- 1 = Schusterbauerngraben, unterer Hangbereich (September 1989); n = 20.
- 2 = Stemmergraben, oberer Hangbereich (September 1988); n = 25.
- 3 = Stemmergraben, unterer Hangbereich (September 1988); n = 22.
- 4 = Schusterbauerngraben, oberer Hangbereich (September 1988); n = 30.
- 5 = Schusterbauerngraben, unterer Hangbereich (September 1988); n = 17.
- 6 = Hangbereiche N Hinterglemm (September 1989); n = 72.

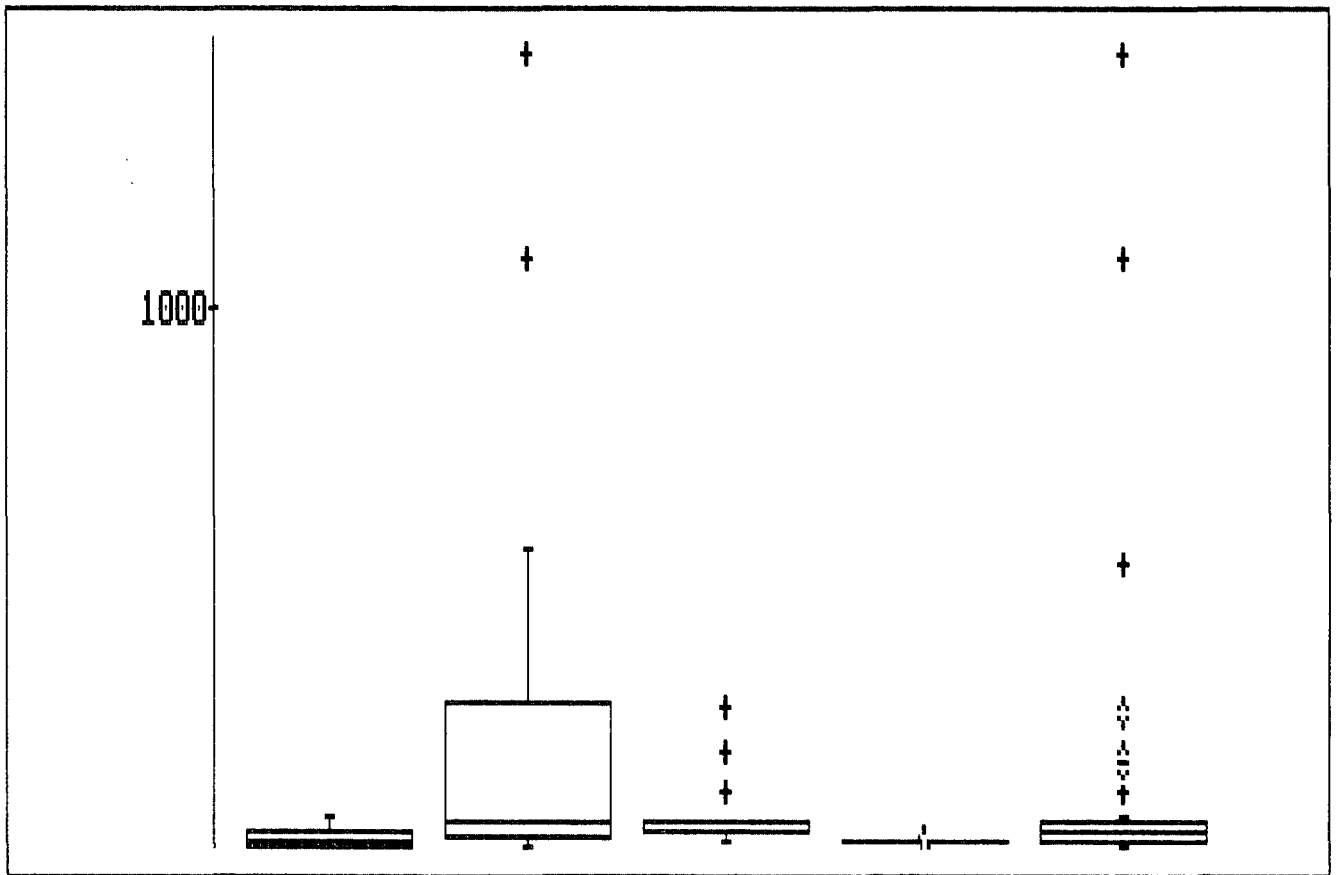


Abb. 4.

Aluminiumgehalte [in ppb] in Quellen und Kleingerinnen in Teilbereichen des Glemmtales (September 1989).

1 = Bereich Sonnalm - Reiteralm (N Hinterglemm); 2 = Bereich Schusterbauerngraben/Marxengraben; 3 = Bereiche Kreuzerlehen- und Exenbachgraben; 4 = Bereich östlich und südlich von Viehofen; 5 = Gesamtprobensatz September 1989.

Aus geowissenschaftlich-geotechnischer Sicht bedeutet dies eine eklatante Umstellung des Wasserkreislaufes in qualitativer und quantitativer Hinsicht, was folgende Wirkungen auslöst:

Quantitativ:

- Erhöhung der Normal-Oberflächenabflüsse und Hochwasserspitzen.
- Zunahme des Geschiebeabtrages und der Erosionsvorgänge.
- Erhöhung des Hangwasserdruckes in aufgelockerten Bereichen (Aktivierung von Massenbewegungen).

Qualitativ:

- Mobilisierung der derzeit noch (?) abgepufferten Schwermetallgehalte in den Böden.
- Gefährdung der Trinkwasserqualität der Quellen durch Schwermetalle, Aluminium, Nitrat (auch aus Waldbereichen!) und damit Infragestellung der Trinkwasserversorgung in den Alpentälern.
- Mineralumbildungen in Gesteinsklüften durch Ionenaustauschvorgänge und damit mögliche Destabilisierung labiler Hangbereiche.
- Toxische Wirkungen auf Flora und Fauna in den Fließgewässern.

4. Problembehandlung aus ökosystemarer Sicht

Die praktische Wirkungslosigkeit der Maßnahmen beim wahrscheinlich gravierendsten Problem menschli-

chen „Wirtschaftens“ – der Schadstoffemission in der Luft – erweist die Unbrauchbarkeit des Operierens mit Grenzwerten.

Auf komplexe Ablaufverknüpfungen kann nicht mit einer reduzierten, linearkausalen Modellvorstellung geantwortet werden. Schon die Fragestellung nach Ursache-Wirkungs-Zusammenhang muß bei der Verkettung der Kreislaufvorgänge ansetzen.

Die Antwort auf die zu erwartenden Al-Gehalte in den Quellen kann nicht sein:

- Auflage zur systematischen Al-Analytik an allen Quellen, die zur Trinkwasserversorgung gefaßt sind.
- Sperrungen von Quellen bei einem bestimmten Schwellenwert.
- Verbot der Einzelversorgungen und Anschlußzwang an regionale Wasserversorgungen aus (noch) unbelasteten Grundwässern.

sondern muß sich vielmehr beziehen auf:

- Die (selbstverständliche) Reduktion und Eindämmung der Schadstoffimmissionen.
- Wiederherstellung des zum Teil verlorengegangenen Kontakts zwischen Vegetation und Boden.
- Wiederherstellung der vollen Bodenfunktion.
- Unterstützung naturnaher und natürlicher Vegetation zur Erneuerung der selbstregulierenden Kreisläufe.

Es geht dabei gar nicht so sehr um Trinkwasserqualitäten, sondern die hohen Aluminium-Gehalte sind Indikator für ein zusammenbrechendes System! Nicht das

Symptom ist zu reglementieren, sondern die Erneuerung des Gesamtsystems ist zu unterstützen!

Zur Problembehandlung im fachlich-wissenschaftlichen Bereich (und gleichzeitig darüberhinaus) muß dabei auf drei Ebenen angesetzt werden

a) Denkschemata

Weg von nur linear-kausal,
fachbereichsmäßig straff abgegrenzt,
engbegrenztem Spezialwissen,
nur exakten Meßdaten vertrauend.
Hin zu fachübergreifend mitdenkend,
direkt an Naturvorgängen lernend,
auch kreativ überbrückend und auf Analogien aufbauend,
miteinander verknüpfte Trends beachtend,
die Scheu vor nicht exakt mathematisch belegbaren Zusammenhängen verlierend.

b) Forschungsziele

Die Art der Durchführung und die Inhalte der einschlägigen Forschung in Österreich sind als Schluß daraus raschest umzustellen. Gefordert sind in Analogie zur ökologischen Nomenklatur:

- Die „naturnahe“ Forschung, nicht die mit Meßsystemen verkabelte Landschaft.
- Die Rückkoppelung des Wissens.
- Die Vernetzung der wissenschaftlichen Kapazität.

In dem Augenblick, da die einschlägigen Forschungsinstitutionen ihre Programme ökosystemar ausrichten, werden Forschungsbrücken wie automatisch entstehen, die noch häufig betriebene Ein- und Ausgrenzung von Forschungsbereichen löst sich auf, und Problemlösungen werden infolge der Vervielfachung der Wissens- und Erfahrungskapazität durch Vernetzung rasch und effektiv möglich.

c) Vorschläge zu Maßnahmen

Gerade im ökologisch/ökonomisch sehr sensiblen Bereich wird häufig (auch von Wissenschaftlern) mit Forderungskatalogen zu Maßnahmen operiert, die eher auf rasch gezogenen Schuldzuweisungen als auf fundierten Untersuchungen basieren.

Da es in dem komplexen System nie nur einen Auslösefaktor zu bestimmten Ereignissen und Wirkungen gibt, sind solche Forderungskataloge leicht angreifbar und damit praktisch unwirksam.

Im Sinne eines durchgreifenden ökosystemaren Denkens und wissenschaftlichen Arbeitens ist es in der dritten Ebene – den Folgerungen und Maßnahmen – ebenso notwendig, diese der Komplexität anzupassen, das heißt, daß künftig keine Global- und Patentrezepte angeboten werden können, sondern daß Maßnahmen kleinräumig sehr unterschiedlich, den jeweiligen natürlichen Gegebenheiten angepaßt und damit ökologisch sowohl entworfen wie ausgeführt werden sollen.

Damit werden auch viele Widerstände leichter überwunden oder verhindert werden, die dadurch entstehen, daß sich Gruppen – in der Abwehr, als alleinige Sündenböcke abgestempelt zu werden – massiv auch gegen allgemein anerkannte Maßnahmen stellen.

Literatur

- ALBER, J.: Regionale Feststellung des Rohstoffpotentials: Bereich ÖK 122 Kitzbühel/Süd, ÖK 123 Zell am See/Süd. – Unveröff. Ber. Archiv Geol. B.-A., Wien 1985.
- AMT DER TIROLER LANDESREGIERUNG (Hrsg.): Bericht über den Zustand der Tiroler Böden. – Innsbruck 1989.
- BENECKE, P.: Die Versauerung bewaldeter Wassereinzugsgebiete. – *Geowissenschaften in unserer Zeit*, 5/1, 19–26, Weinheim 1987.
- BLUM, W. E. H., GRALL, H., SCHWARZ, S. & WENZEL, W.: Bodenkundliche Basisuntersuchungen. – Unveröff. Ber. im Rahmen FIW, Inst. f. Bodenforschung und Baugologie Univ. f. Bodenkultur, Wien 1986.
- BRECHTEL, H. M. (Hrsg.): Immissionsbelastung des Waldes und seiner Böden – Gefahr für die Gewässer. – *Mitt. Deutsch. Verb. f. Wasserwirtschaft und Kulturbau*, 17, Bonn 1989.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR GESUNDHEIT UND UMWELTSCHUTZ: Regelung für Trinkwasser. – Erlaß BMGU vom 10. August 1984, Wien 1984.
- BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT (Hrsg.): Versauerung von Hochgebirgsseen in kristallinen Einzugsgebieten Tirols und Kärntens. – *Forschungsbericht Inst. f. Zool., Univ. Innsbruck, Wasserwirtschaftskataster Wien* 1988.
- DOLEZEL, P.: Wann ist ein Schadstoff ein Schadstoff? – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 79, 127–129, Wien 1986.
- ELLENBERG, H., MAYER, R. & SCHAUERMANN, J. (Hrsg.): Ökosystemforschung, Ergebnisse des Sollingprojekts 1966–1986. – Stuttgart (Ulmer) 1986.
- GLATZEL, G.: Waldbodenzustand und Waldbodensanierung. – *FIW Symposium 1988, BMWuF, Wien* 1988.
- HAUHS, M.: Der Einfluß des Waldsterbens auf den Zustand von Oberflächengewässern. – *Z. dt. Geol. Ges.*, 136, 585–597, Hannover 1985.
- HORAK, O. & ZVACEK, L.: Mikronährstoffe, toxische Schwermetalle und Aluminium in Waldökosystemen. – Unveröff. Ber., Österr. Forschungszentrum Seibersdorf, Seibersdorf 1987.
- HUSZ, G.: Bodenzustandserhebung Vorarlberg 1986. – *Lebensraum Vorarlberg*, 2, Bregenz 1987.
- KAZDA, M., GLATZEL, G. & LINDEBNER, L.: Schwermetallanreicherung und -mobilität im Waldboden. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 79, 131–142, Wien 1986.
- KLEIN, P. & PIRKL, H.: Schwermetalle in Böden. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 79, 143–162, Wien 1986.
- MÜLLER, G.: Schadstoffe in Sedimenten – Sedimente als Schadstoffe. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 79, 107–126, Wien 1986.
- NEUWINGER, I.: Zum Nährstoffhaushalt in Vegetationseinheiten der subalpinen Entwaldungszone. – *Mitt. forstl. Bundesversuchsanstalt*, 75, Wien 1967.
- NEUWINGER, I.: Böden und Vegetation im oberen Einzugsgebiet des Dürnbaches im Oberpinzgau, Salzburg, ihr Einfluß auf den Wasserrückhalt. – *Mitt. FBVA*, 161, 111–146, Wien 1988.
- PIRKL, H. R.: Regionale Feststellung des Rohstoffpotentials: Bereich Blatt Wörgl (ÖK 120) und Blatt Neukirchen a. Gr. (ÖK 121). – Unveröff. Ber. Archiv Geol. B.-A., Wien 1984.
- PIRKL, H. R.: Auswertung und Integration der im Rahmen der Rohstoffforschung 1978–1985 erarbeiteten Projektberichte (ÜLG 11/85). – *Bericht Geol. B.-A.*, 1, Wien 1986.
- PIRKL, H. R.: Erarbeitung der Zusammenhänge zwischen Hanginstabilitäten und -labilitäten, Hangwasserhaushalt und Massenbewegungen in Teilen des Zentralalpenkristallins (Projektendbericht 1. Phase 1988/89). – Unveröff. Ber., Wien 1989.

- REHFUESS, K. E.: Waldböden. – Pareys Studientexte **29**, Hamburg – Berlin (P. Parey) 1981.
- REPUBLIK ÖSTERREICH: Verordnung des Bundesministers für Land- und Forstwirtschaft vom 24. April 1984 über forstschädliche Luftverunreinigungen (zweite Verordnung gegen forstschädliche Luftverunreinigungen). – Bundesgesetzblatt für die Republik Österreich, **1984/89**, Wien 1984.
- RUPPERT, H.: Natürliche Grundgehalte und anthropogene Anreicherungen von Schwermetallen in Böden Bayerns. – Geol. Landesamt Fachberichte, **2**, München 1987.
- SAGER, M.: Ökologie des Aluminiums. – Schweiz. Z. Hydrol., **48/1**, 71–103, Basel 1986.
- SCHÖLLER, F.: Tendenzen der Wasserbeurteilung. – Wiener Mitt. Wasser–Abwasser–Gewässer, **27**, 1978.
- THALMANN et al.: Geochemischer Atlas der Republik Österreich. – Geol. B.-A., Wien 1989.
- UMWELTBUNDESAMT: Naturwissenschaftlicher Problem- und Zielkatalog zur Erstellung eines österreichischen Bodenschutzkonzeptes. – Umweltbundesamt, Wien 1988.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. Jänner 1990.

Buchbesprechungen

BASKOV, E.A.: The Fundamentals of Paleohydrogeology of Ore Deposits. – Translated from the Russian by R. N., POPPEL & T. VASILIEVA, 60 figs., VIII + 253 pp., subject Index, Berlin – Heidelberg – New York – London – Paris – Tokyo (Springer Verlag) 1987.

Hard cover. 148.– DM.
ISBN 3-540-17234-3

In diesem Buch werden zum erstenmal hydrogeologische Bedingungen analysiert, unter denen Erzlagerstätten gebildet werden. Mehrere Beispiele aus strukturell sehr unterschiedlichen Positionen werden aus verschiedenen Regionen und Epochen der Erdgeschichte beschrieben. Die dabei angewandten analytischen Methoden werden sehr detailliert erläutert und erstmals erfolgt eine Klassifikation von Erzlagerstätten nach den paläohydrogeologischen Bildungsbedingungen.

Der Inhalt ist in vier Hauptkapitel gegliedert:

- The science of paleohydrogeology and its objectives in ore deposit studies.
 - Principal distribution patterns of contemporary groundwater.
 - Methodology of paleohydrogeological studies.
 - Paleohydrogeological conditions of ore deposit formation.
- Im ersten Teil diskutiert der Autor Hauptziele, Methoden und Techniken der Paläohydrogeologie bei der Erforschung von Erzlagerstätten.

Die Paläohydrogeologie wird als Teil der historischen Geologie wie die Paläogeographie, Paläotektonik, usw. unter dem Prinzip des Aktualismus betrachtet. Daher wird der Rekonstruktion von paläogeotektonischen, paläogeographischen und paläohydrogeologischen Gegebenheiten ein hoher Stellenwert für die Erforschung von Erzlagerstätten eingeräumt.

Im zweiten Kapitel werden die hauptsächlichsten Verteilungsmuster bzw. -modelle gegenwärtiger Grundwässer herausgearbeitet.

Ausgehend vom aktuellen Kenntnisstand der Hydrosphäre beschäftigt sich der Autor – an Hand von Tabellen und Skizzen von bekannten Vorkommen – eingehend mit der regionalen Bildung und Verteilung von Grundwässern in verschiedenen Formationen der Erdkruste und widmet auch einen Abschnitt den Grundwässern und Gasphasen des Mantels. Nachdem auch dem Metallgehalt von Grundwässern und der rezenten Erzgenese Augenmerk gewidmet wird, schließt dieses Kapitel mit der Erörterung von Bildungsbedingungen der wichtigsten (sieben) Grundwassertypen.

Das dritte Kapitel behandelt Methoden und Techniken der paläohydrogeologischen Forschungen, die große Verschiedenartigkeiten aufweisen, da sie von vielfältigen Faktoren abhängen wie z. B. vom Forschungsobjekt, dem Charakter der Basisdaten, der Vollständigkeit der geologischen Aufzeichnungen und anderen mehr. Folgende Methoden werden diskutiert:

- 1) Strukturell paläohydrogeologische Analyse (Rekonstruktion der allgemeinen Bedingungen, unter welchen das Grundwasser in früheren geologischen Strukturen vorkam; Rekonstruktion der Haupttypen hydrogeologischer Strukturen für verschiedene geologische Epochen, usw.)
- 2) Paläohydrogeodynamische Analyse (Rekonstruktion der Wasserproduktivität von Gesteinen, der Bedingungen für die Erneuerung und Zirkulation von Grundwässern der hydrogeodynamischen Zonierung, usw.)
- 3) Paläohydrogeochemische Analyse (Rekonstruktion der Salinität, der chemischen Zusammensetzung, der hydrogeochemischen Zonierung des Grundwassers, usw.)

- 4) Paläohydrogeothermale Analyse (Rekonstruktion der Temperatur, hydrogeothermale Zonierung des Grundwassers, usw.)

Das vierte Kapitel befaßt sich mit den paläohydrogeologischen Bedingungen der Erzlagerstättenbildung.

An Hand einiger unterschiedlicher Beispiele werden die paläohydrogeologischen Bedingungen für die Entstehung verschiedener Erzlagerstättentypen analysiert und die Erzvorkommen nach diesen Bedingungen klassifiziert:

- 1) Erzlagerstätten in artesischen Becken, in denen Sedimentgesteine sowohl während magmatischer Aktivitäten als auch in magmatisch inaktiven Zeiten überwogen.
- 2) In artesischen und „adartesischen“ Becken (und „Admassiven“) gebildete Erzvorkommen, charakterisiert durch eine ausgedehnte Entwicklung vulkanischer Gesteine und magmatischer Aktivität.
- 3) Erzlagerstätten, welche ihren Ursprung in hydrogeologischen Massiven (und „Admassiven“) haben, und in schlauchförmigen Verwitterungskrusten gebildet wurden.

Ein umfangreiches Literaturverzeichnis und ein Sachregister beschließen das interessante Buch.

Der aus dem Russischen ins Englische übersetzte Text ist manchmal etwas ungewohnt, und manche Fachausdrücke kaum gebräuchlich. Trotzdem bietet das Buch viele Anregungen für Untersuchungen und läßt die paläohydrogeologische Analyse als eine der wichtigsten Methoden für die Prognostizierung bestimmter Erzlagerstättentypen erscheinen.

JOHANN HELLERSCHMIDT-ALBER

BJØRLYKKE, K.: Sedimentology and Petroleum Geology. – XII + 363 p., 186 figs., Berlin etc. (Springer) 1989.

Paperback. DM 78.–
ISBN 3-540-1769-8.

Die Absicht des Verfassers, mit diesem Text eine Einführung in die Sedimentologie und Kohlenwasserstoff-Geologie für Studierende zu geben, ist – und das soll gleich vorweggenommen werden – hervorragend gelungen. In der Tat vermittelt dieses Werk einen modernen Überblick – nicht zu kurz und nicht zu lang und angenehm lesbar – über fast alle relevanten Teilgebiete bzw. Parameter der Sedimentologie. Sedimenttexturen, Sedimenttransport, Bio- und Lithofazies, Faziesbereiche bzw. Ablagerungsraum-Analyse, Geochemische Prozesse inkl. Verwitterung, Stratigraphie sowie Diagenese sind nur einige der geschickt aufbereiteten Themenkreise in der sedimentologischen Grundlagenforschung. Die angewandte Sedimentologie umfaßt u.a. Bereiche wie seismische Stratigraphie, Erdölmuttergesteine und -speichergesteine, Well Log-Interpretation, Plattentektonik und „Production Geology“.

Von besonderem Interesse erscheint dem Rezensenten vor allem auch das feed-back von der angewandten zur „zweckfreien“ Forschung zu sein, wie eindrucksvoll am Beispiel der Interpretation von seismischen Profilen und Well Logs dargestellt wird. Die künstlich getroffene Trennung von angewandter und akademischer Forschung wird damit ad absurdum geführt.

Es wird als obligate Pflichtübung eines Rezensenten angesehen, zumindest einige Haare in der Suppe zu finden; dies fällt hier zwar schwer, ist jedoch aufgrund der Komplexität

des gebotenen Stoffes unvermeidlich. So ist gelegentlich die Hierarchie der Kapiteleinteilung nicht klar, wie etwa im Abschnitt „Plate Tectonics“ oder „Properties of Reservoir Rocks“ (p. 288). Das jedem Abschnitt angefügte „Further reading“ kann nicht immer Anspruch auf den modernsten Text erheben, sondern beschränkt sich gelegentlich auf ein „klassisches“ Literaturzitat älteren Datums. Setzfehler sind sehr selten, dann aber konsequent, wie z.B. „Globigirinidae“.

Alles in allem kann dem Verfasser zu der gut illustrierten ausgezeichneten Synthese von Sedimentologie und Petroleum-Geologie gratuliert werden. Das Werk sollte in keiner Bibliothek eines sedimentologisch Interessierten fehlen!

HARALD LOBITZER

BOWEN, R.: Geothermal Resources. – 2nd Ed., XII + 485 p., 59 tabs., 60 figs., London und New York (Elsevier) 1989.

Hardcover. £ 60.–
ISBN 1-85166-287-1.

Die 10 Jahre nach der 1. Auflage herausgebrachte 2. Auflage wurde beträchtlich erweitert und mit wesentlich mehr Abbildungen ausgestattet. War ursprünglich die sogenannte Energiekrise das Hauptmotiv, „alternative“ Energien auf ihre Nutzungsmöglichkeiten zu untersuchen, so steht jetzt eindeutig die Umweltproblematik, die sich aus dem extensiven Gebrauch von fossilen Brennstoffen ergibt, sowie die Unmöglichkeit, die Atomenergie weiter auszubauen, im Vordergrund. 1990 könnte weltweit 0,5 % der installierten elektrischen Energie geothermisch erzeugt werden, davon ein beträchtlicher Teil in Ländern der 3. Welt.

Dieses Buch beginnt mit einer Darstellung der Quellen der Erdwärme, behandelt geothermische Systeme und Modelle sowie Explorationsmethoden auf geothermische Energie. An zahlreichen weltweit gestreuten Beispielen wird die Nutzung der geothermischen Energie und ihr Einfluß auf die Umwelt behandelt. Ein Wörterbuch geothermischer Ausdrücke, die wichtigste geothermische Literatur, regional gegliedert, und eine ausführliche alphabetische Liste von geothermischen Lokalisationen sowie ein ausführliches Sach- und Autorenregister runden dieses handliche, nicht nur für Geowissenschaftler empfehlenswerte Buch ab.

WERNER JANOSCHEK

BROOKINS, D.G.: Eh-pH-Diagrams for Geochemistry. – VIII + 176p., 98 figs., 61 tabs., New York – Berlin – Heidelberg (Springer) 1988.

Hardcover. DM 148.–
ISBN 0-387-18485-6.
ISBN 3-540-18485-6.

Eh-pH-Diagramme werden schon seit Jahrzehnten in der Geochemie und der Metallurgie eingesetzt. Um sie für gezielte Fragestellungen einsetzen zu können, mußte man bis vor kurzem intensive und zeitaufwendige Literaturrecherchen anstellen.

Mit dem vorliegenden Buch ist es dem Autor gelungen, dem Anwender ein Tabellenwerk zur Hand zu geben, in dem er sich rasch und mit einem Griff über Eh-pH-Diagramme sowie andere thermodynamische Daten von 75 in der Erdoberfläche vorkommenden Elementen informieren kann. Besonders vorteilhaft ist es auch, daß die chemischen Elemente und ihre Verbindungen im wässrigen Medium mit gelösten Schwefelverbindungen und Kohlendioxid in Verbindung gesetzt werden. Die Einbeziehung der Eh-pH-Stabilitätsgrenzen von Wasser in die Diagramme und kurze Begleittexte sowie ins Detail führende Literaturhinweise erleichtern sehr die Vorhersage des Verhaltens der Elemente in der Erdoberfläche.

Geowissenschaftler, Chemiker und mit Umweltschutzfragen befaßte Institutionen werden diese Tabellensammlung begrüßen und stets in Griffweite ihres Arbeitsplatzes aufstellen.

PETER KLEIN

HALBACH, P. FRIEDRICH, G. & STACKELBERG, U. v. (Hrsg.): The Manganese Nodule Belt of the Pacific Ocean. Geological Environment, Nodule Formation and Mining Aspects. – X + 245 p., 190 Abb., 58 Tab., Stuttgart (F. Enke Verlag) 1988.
Gebunden. DM 186.–
ISBN 3-432-96381-5.

In einem launigen Vorwort („appetizer“) von Eugen Seibold wird dem Leser „Bon appetite for reading“ gewünscht, und ich muß gestehen, es schmeckte gut!

Das wohl-illustrierte Werk geht in einer Reihe von Themen-Gruppen auf praktisch alle relevanten Fragestellungen in kompetenter und anschaulicher Weise ein und kann als hervorragende Informationsquelle über folgende Aspekte der weltweit wichtigsten Manganknollen-Provinz des Pazifischen Ozeans angesehen werden: Wirtschaftliche Bedeutung, Morphologie und Zusammensetzung der Mn-Knollen, Bildungsbedingungen und Ablagerungsmilieu, Exploration-Bergbau-Aufbereitung, seerechtliche Fragen sowie Umweltprobleme im Zusammenhang mit Tiefsee-Bergbau.

Die Ergebnisse des Werkes beruhen auf einer außerordentlich gut gelungenen Koordination von westdeutschen Regierungsinteressen, akademischer Forschung und Industrie. Das Material wurde während dreier Fahrten der Forschungsschiffe PROSPECTOR (1970), VALDIVIA (1972) und SONNE (1978) zusammengetragen und in führenden Institutionen bzw. deren Labors in der BRD ausgewertet.

Da in nicht allzu ferner Zukunft der Bergbau auf Tiefsee-Manganknollen mit ihren Konzentrationen an Seltenen Metallen aktuell sein wird, haben bislang die BRD, USA und UK nicht die UN-Konvention über Seerecht unterzeichnet. In diesem Kontext werden die immensen in diese Forschung investierten Summen erklärbar.

Für den kalkalpinen Geologen bietet dieses außerordentlich gelungene Werk zweifellos zahlreiche Denkanstöße hinsichtlich Manganknollen-führenden jurassischen Karbonatgesteinen und deren komplexen Bildungsbedingungen. Der erhebliche Preis ist das einzige Kriterium, das die Kauflust empfindlich beeinträchtigen könnte.

HARALD LOBITZER

HARTGE, K. H. & HORN, R. : Die physikalische Untersuchung von Böden. – 2. Aufl., 175 S., 51 Abb., 12 Tab., Stuttgart (F. Enke) 1989.

DM 48.–
ISBN 3-432-82122-0.

Das Buch wendet sich als Handbuch und Anleitung für Methoden der Bodenanalyse an Studierende der Bodenkunde und verwandter Fachbereiche. Es soll als Einführung in die Analytik oder bei gelegentlicher Notwendigkeit von Bodenuntersuchungen für fachfernere Benützer als Nachschlagewerk und Anleitung dienen, welchen Zweck es auch bestens zu erfüllen vermag. Die Erläuterung der Analyseverfahren ist klar, der Zweck ist besonders betont und wird jeweils in kritischer Abwägung gegenüber anderen Verfahren aussage- und aufwandmäßig beleuchtet – die Auswahl der beschriebenen Methoden erfolgte erfreulicherweise insgesamt unter besonderer Berücksichtigung apparativer Ökonomie. In der Einleitung wird festgestellt, „man kann nicht deutlich genug betonen, daß die Verwendung teurer und komplizierter Geräte nicht Gradmesser für die Qualifikation eines Experimentators sein muß und daß die Wahl eines zu aufwendigen Gerätes ein ebenso deutliches Zeichen für Inkompetenz ist wie das Unvermögen, sich mit bescheidenen Mitteln zu behelfen“. Nicht nur diese Aussage, auch die Erläuterungen bei den einzelnen Untersuchungsvorgängen zeugen deutlich von der Praxisnähe der Autoren. Von Praktikern für die Praxis geschrieben, ist es in der Ausbildung und für fallweisen Einsatz von pedologischen Untersuchungsmethoden ohne Routine darin, womöglich noch unter schwierigeren (z. B. feldmäßigen) Bedingungen, ein ausgezeichnet brauchbares Hilfsmittel.

JULIAN PISTOTNIK

HOHL, R. (Hrsg.): Die Entwicklungsgeschichte der Erde. Mit einem ABC der Geologie. – Brockhaus Nachschlagewerk Geologie, 703 S., 48 Taf., zahlreiche Abb. und Tab., Leipzig (VEB F.A. Brockhaus) 1988.

Kartonierte.

ISBN 3-325-00100-9.

Nunmehr liegt in der 6. Auflage (= unveränderter Nachdruck der 5., überarbeiteten Auflage) dieses im DDR-Brockhaus-Verlag erschienenen „Nachschlagewerk Geologie“ mit einem „ABC der Geologie“ vor. Die Ausstattung ist einfach, wie bei DDR-Büchern üblich, und vor allem bei der mäßigen Qualität der 48 Fototafeln störend. Dazu kommt, daß zu viele Fotos in Kleinformat angehäuft sind; hier wäre weniger wohl mehr gewesen.

In diesem Buch, das nur zu einem geringen Teil (rd. 100 von rd. 700 Seiten) ein „Nachschlagewerk“ (Lexikon) ist, wird versucht, den gesamten Kenntnisstand der Geowissenschaften unterzubringen und leicht verständlich darzustellen. Der Bogen spannt sich dabei von der Definition und der Geschichte der Geowissenschaften über die vorgeologische Zeit und den Aufbau der Erde sowie eine kurze Darstellung der Gesteine und ihre Entstehung zu den exogenen und endogenen Kräften und Vorgängen und zu den geotektonischen Hypothesen (hier wird vielleicht jetzt nur noch historisch interessanten Theorien etwas zuviel Raum gewidmet). Ausführlicher ist die historische Geologie - mit dem bekannten und bewährten stratigraphischen Tabellen - und die Entwicklung des Lebens dargestellt, naturgemäß ist dabei der Entwicklung des außeralpinen Europas mehr Raum gewidmet. Kapitel über Lagerstätten und ihre Erkundung und angewandt-geologische Fragen runden den weitgespannten Bogen ab. Auf Grund des Redaktionsschlusses Mitte 1980 für die 5. Auflage fehlt natürlich die ALVAREZ'sche Katastrophentheorie ebenso wie das Stichwort „Terranes“ und andere, ganz moderne Entwicklungen in den Geowissenschaften. Die verschiedenen Kapitel sind flüssig geschrieben und - bis auf einige für uns ungewohnte Germanismen - angenehm lesbar.

In so knapper Form kann natürlich nicht alles umfassend und für jeden Leser optimal dargestellt werden. Gerade in der Raffung liegt jedoch eine Gefahr, die dem Geowissenschaftler oft nicht bewußt wird. So werden z.B. im Abschnitt über Öl- und Gaslagerstätten in Abbildungen „Ölbohrungen (fördernd)“ sowie „Salzwasser“, „Öl“ und „Gas“ dargestellt und nicht „Sonde“ bzw. „ölführendes Gestein“ oder Ähnliches, sodaß ein eiliger, nicht vorgebildeter Leser doch glauben könnte, im Untergrund „Erdölseen“ und dergleichen vorzufinden - vielleicht ist diese „Betriebsblindheit“ von uns Geowissenschaftlern mit ein Grund, daß beispielsweise „Grundwasserseen“, „Gasblasen“ und anders mehr nicht und nicht aus der Presse und anderen Medien verschwinden wollen. Auf zwei Fototafeln wird von „Owrag“ bzw. „Owragbildungen“ gesprochen, ohne zu erläutern, worum es sich dabei handelt. Nach dem „MEYER“, in dem bekanntlich auch das „Nasobem“ vorkommt, ist ein Owrag „...eine steile Erosionsschlucht in den aus Löß aufgebauten Talwänden der südrussischen Steppengebiete...“. Es sollen diese Beispiele weniger als konkrete Kritik an diesem Buch, sondern als allgemeine Anregung verstanden werden, besondere Sorgfalt bei Publikationen walten zu lassen, die auch für Laien bestimmt sind.

WERNER JANOSCHEK

HOLLERBACH, A.: Grundlagen der organischen Geochemie. – VII + 190 S., 35 Abb., 25 Tab., Hochschultext, Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer) 1985.

ISBN 3-540-15959-2.

ISBN 0-387-15959-2.

Der vorliegende Hochschultext ist aus einem Vorlesungszyklus entstanden, den der Autor seit 1973 an der Rhein-Westfälischen Technischen Hochschule hält. Das Buch ist in erster Linie für fortgeschrittene Studenten aus dem Bereich der Geowissenschaften geschrieben, die schon über Grundkenntnisse der organischen Chemie verfügen und die ihr Wissen auf diesem Gebiet vertiefen möchten.

Im ersten Kapitel wird die Bildung von organischem Material behandelt. Das beginnt mit der präbiotischen Entstehung von organischem Material, geht weiter mit der Evolution der Biosphäre, der Photo- und Chemosynthese, bis hin zum Kohlenstoff-Kreislauf und der Isotopengeochemie des Kohlenstoffs.

Das zweite Kapitel setzt sich mit der Bildung von Sedimenten, organischem Material in aquatischen Systemen und terrestrischen organischen Ablagerungen auseinander.

Die weiteren zwei Kapitel haben die Diagenese und die Inkohlung von organischem Material zum Inhalt, wobei die Prozesse der Diagenese vorwiegend im rezenten und subrezentem Bereich ablaufen, während die Prozesse der Inkohlung mit gleichzeitiger Fossilierung Hand in Hand mit der Bildung von Erdöl und Kohle gehen. Im letzten Kapitel werden ausgewählte Anwendungsgebiete der organischen Geochemie vorgestellt wie z.B. Umweltchemie, Erdölexploration, Geochronologie mit Hilfe von Aminosäuren u.a. Ein weiterführendes Literaturverzeichnis, ein Glossarium und ein Sachverzeichnis schließen das Buch ab.

Zusammenfassend kann man sagen, ein empfehlenswertes Buch für den fortgeschrittenen Studenten, aber auch eine wertvolle Einstiegshilfe für den Geowissenschaftler in das nunmehr eigenständige und rasch expandierende Arbeitsgebiet der organischen Geochemie.

PETER KLEIN

LEEDER, O., THOMAS, R. & KLEMM, W.: Einschlüsse in Mineralien. – 180 S., 8 Taf., 67 Abb., 23 Tab., Stuttgart (Enke), Lizenzausgabe VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig 1987.

Kartonierte. DM 48.–

ISBN 3-43296-371-8.

Einschlüsse in Mineralien können wichtige Informationen über die Entstehungsgeschichte und Bildungsbedingungen von Mineralien, Gesteinen und Lagerstätten liefern. Die Untersuchung dieser Einschlüsse ist das Thema dieses Buches. Zunächst wird der Leser mit der Klassifikation der Einschlüsse und den physikochemischen Grundlagen vertraut gemacht. Ausführlich werden die Methoden der mineralogischen Thermobarometrie dargestellt, wobei auch auf die apparative Ausstattung und die Interpretation der Ergebnisse eingegangen wird. Dann wird den Analysen von Einzeleinschlüssen und der Summenanalyse aller Einschlüsse sowie ihren Zielen, Möglichkeiten und Grenzen ein ausführliches Kapitel gewidmet. Schließlich folgt noch ein Kapitel über Anwendungsbeispiele von Einschlußuntersuchungen. Ein umfangreiches Literaturverzeichnis (335 Titel) und ein Stichwörterverzeichnis ergänzen das Buch.

Im deutschen Sprachraum fehlte bisher eine vergleichbare zusammenfassende Darstellung der Methoden der Einschlußuntersuchungen. Dieses Buch stammt aus der DDR und weist deshalb bei den Fototafeln und dem Papier die bekannten Mängel auf, ist insgesamt aber ein gelungener Überblick über dieses Spezialgebiet, das eine weitere Verbreitung verdient.

WERNER JANOSCHEK

LUDWIG, K. H. & SIKI, P.R. (Hrsg.): Bergbau und Arbeitsrecht: die Arbeitsverfassung im europäischen Bergbau des Mittelalters und der frühen Neuzeit: Vorträge einer int. Tagung, die vom 28. September bis 2. Oktober 1987 in Badgastein stattgefunden hat. – Bocksteiner Montana, Heft 8, 384 S., Wien (VWGÖ) 1989.

Broschürt. ÖS 350.–/DM 53.–

ISBN 3-85369-745-3.

Das 384 Seiten umfassende „Heft“ enthält als Sammelband jene 18 Referate, die auf der 1987 in Badgastein abgehaltenen Tagung vorgetragen und diskutiert wurden. Historiker aus ganz Europa legen hier Forschungsergebnisse zur Arbeitsverfassung im Montanwesen des Mittelalters und der frühen Neuzeit vor. Dieser thematische Bogen spannt sich vom Jahre

1249 bis zum 17. Jahrhundert und umfaßt den europäischen Raum von Frankreich bis Polen und von Norwegen bis Oberitalien. Zu den besonderen Vorzügen dieses Bandes gehört es, daß er Vergleiche historischer Entwicklungen des Bergbaues verschiedener Länder ermöglicht. Das erfolgte allerdings noch zu einem Zeitpunkt, wo die Grenzen in Europa eine noch allzu trennende Bedeutung hatten, als es jetzt im Jahre 1990 der Fall ist. Neben der Fülle von Detailinformationen verdient die rückblickende Interpretation der bergbaulichen Arbeitsverfassung aus heutiger Sicht spezielles Interesse und dies umso mehr, als Autoren mit verschiedenem weltanschaulichem Hintergrund ihre Meinungen wissenschaftlich darlegten. Offen bleibt für den juristisch Ungebildeten, ob die hier abgehandelten Bergordnungen, Bergfreiheiten usw. mit unserem modernen Begriff „Arbeitsverfassung“ verglichen werden dürfen.

Drei Beiträge des Sammelbandes befassen sich mit den Bergbauverhältnissen am Anfang der Neuzeit in Österreich:

PALME, RUDOLF: Die Arbeitsverfassung im Salzbergbau in Hall in Tirol vom 14. bis zum beginnenden 16. Jahrhundert.

EGG, ERICH: Die Bergleute als neuer Berufsstand im Schweizer Silberbergbau 1450–1550.

GRUBER, FRITZ: Die Salzburger Bergwerksreform von 1591, Veränderungen der Arbeitsverfassung in der Konjunkturschwundphase.

Geht man von der unübersehbaren Tatsache aus, daß der Bergbau als einer der Ausgangspunkte bei der Herausbildung des Faches Geologie i.w.S. anzusehen ist, so lohnt es sich für jeden, der sich für die Geschichte der Geowissenschaften interessiert, in diesem Sammelband zu „schmökern“.

Die Herausgabe des Sammelbandes im Rahmen der „Böcksteiner Montana“ besorgte der unermüdete und nie zur Ruhe kommende Direktor i. R. der Universitätsbibliothek Leoben, Hofrat Peter SIKI, als Obmann des Vereins „Montandenkmal Altböckstein“.

TILLFRIED CERNAJSEK

MÜCKE, A.: Anleitung zur Erzmikroskopie. – 187 S., 182 Abb., davon 38 farbig, 31 Tab., Stuttgart (Enke) 1989.

17×24 cm. Kartoniert. DM 78.–
ISBN 3-432-97861-8.

Das Buch zur Anleitung zur Erzmikroskopie beginnt mit einer geschichtlichen Einleitung und behandelt dann den Aufbau des Erzmikroskopes und die theoretischen Grundlagen der Auflichtmikroskopie (Kap. 2–4). Mit den optischen Effekten, die mit einem Polarisator oder bei gekreuzten Polarisatoren untersucht werden können, beschäftigen sich Kap. 5 und 6. Die für die Mineralbestimmung wichtigen Merkmale sind Eigenfarbe, Reflexionsvermögen oder Anisotropieeffekte. Weitere charakteristische Merkmale, beschrieben im Kap. 7, sind Verzwilligung, Innenreflexe, Spaltbarkeit und relative Härte. Im Kap. 8 werden Anleitungen zur Mineralbestimmung nach qualitativen und quantitativen Methoden gegeben und auch Möglichkeiten und Grenzen der Erzmikroskopie aufgezeigt. Tabellen mit ausgewählten Erzminerale, Anschliffbilder und theoretische Darstellungen zur Mikroskopie erläutern den Text anschaulich.

Die Fotografie ist für die Dokumentation von Erzminerale ein wichtiges Anliegen (Kap. 12). Doch die Mikroskopie kann erst nach Herstellung von einwandfreien Schliffen beginnen, für die verschiedenen Geräte zur Verfügung stehen (Kap. 13).

Worum es letzten Endes in der Erzmikroskopie geht, wird in Kap. 14 deutlich gemacht. An Hand von über 100 Anschliffbildern, davon 38 in Farbe, werden primäre Gefüge (Schmelzen, Hohlraumbildungen, Sedimentationsgefüge) und sekundäre Gefüge, zu den Verdrängungen verschiedener Art und solche, die mit der Abkühlung entstehen (z. B. Entmischungsstrukturen), sehr gut dokumentiert. Schließlich werden Beispiele für deformationsbedingte Veränderungen und für den Einfluß der Metamorphose angeführt. Am Ende des Buches werden die wichtigsten Paragenesen und die im Text erwähnten Minerale zusammengestellt.

Das Buch ist übersichtlich und didaktisch gut aufgebaut, und die Tabellen und Abbildungen illustrieren den Text ausführlich. Der Autor hat ein geeignetes Handbuch in erster Linie für Studierende geschrieben, aus dem man das Handwerk der Erzmikroskopie vom Anschliff bis zum Erfassen der Paragenesen erlernen kann.

FRANZ K. BAUER

PAPE, H.: Leitfaden zur Gesteinsbestimmung. – 5., unveränd. Aufl., VIII + 152 S., 9 Tab., 65 Abb., Stuttgart (Enke) 1988.

Kartoniert. DM 16,80.–
ISBN 3-432-84345-3.

Dieses Büchlein liegt nunmehr (seit 1971) in der 5. Auflage vor, wobei ab der 3. Auflage ein umfangreicher Abschnitt „Systematische Übersichtsdarstellung der Gesteinsklassen auf der Grundlage des Mineralbestandes (Modalbestandes)“ angefügt wurde. Es ist also jetzt mehr als doppelt so dick, die eigentlichen „Tabellen zur Bestimmung der wichtigsten Gesteine nach einem Schlüssel mit mehrfachen Verzweigungen“ treten nun – nicht nur vom Umfang her – noch mehr in den Vordergrund. Dieses Buch hat sich somit zu einem sehr brauchbaren Hilfsmittel entwickelt, das in knapper, gut lesbarer und übersichtlicher Form eine Einführung in die Petrographie bietet. Ob jedoch die vom Rezensenten schon bei der Besprechung der ersten Auflage angemerkte Schwierigkeit verringert wurde, auch dem nicht einschlägig vorgebildeten Naturfreund einen „Leitfaden“ in die Hand zu geben, mit dem er ein beliebiges, bei seinen Spaziergängen gefundenes Gestein bestimmen können sollte, kann auf Grund der „Betriebsblindheit“ eines Fachgeologen nicht beurteilt werden – daß aber bereits eine 5. Auflage herausgebracht werden konnte, scheint dem Fachkritiker unrecht zu geben und beweist, daß dieses Buch in der Öffentlichkeit gut ankommt.

WERNER JANOSCHEK

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R.: Sand and Sandstone. – 2. Aufl., XIX + 553 S., 355 Abb., New York usw. (Springer) 1987.

DM 118.–
ISBN 3-540-96350-2.

Schon in der Einleitung dieses Standardwerkes der klastischen Sedimentpetrologie erkennt man anhand der langen Liste der seit 1972 erschienenen, grundlegenden Werke der Sedimentologie, wie wichtig es war, daß 15 Jahre nach der ersten Auflage, die deutlich verbesserte und auf den neuesten Stand gebrachte zweite Auflage von „Sand and Sandstone“ herausgegeben wurde.

Das Buch ist nunmehr in drei Hauptteile gegliedert. Im ersten Abschnitt werden die grundlegenden Eigenschaften der Sandsteine mit eingehender Behandlung von Mineralogie, Textur und Strukturmerkmalen dargestellt. Die eigentliche Sandsteinpetrographie wird im Mittelteil behandelt, während der dritte Teil des Buches den Bildungsprozessen von Sanden und Sandsteinen gewidmet ist.

Zahlreiche neue, hervorragende Fotos und Abbildungen illustrieren den vollständig revidierten und teilweise durch neue Kapitel ergänzten Text. So wird z.B. dem Kapitel über die Sedimentkomponenten ein neuer Abschnitt über die Auswirkungen von Verwitterung, Transport und Diagenese vorangestellt.

Auch zu der Klassifikation der Sande und Sandsteine ist ein Abschnitt über Sedimente, die nicht in das übliche Klassifikationsschema passen, wie z.B. Schwermineraleisen und andere Mineralkonzentrate, hinzugefügt.

Ebenfalls neu ist die Behandlung der Wechselbeziehung von Plattentektonik und Sedimentation sowie von Paläoströmungsanalysen.

Sehr ausführlich werden in der zweiten Auflage dieses Buches die verschiedenen Ablagerungssysteme von klastischen Sedimenten und deren signifikante Kennzeichen dargestellt.

Zahlreiche rezente und fossile Beispiele veranschaulichen die verschiedenen Ablagerungsräume und sind somit eine gute Basis für das Verständnis der Entstehungsbedingungen und Bildung von Sandkörpern.

Diagenetische Prozesse werden unter Hinzufügen neuer Forschungsergebnisse wie in der ersten Auflage behandelt. Ausführliche Angaben über weiterführende Literatur schließen jedes Kapitel ab.

Zusammenfassend kann man daher sagen, daß diese Neuauflage von „Sand and Sandstone“ ein hervorragendes, klar aufgebautes und daher gut lesbares Lehrbuch für Studenten, aber auch ein Nachschlagewerk für den Sedimentologen und Sedimentpetrologen ist. Dieses Buch wird daher weiterhin zu den Standardwerken der Sedimentpetrologie gehören.

REINHARD ROETZEL

SAKLANI, P. S. (Ed.): Himalayan Mountain Building. – 198 S., New Delhi (Today & Tomorrow's Printers and Publishers) 1989.

ISBN 81-7019-330-3 (India).

ISBN 1-5528-159-1 (USA).

Im Februar 1987 fand in Delhi (Indien) ein Seminar zum Thema „Indische und Asiatische Platten – Gebirgsbildung des Himalaya“ statt. P. S. SAKLANI, der Organisator des Treffens, gab einige der dort vorgetragenen Beiträge in einem weiteren Band (11) der Reihe „Current Trends in Geology“ heraus.

D. P. DHOONDIAL, der Generaldirektor des Geological Survey of India, hielt die Eröffnungsrede. Er skizziert Ergebnisse der im Himalaya angewandten Plattentektonik und ventiliert verschiedene noch offene Fragenkomplexe, wie Beziehung des Himalaya zum Indo–Burma–Andaman-System, vormesozoische Plattenergebnisse, paläomagnetische Geschichte der Tethys-Sedimentzone, jüngste Geschichte des Himalaya und im Zusammenhang damit das Wachsen des riesigen Deltas im Golf von Begalen u. a.

S. K. ACHARYYA beschreibt die „Entwicklung des Himalaya und die Bewegungen der Indischen und Asiatischen Platten“. Im Proterozoikum–Altpaläozoikum wurde der Himalaya-Mikrokontinent konsolidiert, im Perm entstanden Riftzonen an seiner S- und N-Grenze (M. B. T. bzw. I. T. O.). Im höheren Mesozoikum bildeten sich schmale Ozeanbecken zwischen den Plattenfragmenten, letztere werden randlich von epikontinentalen Seen bedeckt. Die Kollisionsphasen erfolgen in Oberkreide bis Mittel-Eozän. Die Tektonik spielt sich an Indus-Sutur und M. B. T. ab und erst später an intrakontinentalen Bewegungsflächen, wie der M. C. T. Sicher wird diese Auffassung nicht unumstritten bleiben.

J. G. NEGI, P. K. AGRAWAL & N. K. THAKUR entdeckten durch Magnetik- und Schwereuntersuchungen eine Aufwölbungszone mitten im Indischen Schild, welche die Krusten-Mantelgrenze betrifft. Dieser „Zentral-Indische Rücken“ ist parallel zum Himalaya und dem Carlsberg-Rücken, seine Herausbildung wird gleichzeitig mit der Kollision und Himalaya-Orogenese gesehen.

In einem Aufsatz des Rezensenten werden die verschiedenen Arten der Überschiebung im Himalaya erläutert. Sie entstanden in verschiedenen Stadien der Gebirgsbildung unter unterschiedlichen Bedingungen von der Bildung der Ophiolitischen Melangeriesen in der Kreide bis zu quartären Reliefüberschiebungen.

P. S. SAKLANI & D. C. NAINWAL studierten gefügekundlich den Pratapnagar-Quarzit im Yamuna-Tal (Garhwal). In orientierten Schriffen wurden die Quarzachsen untersucht und das Strainellipsoid konstruiert. Die Strainstärke ist von der Nähe zu den Überschiebungen abhängig. Die Geologische Karte (S. 48) zeigt einen regional N-fallenden Schichtstapel im Bereich Chail-Decken – Kristallin-Decken. Die Richtung der Zaken der Überschiebungslinien ist vielfach unverständlich. Wahrscheinlich sind die „Migmatitgneise“ Granitoide der oberen Chail-Decken, oder der Deckenbau ist sekundär verschuppt, was wohl der Auffassung der Autoren entspricht.

P. S. SAKLANI & S. C. BHATT berichten über eine Analyse der Kleinfalten in den Phylliten der Dharkot-Decke. Der untersuchte Bereich wird von 2–3 Einheiten der Chail-Decken aufgebaut (Anm. des Rezensenten). Die Autoren fanden 4 Generationen von Falten.

Der Aufsatz „Bau und Gefügecharakteristik des Kristallins des Kumaun-Himalaya“ von L. S. CHAMYAL & N. M. VASHI bringt etwas abenteuerliche Auffassungen: Die erste Deformation entspricht der der Delhi Gruppe (Indischer Schild, Präkambrium). Die zweite, herzynische Deformationsphase schuf die Kristallinbarriere, welche die Eugeosynklinale des Niederen Himalaya von der Tethys trennte. Damals wurde die M. C. T. an der N-Grenze des Krol-Beckens herausgebildet, welche zu Beginn der Himalaya-Gebirgsbildung als Überschiebung reaktiviert wurde. Die Kristallin-Decke wurde danach regional NW–SE und schließlich quer dazu gefaltet. Besonders die Ergebnisse auf S. 97 und S. 101 versetzen den Leser in Staunen – mangels stützender Daten ist aber eine Diskussion nicht möglich.

Ein sehr wertvoller Beitrag ist die Arbeit von K. K. SHARMA über den „Jungmesozoisch–Tertiären Magmatismus und das Krustenwachstum im Himalaya“. Aufgrund umfangreicher Daten skizziert SHARMA die zeitliche Entwicklung des Magmatismus entlang der Indus–Tsangpo–Kohistan-Zone sowie die Entstehung der Leukogranite des nördlichen Kontinentalrandes Indiens. Die Ergebnisse fügen sich gut in das anerkannte plattentektonische Bild, abgesehen davon, daß aufgrund von Altersdatierungen der Beginn der Leukogranitintrusionen (100 m.a.) bereits vor der Kollision angesetzt wird.

Der Aufsatz „Tibet im Stadium der Dehnung“ von F. AHMAD & T. AHMAD ist eine feurige Antithese zur Plattentektonik. Durch eine einseitige Literaturlauswahl, Mißverstehen plattentektonischer Arbeiten und das Verwenden von Gegenargumenten, die von der Plattentektonik längst berücksichtigt sind, gelingt es, eine Fülle von Gegenbeweisen aufzulisten. Das Ergebnis: Die Suturzonen sind Dehnungszonen, die Ophiolite sind M. O. R. B., der Himalaya–Tibetraum war seit dem Altpaläozoikum unter Dehnung ohne Spuren von Kompression, der Himalaya entstand durch vertikalen Magmenaufstieg am S-Rand der Tethys, wo die Sedimentmächtigkeit von 70 auf bloß 50 km abnimmt (hier wurde Krustendicke mit Sedimentmächtigkeit verwechselt). All dies wird durch die Hypothese einer sich ausdehnenden Erde erklärt.

V. D. CHOUBEY & H. LALLENMAWIA befassen sich mit dem Ausländern weitgehend unbekanntem Gebiet (Mizoram) südlich Assam zwischen Bangla Desh und Burma. Mizoram liegt im N–S-streichenden Indo–Burma-Gebirgssystem. Die beschriebene jungtertiäre Faltenzone bildet eine Vorlandmolasse. E davon taucht die Indische Platte an der Arakan–Yoma-Sutur gegen E unter die Burmesische Platte. Es wird die tektonische Entwicklung skizziert.

R. K. VERMA gibt einen Überblick über Gesteinsmagnetismus vom Indischen Schild und Himalaya und die Bedeutung für die Kontinentaldrift und die Kollision von Indien und Asien. Der besondere Wert der Arbeit besteht darin, daß die Ergebnisse verschiedenster Arbeitsgruppen zusammenfassend dargestellt werden. Die Polwander-Kurve für den Indischen Subkontinent ist für den Zeitraum Ob. Karbon – Jung-Tertiär gut fundiert. Gesteine der Tibet-Zone von Nepal, des Krol Belt, Kashmirs sowie der Indus-Suturzone lassen eine primäre und sekundäre Komponente der Magnetisierung erkennen. Letztere stammt aus der Zeit der Kollision (55–60 m.a.). Diese erfolgte nahe dem geographischen Äquator zwischen Indien und diesem Inselbogen, beide drifteten weiter nordwärts bis zur endgültigen Kollision mit dem Asiatischen Kontinent. Es sind weiters rotierende Plattenbewegungen im Himalayaraum zu erkennen.

Der an der Geologie des Himalaya interessierte Leser findet somit in dem Sammelband P. S. SAKLANI eine Reihe von Arbeiten, welche für diesen Forschungsbereich wichtig sind.

GERHARD FUCHS

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P.: Lehrbuch der Bodenkunde. – 12., neu bearbeitete Auflage, 220 Abb., 102 Tab., 1 Faltaf., Stuttgart (Enke) 1989.

DM 72.–

ISBN 3-432-84772-6.

Die Neuauflage dieses bewährten Lehrbuches bietet eine gute Basis, der wachsenden Bedeutung pedologischer Informationen im Zuge der Umweltproblematiken durch Kenntnis-

erweiterung in diesem von den Erdwissenschaften weitgehend vernachlässigten Bereich Tribut zu zollen. Es bietet in seiner klaren Gliederung, der knappen, aber doch umfassenden Darstellung in den Kapiteln über Ausgangsmaterial, Zusammensetzung und Eigenschaften der Böden einen Überblick über die chemischen und physikalischen Parameter, ihre Wechselwirkungen (einschließlich der Medien Wasser und Luft) sowie ökologische Gesichtspunkte. Im Abschnitt Bodenentwicklung, -systematik und -verbreitung ist (trotz der leicht verwirrenden Vielfalt von pedologischen Systemen) sehr rasch eine Orientierung möglich, im Abschnitt Bodennutzung wird trotz der gebotenen Kürze auch auf aktuelle Probleme der Bodenbelastungen ausreichend eingegangen.

In der vorliegenden, auf den neuesten Stand gebrachten Auflage erfüllt das Lehrbuch alle Erwartungen, die man in ein

solches setzen kann: Vollständige Behandlung aller Bereiche eines Faches, wenn auch manchmal naturgemäß knapp gehalten, verständlicher Aufbau und leicht lesbare Darstellung in den einzelnen Kapiteln sowie genügend Literaturverweise, um in vertiefende Literatur eindringen zu können. Ebenso ist es als Nachschlagewerk bestens geeignet, da – manchmal ebenfalls nur kurz – eine jedenfalls vollständige Information über den gegenwärtigen Stand z. B. der Analytik, genetischer Prozesse oder etwa auch anthropogener Einflüsse auf den Boden in dem Werk nachzulesen ist.

JULIAN PISTOTNIK

Richtlinien für die Abfassung von Manuskripten

(Bitte, beachten Sie Veränderungen
gegenüber bisherigen Fassungen!)

Inhalt

1. Allgemeines	127
2. Manuskript	127
2.1. Manuskript auf Papier	128
2.2. Manuskript auf Datenträger	128
2.3. Gliederung des Manuskripts	128
2.3.1. Titel	128
2.3.2. Schlüsselwörter	128
2.3.3. Inhaltsverzeichnis	128
2.3.4. Zusammenfassung	128
2.3.5. Text	128
2.3.6. Literaturverzeichnis	129
2.4. Redaktionelle Vermerke im Manuskript	129
3. Illustrationen	129
4. Korrekturen	130
5. Sonderdrucke	130
6. Dauer der Drucklegung	130

Diese Richtlinien sind gültig für

- **Jahrbuch** der Geologischen Bundesanstalt
- **Abhandlungen** der Geologischen Bundesanstalt
- **Archiv für Lagerstättenforschung** der Geologischen Bundesanstalt
- **Erläuterungen** zu geologischen Karten
- **Bundesländerserie**
- **Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen** der Geologischen Bundesanstalt

1. Allgemeines

Erdwissenschaftliche Arbeiten, die zur Veröffentlichung in einer der Publikationsreihen der Geologischen Bundesanstalt vorgesehen sind, sollen einen gewissen **Österreichbezug** aufweisen (Arbeiten österreichischer Autoren; Arbeiten über österreichische Themen; Arbeiten auch von Ausländern aus dem grenznahen Raum; Arbeiten über Proben- und Museumsmaterial aus Österreich etc.). Die Direktion und die Redaktion der Geologischen Bundesanstalt behalten sich jedoch vor, auch Arbeiten anzunehmen, bei denen dieser Österreichbezug nicht gegeben ist.

Die Entscheidung, in welcher der Publikationsreihen eine Arbeit erscheint, liegt bei der Schriftleitung. Dabei wird nach folgenden Gesichtspunkten vorgegangen:

- Im **Jahrbuch** werden Arbeiten aus den Bereichen Allgemeine Geologie, Stratigraphie, Tektonik, Paläontologie, Petrographie, Sedimentologie etc. veröffentlicht, deren Umfang von kurzen Mitteilungen bis zu geschlossenen Gesamtdarstellungen reichen kann.

Beilagen sind möglich; aus finanziellen Gründen wird es aber in Zukunft nötig sein, Arbeiten mit großformatigen Beilagen (Faltpfalten u. ä.) im Schlußheft (Heft 4) des jeweiligen Jahrganges zu konzentrieren.

- Die **Abhandlungen** erscheinen in unregelmäßigen Abständen und sind für Arbeiten mit monographischem Charakter vorgesehen.
- Im **Archiv für Lagerstättenforschung** sollen Beiträge aus dem Bereich der Angewandten Geologie mit dem Schwerpunkt Lagerstättenforschung und Rohstoffsicherung erscheinen.
- In den **Populärwissenschaftlichen Veröffentlichungen** sollen Landschaften, Regionen (z. B. die Karnischen Alpen) oder auch für Laien interessante Phänomene allgemein verständlich, aber wissenschaftlich seriös dargestellt werden.

In allen Zeitschriften sind in sparsamem Umfang auch großformatige Beilagen möglich.

2. Manuskript

Der Eingang eines Manuskriptes wird dem Verfasser von der Redaktion bestätigt. Die Übersendung eines Manuskriptes wird als verbindliche Zusage gewertet, daß eine Publikation dieser Arbeit in der vorgelegten Form an anderer Stelle nicht erfolgt ist oder erfolgen wird.

Vorwiegend werden deutschsprachige Originalarbeiten veröffentlicht, fallweise können aber auch solche in englischer, französischer oder italienischer Sprache aufgenommen werden.

2.1. Manuskripte auf Papier

Die Manuskripte müssen druckreif, d. h. gut leserlich, einseitig und in Zweizeilenabstand mit Maschine oder Textverarbeitung geschrieben sein. Allgemein gebräuchliche Abkürzungen sollen in den international üblichen Normen verwendet werden. In Fragen der Rechtschreibung richte man sich nach dem Duden. Griechische Buchstaben, Formeln, Indizes, Exponenten usw. schreibe man deutlich lesbar. Zwischen Gedankenstrichen (-), Bindestrich (-) und Gleichheitszeichen (=) unterscheidet man klar.

Nach Abschluß der Reinschrift notwendig gewordene Ergänzungen, Änderungen oder Korrekturen des Textes sollen in Maschinschrift an den betreffenden Stellen zwischengeschaltet werden. Nach Einreichen bzw. nach Annahme des Manuskriptes nimmt die Redaktion größere Textänderungen nur in Ausnahmefällen entgegen.

2.2. Manuskripte auf Datenträger

Da sich in letzter Zeit Manuskripte häufen, die offensichtlich mittels Textverarbeitung auf einem Personal Computer erstellt wurden, hat sich die Geologische Bundesanstalt bemüht, diesem sicherlich weiter ansteigenden Trend Rechnung zu tragen und den Autoren die Möglichkeit zu geben, auch Disketten einzuschicken.

Davon können beide Partner profitieren: Die Schriftleitung erspart es sich, den Text der Arbeit abzuschreiben, da die Text-Disketten der Autoren nun in unseren Lichtsatzgeräten lesbar und bearbeitbar gemacht werden können. Und die Autoren erhalten Korrekturfahnen mit weniger Druck- und Abschreibebefehlen als bisher.

Zusätzlich können Arbeiten auf Disketten **bevorzugt behandelt** werden und **besonders rasch erscheinen** (im Normalfall bereits im nächsten erscheinenden Heft), da sie nicht mehr am Ende der noch abzuschreibenden Manuskripte angereiht werden müssen.

Folgende Punkte sind zu beachten:

- Wir können **5¼- und 3½-Zoll-Disketten** verwenden.
- Die Diskette muß auf einem **IBM-kompatiblen PC** unter **MS-DOS** geschrieben werden.
- Besonders vorteilhaft wäre es, wenn der Text **ohne Format- und Steuerzeichen (in reinem ASCII-Code)** auf der Diskette abgelegt wäre.
- Bitte, teilen Sie uns auch den **Namen des verwendeten Textverarbeitungsprogrammes** mit.

Wenn Sie in all diesen Dingen nicht ganz sattelfest sind, **schicken Sie uns bitte trotzdem eine Diskette!** Wir werden schon herausfinden, ob wir sie für unsere Zwecke nutzbar machen können.

Einen **Ausdruck des Textes** brauchen wir selbstverständlich trotzdem.

Bitte, schreiben Sie **Autoren timer** im Text und im Literaturverzeichnis **unbedingt in Großbuchstaben!**

2.3. Gliederung des Manuskriptes

2.3.1. Titel

Aus dem Sachtitel der Arbeit soll bereits der wesentliche Inhalt hervorgehen (z. B.: nicht „Neue Ergebnisse aus dem Kristallin der Böhmisches Masse“, sondern

„Gefügekundliche und petrologische Untersuchungen des Granulites bei Göpfritz, Waldviertel, N.Ö.“). Gelegentlich kann auch noch ein Untertitel angefügt werden. Darunter folgen die ausgeschriebenen Vornamen und der Zuname des Autors. Hiezu gehört als Fußnote „Anschrift des Verfassers“ mit vollen akademischen Titeln, vollem Namen und genauer Adresse.

2.3.2. Schlüsselwörter

In treffenden Schlagwörtern mögen von den Autoren für die notwendige Dokumentation des Schrifttums die Themen ihrer Arbeit umrissen werden. Diese Schlüsselwörter gliedern sich grundsätzlich in Sachschlagwörter und geographische Schlagwörter. Die Sachschlagwörter sollten möglichst engste Begriffe wiedergeben. Um einer möglichst einheitlichen Formulierung entgegenzukommen, wird die Benützung des Thesaurus „Geowissenschaften-Thesaurus deutsch-französisch“, Hrsg. von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover, Stuttgart (Schweizerbarth) 1975, empfohlen. Als geographische Schlagwörter wähle man Namen nach naturräumlichen (z. B. Wienerwald) und/oder administrativen (z. B. Bezirk Oberwart) Gliederungen. Zusätzlich sind auch die Blattnummern der Österreichischen Karte 1 : 50.000 anzugeben, über die sich das bearbeitete Gebiet erstreckt. Die Redaktion behält sich etwaige Änderungen von Schlüsselwörtern vor.

Die Schlüsselwörter werden auch bei fremdsprachigen Beiträgen in deutscher Sprache vorangestellt, um die Einheitlichkeit der Dokumentation der Geologischen Bundesanstalt zu bewahren.

2.3.3. Inhaltsverzeichnis

Bei allen Arbeiten ist ein Inhaltsverzeichnis mitzuliefern, da dies die Übersichtlichkeit des Artikels erhöht. Aus Gründen der Einheitlichkeit des Lay-outs gilt dies auch für kurze Arbeiten, bei denen aus sachlichen Gründen eigentlich kein Inhaltsverzeichnis nötig wäre.

2.3.4. Zusammenfassung

Allen Arbeiten ist eine kurze, prägnante, die wesentlichen Ergebnisse darstellende Zusammenfassung in deutscher und englischer Sprache, allenfalls auch in französischer, italienischer oder einer anderen Sprache, voranzustellen. Bei fremdsprachigen Beiträgen ist eine deutsche Zusammenfassung Pflicht.

2.3.5. Text

Der Text soll, vor allem bei größeren Arbeiten, übersichtlich in Kapitel und Abschnitte gegliedert sein. Fußnoten werden von der Schriftleitung nur ungern akzeptiert: Jede Fußnote kann ebenso gut in den Text integriert werden, entweder als Klammerbegriff oder als Einschub in kleinerer Schriftgröße. Auch Seitenhinweise, die den Umbruch erschweren, sind durch Hinweise auf das betreffende Kapitel zu ersetzen. Illustrationshinweise dürfen sich nur auf die nummerierten Abbildungen beziehen, es sind keine Seitenangaben vorzusehen, da diese erst nach der Umbruchkorrektur eingesetzt werden könnten. Tabellen müssen für sich abgeschlossen sein und je eine Nummer tragen; im Text steht der Hinweis auf die Tabellen-Nummer.

Literaturhinweise erfolgen durch Angabe des Verfassers und des Erscheinungsjahres, unter Umständen auch der Seite (z.B. E. SPENGLER, 1928, S. 133).

Illustrationen müssen nicht in den Text eingefügt werden (siehe Kap. 3.), jedoch ist spätestens bei der Fahnenkorrektur am Rande des Textes deutlich zu markieren, an welcher Stelle die Bilder schließlich nach Möglichkeit eingeschaltet werden sollten. Alle Bildunterschriften sind gesammelt auf einem Blatt dem Manuskript anzuschließen.

2.3.6. Literaturverzeichnis

Die Schriftleitung ersucht besonders zu diesem Punkt um Verständnis und Zusammenarbeit. Es ist verständlich, daß jeder Autor gerne seine eigene Zitierversion verwenden würde; allerdings verursacht es ungeahnt viel Arbeit, die z. T. sehr verschiedenen Literaturverzeichnisse in die bei einer Zeitschrift notwendige einheitliche Form zu bringen.

Das Literaturverzeichnis steht als eigenes Kapitel am Ende des Beitrages. Die Zitate, in alphabetischer Reihenfolge nach dem Verfassernamen, ohne vorangestellte Numerierung, enthalten bei Arbeiten aus **Zeitschriften** :

- Familienname des Verfassers (ungekürzt, in Großbuchstaben) und Initialen der Vornamen
- Sachtitel der Arbeit (ungekürzt) – dahinter Punkt und Gedankenstrich
- Zeitschriftentitel (Kürzung nach der Norm DIN 1502, 1975 – erhältlich beim Österreichischen Normungsinstitut, Normenvertrieb, A-1021 Wien, Postfach 130). Die Verwendung des „Abkürzungsverzeichnis zum Zitieren von erdwissenschaftlichen Zeitschriften“, hrsg. von der Schweizerischen Geologischen Kommission, Basel 1974, ist auch zulässig.
- Seriennummer (in arabischen Ziffern) – z. B. ser. 13
- Bandnummer (in arabischen Ziffern, unterstreichen! Wird **halbfett** gesetzt). Gilt der betreffende Band für ein bestimmtes Jahr und ist dieses vom Erscheinungsjahr verschieden, so ist die Jahreszahl, für die der betreffende Band gilt, in Klammern unmittelbar der Bandnummer nachzustellen. Beispiel: Mitt. Geol. Ges. Wien, **65** (1972),..., Wien 1973.
- Jahrgang (nur angeben, wenn keine Bandzählung besteht)
- Heftnummer (allenfalls „H.“ vorangestellt)
- Seitenangaben (ein „S.“ voranzustellen ist nur nötig, wenn eine Arbeit nur eine einzige Seite in einer Zeitschrift einnimmt)
- Illustrationshinweise (Anzahlen von Abb., Taf., Tab., Diagr., Karten); [nicht unbedingt nötig]
- Erscheinungsort
- Erscheinungsjahr

Ein Beispiel:

EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **114**, H. 1, 1–120, [16 Abb., 6 Taf.,] Wien 1971.

Bei **Buchzitaten** ist folgende Reihenfolge der Angaben zu beachten:

- Autorenname
- Buchtitel (ungekürzt), dahinter Punkt und Gedankenstrich
- Angaben über Auflage, dahinter Gedankenstrich
- Volle Seitenangabe (z. B. XVI+356 S.)
- Illustrationshinweise

- Erscheinungsort(e)
- Verlag (in Klammer)
- Erscheinungsjahr

Ein Beispiel:

KOBER, L.: Bau der Erde, eine Einführung in die Geotektonik. – 2., neubearb. u. verm. Auflage. – 499 S., [138 Abb.,] Berlin (Borntraeger) 1928.

2.4. Redaktionelle Vermerke im Manuskript

Die Autoren können ihre Vorstellungen über die Gestaltung ihres Artikels der Schriftleitung bekanntgeben. Die Redaktion behält sich aber im Interesse eines einheitlichen Lay-outs Änderungen vor.

Verschiedenwertigkeit von Überschriften wird am besten durch Anwendung eines dekadischen Nummerierungssystems zum Ausdruck gebracht. Dabei soll die Numerierung nur in Ausnahmefällen bei sehr umfangreichen reichgegliederten Arbeiten mehr als 4 Positionen umfassen [z. B. Kapitel 2.4.2.7.(3)].

Autorennamen sind durch Verwendung von Großbuchstaben aus dem Text hervorzuheben. Wichtige Worte oder Satzteile, die gesperrt erscheinen sollen, werden mit einer durchbrochenen Unterstreichung markiert. Bitte, geben Sie uns Ihre Sperrungswünsche unbedingt bereits im Manuskript bekannt! Wenn Sie das erst in der Korrekturfahne tun, ändern sich die Zeilenlängen, und der Computer erhält bei den Worttrennungen neue Möglichkeiten, Trennfehler zu machen! Wird Fett-Druck gewünscht, kann dies durch eine doppelte Unterstreichung verdeutlicht werden.

Gattungs- und Artnamen von Fossilien (ohne Flexionsendungen) werden *kursiv* gedruckt. Sie müssen im Manuskript mit einer Wellenlinie unterstrichen sein. Namen von Familien und höheren Ordnungen sowie Fossilnamen mit Flexionsendungen (z. B. „Lageniden“) werden im Text nicht kursiv gesetzt. Zusätze, wie „n. sp., n. gen., ex aff.“ usw. kommen in Normalschrift zum Druck. Bei Fossilnamen sind stets auch die Autorennamen ungekürzt anzugeben!

3. Illustrationen

Bildunterlagen müssen als reproduzierfähige Reinzeichnungen bzw. qualitativ hochwertige Fotos eingereicht werden. Strichzeichnungen sind in schwarzer Tusche anzufertigen; Halbtöne (z. B. Schummerungen mit Farb- oder Bleistift) sind nicht erwünscht, da sie bei der Reproduktion wie Fotos behandelt werden müssen, aber meist nicht dieselbe Qualität erbringen.

Entwürfe, Manuskripte oder ähnliches können nur für großformatige Beilagen, deren Druckvorbereitung an der GBA erfolgt, akzeptiert werden (z. B. Farbkarten als Jahrbuchbeilage).

Zeichnungen und Fotos im fortlaufenden Text sind „Abbildungen“, solche auf eigenen Tafeln sind „Figuren“ (z. B. Tafel 1, Fig. 5). Alle Illustrationen – getrennt nach ihrer Art – sind laufend zu numerieren, Tafelnummern in arabischen Zahlen.

Bei Fotos, die aus Kostengründen möglichst sparsam verwendet werden sollten, ist es hilfreich, wenn auf der Rückseite eine Orientierung (oben – unten) angegeben ist.

Erläuterungstexte oder Bildunterschriften sollten dem Manuskript gesammelt auf einem eigenen Blatt am Schluß beilegen. Die Abbildungs-Erläuterungen können auch zweisprachig abgefaßt werden.

Es ist sinnlos, auf Karten, Profilen etc. numerische Maßstäbe anzugeben, da sie fast immer verkleinert werden. Verwenden Sie daher einen deutlichen Balkenmaßstab. Sehr wichtig ist eine deutliche und im Original unter Umständen sogar etwas zu groß wirkende Beschriftung.

Bitte überlegen Sie sich die Raumaufteilung Ihrer Darstellungen. Wenn Sie um eine kleine Skizze mit vielen Zwischenräumen die Beschriftung verteilen, müssen Sie damit rechnen, daß bei der notwendigen Verkleinerung auf Satzspiegel- oder Spaltenbreite auch der viele leere Raum verkleinert wird und die eigentliche Darstellung unverhältnismäßig klein gerät. (Beispiel: Dreiecksdiagramme, bei denen die Beschriftung der Eckpunkte links und rechts über der Grundlinie hinausragt – wenn Sie aber die Beschriftung so anordnen, daß sie nicht über die Grundlinie ragt, erreichen Sie, daß das Wesentliche Ihrer Darstellung in der maximal möglichen Größe gedruckt werden kann!).

Da aus Kostengründen großformatige Faltafeln, farbige Illustrationen und Farbtafeln nur in Ausnahmefällen (z. B. nur im Heft 4 jedes Jahrbuchbandes) möglich sind, ist eine vorherige Fühlungnahme mit der Schriftleitung zu empfehlen, um über Notwendigkeit und Ausmaß solcher Beilagen zu beraten.

Abbildungen und Tafeln sollten auf Längen- und Breitenverhältnis des Satzspiegels (175 x 250 mm) abgestimmt werden.

4. Korrekturen

Der Verfasser (bei mehreren Autoren nur derjenige, mit dem auch die übrige Korrespondenz geführt wird) erhält eine Korrekturfahne übersandt; ein verbessertes Exemplar der Fahne mit deutlich vermerkten Abbildungsplatzierungen erbittet die Schriftleitung umgehend zurück. Der Autor möge dafür sorgen, daß ihm bei eventueller Abwesenheit die Korrekturfahnen nachge-

schickt oder einem von ihm Bevollmächtigten übergeben werden. Werden die korrigierten Fahnen nicht zeitgerecht retourniert, muß die Arbeit für ein späteres Heft zurückgestellt werden.

Wenn Sie die **Korrektur mit einem farbigen Stift** vornehmen, erleichtern Sie uns die Durchführung der Korrekturanweisungen.

Da der Autor nur in Ausnahmefällen eine zweite Korrektur (Umbruch) erhält, ersucht die Schriftleitung dringend, sorgfältig zu korrigieren. Die Erfahrung zeigt, daß besonders schlampig korrigiert wird, wenn noch eine zweite Korrekturmöglichkeit besteht.

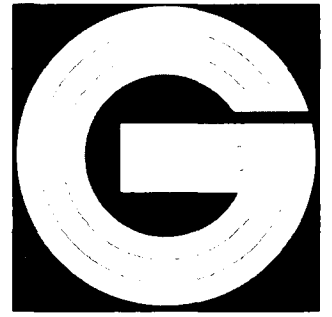
5. Sonderdrucke

Jeder Autor erhält vom Verlag der Geologischen Bundesanstalt 50 Freixemplare seines Artikels; auch wenn eine Arbeit mehrere Autoren hat, bekommen sie zusammen nicht mehr als 50 Separata. Weitere Exemplare können gegen Bezahlung erstanden werden; diese Mehrexemplare werden von der Druckerei direkt mit dem Autor verrechnet. Ein Vordruck für die Bestellung geht den Autoren vor Drucklegung zu. Sind an einem Manuskript mehrere Verfasser beteiligt, wird die notwendige Korrespondenz immer nur mit einem der Autoren geführt. Dieser Autor vertritt dann auch die Interessen seiner Mitautoren bei der Separatabestellung.

6. Dauer der Drucklegung

Vom Zeitpunkt der Annahme eines Manuskript bis zu dessen Ausdruck kann in ungünstigen Fällen bis zu einem Jahr vergehen. Dies kann vor allem dann der Fall sein, wenn ein Artikel infolge großformatiger Beilagen nur im Schlußheft des Jahrganges erscheinen kann.

Die Schriftleitung.



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1990
BAND 133/2

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 – Contents

BEHRMANN, J. & FRISCH, W.: Linksseitige duktile Zerschneuerung, verbunden mit metamorpher Dekompression, im Tauernfenster, Ostalpen (in englischer Sprache). Mit 7 Abbildungen und 1 Tafel	135	BEHRMANN, J. & FRISCH, W.: Sinistral Ductile Shearing Associated with Metamorphic Decompression in the Tauern Window, Eastern Alps (in English language). With 7 Text-Figures and 1 Plate	135
EGGER, L.: Zur paläogeographischen Stellung des Rhodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen. Mit 4 Abbildungen	147	EGGER, L.: The Palaeogeographic Position of the Rhodanubic Flysch (Neocomian-Eocene) of the Eastern Alps. With 4 Text-Figures	147
FAUPL, P. & ROETZEL, R.: Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottangian) in der oberösterreichischen Molassezone. Mit 18 Abbildungen und 1 Tabelle	157	FAUPL, P. & ROETZEL, R.: The Phosphoritic and Fossiliferous Coarse Sands of the Innviertel Group (Ottangian, Lower Miocene). Tidal Influenced Deposits in the Molasse Zone of Upper Austria. With 18 Text-Figures and 1 Table	157
FLÜGEL, H.W.: Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen Belt. Übersicht und Problematik. Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle	181	FLÜGEL, H.W.: The Pre-Alpine Basement in the Alpine-Mediterranean Belt. With 7 Text-Figures and 1 Plate	181
FRIEBE, J.G.: Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). Mit 29 Abbildungen	223	FRIEBE, J.G.: A New Lithostratigraphic Classification and Sedimentology of Badenian (Miocene) Deposits in the Area of the "Mittelsteirische Schwelle" (Styrian Basin, Austria). With 29 Text-Figures	223
FUCHS, G. & WILLEMS, H.: Die Endstadien der Sedimentation in der Tethys-Zone von Zanskar und ihre geodynamische Bedeutung (in englischer Sprache). Mit 14 Abbildungen und 2 Tafeln (Beilagen)	259	FUCHS, G. & WILLEMS, H.: The Final Stages of Sedimentation in the Tethyan Zone of Zanskar and their Geodynamic Significance (in English language). With 14 Text-Figures and 2 Plates	259
KREUTZER, L.H.: Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon. Mit 35 Abbildungen, 3 Tabellen und 9 Tafeln	275	KREUTZER, L.H.: Microfacies, Stratigraphy and Paleogeography of the Central Carnic Alps between Seewarte and Cellon. With 35 Text-Figures, 3 Tables and 9 Plates	275
LOESCHKE, J., KRETZSCHMAR, Th., LANGER, V. & STRECK, M.: Zur Geologie der Norischen Decke norwestlich von Kalwang (Eisenerzer Alpen, Steirische Grauwackenzone/Österreich). Mit 18 Abbildungen	345	LOESCHKE, J., KRETZSCHMAR, Th., LANGER, V. & STRECK, M.: The Geology of the Noric Nappe Nw of Kalwang (Eisenerz Alps, Styrian Graywacke Zone/Austria). With 18 Text-Figures	345
TONDAR, P., NEUMAIR, A. & TROLL, G.: Die petrogenetische Deutung der Zirkonmorphologie einiger porphyritischer Ganggesteine der östlichen Zentralalpen. Mit 16 Abbildungen, 2 Tabellen und 3 Tafeln	365	TONDAR, P., NEUMAIR, A. & TROLL, G.: Petrogenetic Interpretation of Zircon Morphology of a few Porphyritic Dykes in the Eastern Central Alps. With 16 Text-Figures, 2 Tables and 3 Plates	365
WIEDEMANN, R. & YOUNES, M.T.: Studien zur Gefügeentwicklung (Quarzkorngefügeanalyse) im Penninikum von Rechnitz/Köszeg (Österreich/Ungarn). Mit 3 Abbildungen und 2 Tafeln	385	WIEDEMANN, R. & YOUNES, M.T.: Development of Fabrics (Analysis of Quartz Grain Fabrics) in the Penninic of Rechnitz/Köszeg (Austria/Hungary). With 3 Text-Figures and 2 Plates	385
Eine Diskussion		A Discussion	
WEIDICH, K.: Erwiderung auf W. WINKLER (1988): „Mid- to Early Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implications“	397	WEIDICH, K.: Reply to W. WINKLER (1988): „Mid- to Early Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implications“	397
WINKLER, W.: Antwort auf K. WEIDICH's Erwiderung (in englischer Sprache)	401	WINKLER, W.: Answer to K. WEIDICH's Reply (in English language)	401
Buchbesprechungen	405	Book Reviews	405

Schriftleitung/Editor: ALBERT DAURER.

Sinistral Ductile Shearing Associated with Metamorphic Decompression in the Tauern Window, Eastern Alps

By JAN H. BEHRMANN & WOLFGANG FRISCH*)

With 7 Text-Figures and 1 Table

*Tirol
Ostalpen
Tauernfenster
Tektonik
Gefüge
Metamorphose*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 148-151*

Inhalt

Zusammenfassung	135
Abstract	135
1. Introduction	135
2. Geological Setting	136
3. Mesoscopic Structures and Deformation History	137
4. Quartz c-Axes Fabrics	140
5. Finite Strain	142
6. Relation between Deformation and Metamorphism	142
7. Discussion	143
7.1. Age Constraints for Deformation	143
7.2. Tectonic Implications	143
8. Conclusions	144
Acknowledgments	144
References	144

Zusammenfassung

Eine Strukturanalyse der Greiner Schiefer zwischen den Tuxer und Zillertaler Zentralgneis-„Kernen“ ergibt zwei Phasen duktiler lateraler Zerschering, deren Strukturen auf prä-alpine tektonische Gefüge aufgeprägt sind. Die erste alpine Zerschering war linksseitig und erfaßte den gesamten Greiner-Schiefergürtel und Teile der benachbarten Gneise. Die Deformation hat leicht oblate Geometrie bei sehr hohen Strains. Eine zweite, untergeordnete Phase erzeugte wenige mesoskopische Scherzonen mit dextraler Kinematik und geringfügigen Versatzbeträgen.

Die linksseitige Zerschering geht wahrscheinlich auf Krustenbewegungen in der ausgehenden Kreide oder im Alttertiär zurück. Sie war in der Greiner Scherzone von einer Dekompression des Systems um etwa zwei Kilobar begleitet. Die Bewegungen erfaßten auch die überlagernde Glocknerdecke. Dies belegt, daß sie jünger als die eoalpine Deckenstapelung und Verdickung der Kruste sind. Die Seitenverschiebungen weisen auf erhebliche laterale Formänderung des verdickten Orogenkeils hin. Sie können mit fortgesetzter krustaler Kompression nach der Kollision der Europäischen und der Adriatischen Platte erklärt werden.

Abstract

Structural analysis of the Greiner schist belt located between the Tux and Zillertal granite gneiss "cores" reveals two phases of Alpine strike-slip shearing imprinted onto a pre-Alpine tectonic fabric. The first Alpine shearing was sinistral and affected the whole schist belt and parts of the neighbouring gneisses. Deformation creates slightly oblate strain ellipsoids. A second and subordinate phase of ductile deformation is limited to a few mesoscopic dextral shear zones with minor displacements.

The sinistral strike-slip shearing, which is inferred to be of uppermost Cretaceous to lower Tertiary age, was accompanied by an estimated two kilobar decompression within the Greiner Shear Zone. The movement also affected the overlying Glockner Nappe and therefore is younger than the eo-Alpine overthrusting. The strike slip motion indicates major lateral shape changes in the thickened orogenic wedge and may be related to continued crustal compression after continental collision.

1. Introduction

It is a widely accepted idea that the major paleogeographic units in the Eastern Alps had their long axes east-west, parallel to the strike of the orogenic belt. This has led to simple N-S convergence models for the

*) Authors' addresses: Doz. Dr. JAN H. BEHRMANN, Institut für Geowissenschaften und Lithosphärenforschung, Universität Giessen, Senckenbergstr. 3, D-6300 Giessen; Prof. Dr. WOLFGANG FRISCH, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen.

Eastern Alps (e.g. HAWKESWORTH et al., 1975; ROEDER, 1976; and contributions in CLOSS et al., 1978). A recent development of research of the kinematics during Alpine orogeny focusses on the pressure-temperature history of metamorphic rocks involved in the mountain building process. Regional examples for the Eastern Alps are given by SELVERSTONE et al. (1984), SELVERSTONE & SPEAR (1985), DROOP (1985), HOLLAND & RAY (1985), and STÖCKHERT (1986). These studies furnish valuable information about vertical displacement histories (burial, uplift) but there is only limited information concerning the kinematics of basement nappe movements of the Eastern Alps (BRUNEL & GEYSSANT, 1977; RATSCHBACHER, 1986; RATSCHBACHER & OERTEL, 1987; RATSCHBACHER et al., 1987; RING et al., 1988, 1989). To date there is also very little knowledge on the kinematics of high angle strike-slip faults that dissect the Alpine nappe edifice and may represent major structural modifications of the orogenic wedge in response to crustal convergence. Pertinent data supporting post-nappe wrenching in the Eastern Alps come from the publications of NIEVOLL (1985), KLEINSCHRODT (1986), KROHE (1986), KAZMER & BLAU (1987), and SCHMID & HAS (1987). An instructive short review of the topic is found in NEUBAUER (1988, pp. 96–98).

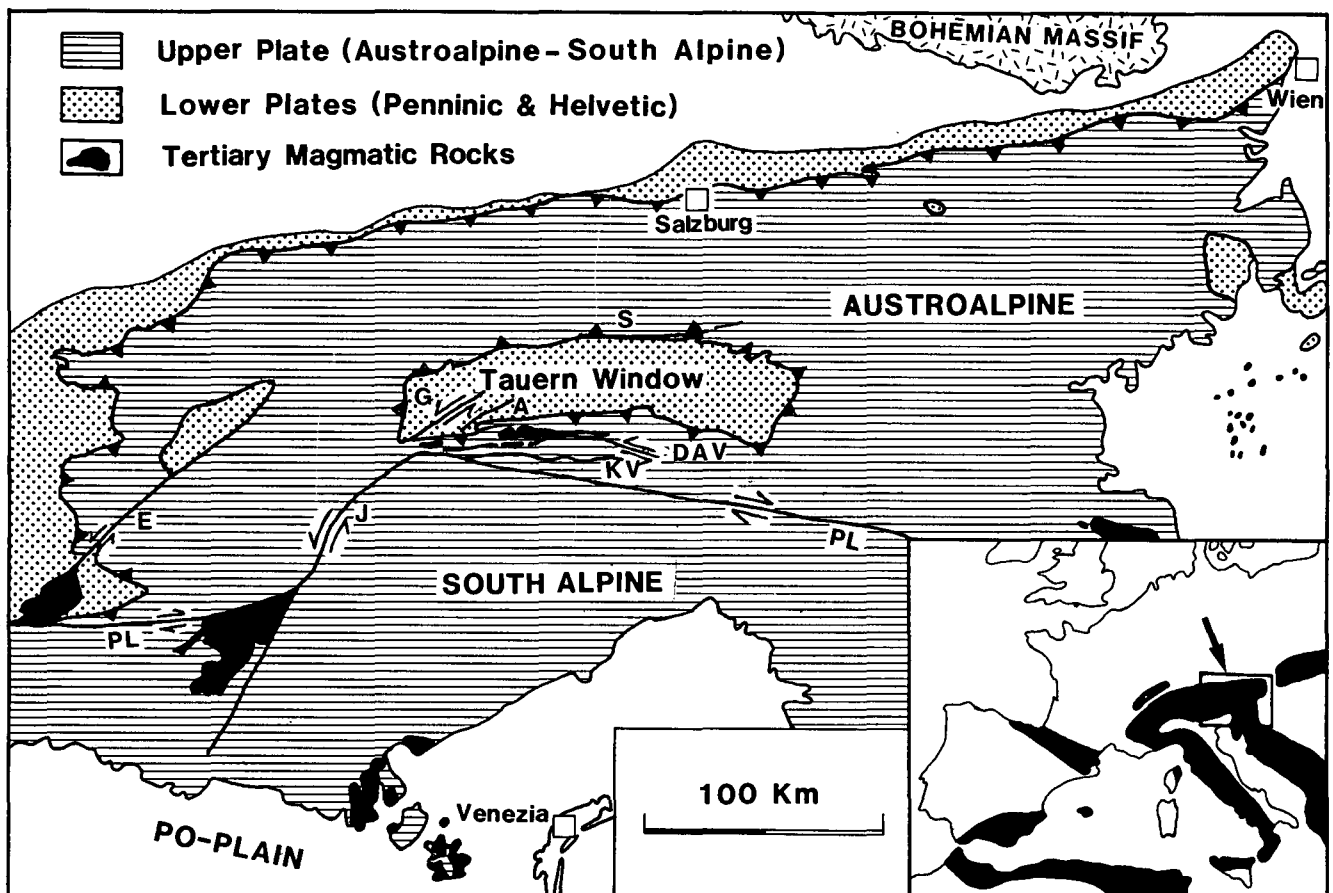
This study reports the results of a search for major high-angle transcurrent movement zones in the area of the western Tauern Window. We do not attempt to present a complete structural synthesis of the type suggested by LAMMERER (1988). We limit our attention to cri-

tical information, like senses of rotation in bulk flow, and the study of structural overprinting relationships important for the relative age of wrenching. Further, we review petrological data and age constraints on the pressure-temperature history of the Penninic zone, and discuss their significance to relative crustal movements.

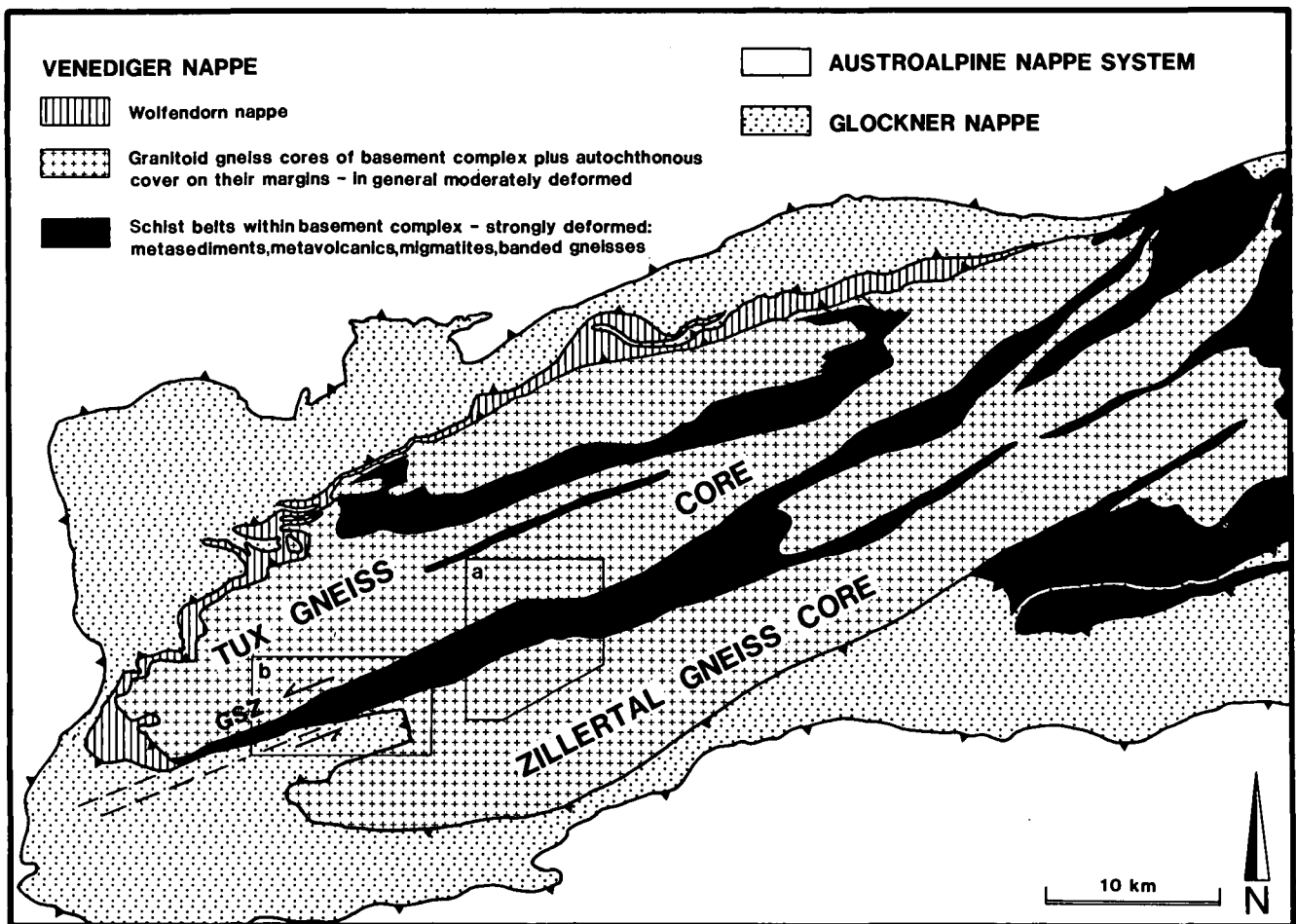
2. Geological Setting

The Tauern Window exposes a section of Penninic basement and cover rocks beneath the Austroalpine nappes (Fig. 1, Fig. 2). Extensive reviews of the regional geology are provided by OXBURGH (1968), BÖGEL & SCHMIDT (1976), FRISCH (1976), and TOLLMANN (1977). The lower tectonic mega-unit, the Venediger Nappe, comprises basement rocks and their post-Variscan cover (FRISCH, 1980). The basement complex consists mostly of Carboniferous granite gneisses intruded into Paleozoic clastic and volcanic sequences, in part forming migmatites (SATIR & MORTEANI, 1980; LAMMERER, 1986). This basement is thought to have been affected by pre-Alpine deformation and nappe tectonics (FRASL & FRANK, 1966; FRISCH, 1977, 1980). It is covered by a thin and uncomplete sedimentary sequence of Mesozoic age.

The Venediger Nappe, itself structurally complex, is buried by the thrust mass of the Glockner Nappe. The



Text-Fig. 1. Geological sketch map of the Eastern Alps showing the position of the Greiner Shear Zone in the Tauern Window and related faults. G = Greiner Shear Zone, A = Ahrntal fault, S = Salzachtal fault, DAV = Deferegggen-Antholz-Vals fault, KV = Kalkstein-Vallarga fault, PL = Periadriatic lineament, J = Judicaria fault, E = Engadine fault. Simplified after BÖGEL & SCHMIDT (1976).



Text.-Fig. 2.

Geological map of the western Tauern Window after FRISCH (1980).

The part of the map covered by the Penninic basement complex shows the aerial distribution of strongly deformed rocks (black) and moderately deformed to undeformed rocks (cross ornament).

GSZ = Greiner Shear Zone. Polygons a (Fig. 3) and b (Fig. 4) outline the studied areas.

latter represents tectonized relicts of a Mesozoic ocean floor, and its sedimentary cover (BICKLE & PEARCE, 1976; ERNST, 1973; FRISCH, 1974, 1980). A zone at the base of the Glockner nappe contains Eo-Alpine high pressure metamorphic assemblages (ACKERMAND et al., 1978; MILLER, 1977; HOLLAND, 1979; FRANZ & SPEAR, 1983) demonstrating that it formed part of a subduction complex in the Cretaceous. The thermal peak of metamorphism was reached about 40 Ma ago, well after the pressure maximum (see discussion in SELVERSTONE, 1985).

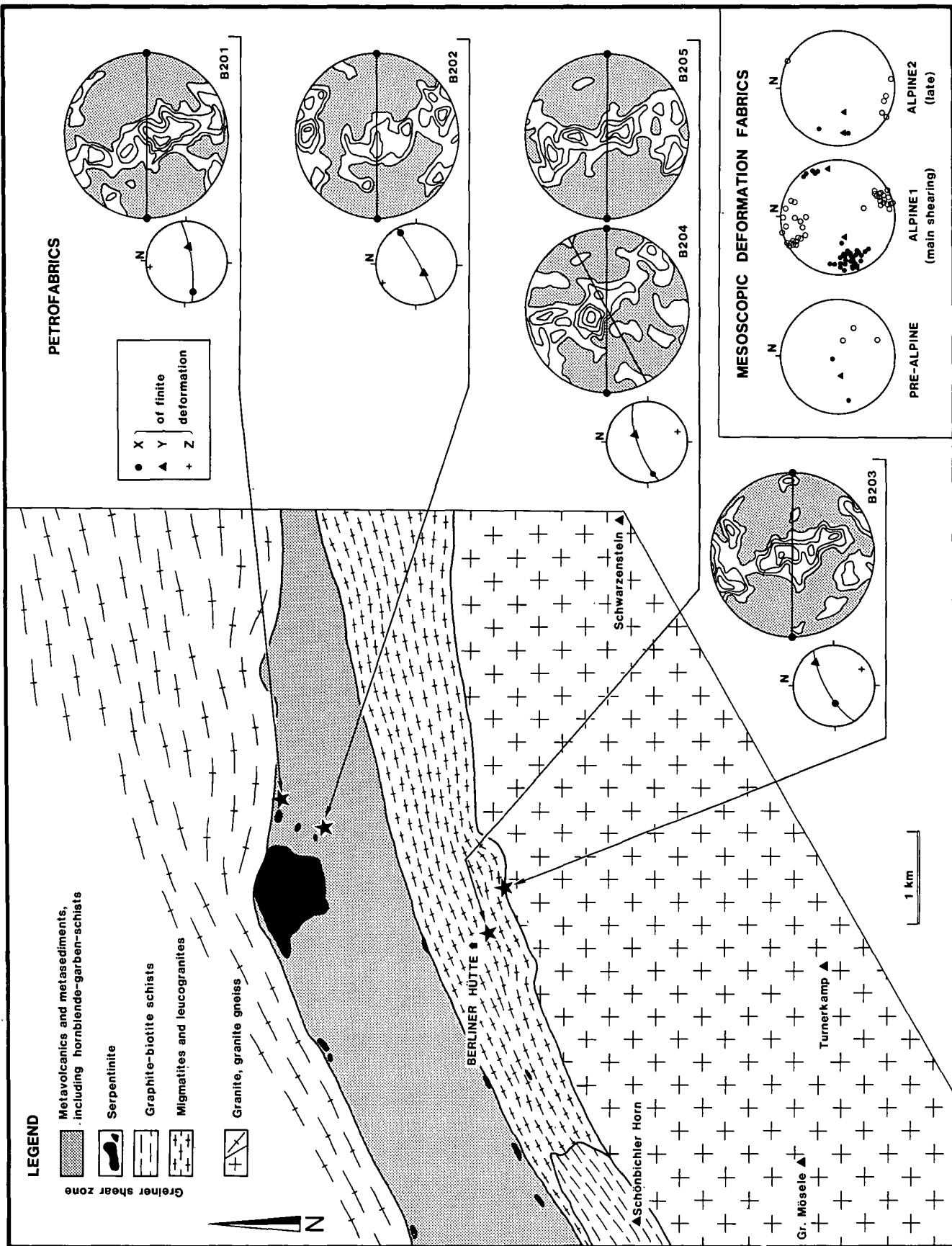
The Greiner schist belt is sandwiched between the Tux gneiss core to the N, and the Zillertal gneiss core to the S. Classically it has been interpreted as a large, tight synform of pre-Alpine metasedimentary cover of the Tux and Zillertal gneisses (CHRISTA, 1931; LAMMERER et al., 1976; FRISCH, 1977). Structural support for this concept is mainly given by a kilometer-amplitude syncline of Triassic marbles and quartzites between St. Jakob and Pfitscher Joch (Fig. 4). However, there is no obvious large-scale bilateral symmetry of lithologies that would suggest that the structure is that of a single large fold. In contrast to large parts of the more rigid gneisses, the Greiner schist formation suffered intense Alpine deformation. The schist belt consists of meta-volcanic hornblende schists, serpentinites, and graphite-biotite schists grading into migmatites near the contact with the Zillertal gneiss core (Fig. 3).

3. Mesoscopic Structures and Deformation History

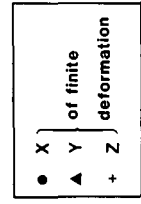
The best insight into the deformational history of the Greiner schists is offered by the glacier polished surfaces around Berliner Hütte and along the footpath from there to the Schönbichler Horn (see Fig. 3 for locations). Both graphite-biotite schists and migmatites display a pre-Alpine foliation defined by deformed mineral aggregates in the schists, and stretched and boudinaged melanocratic layers or pods in the migmatites. The pre-Alpine fabric is crosscut by aplitic dykes related to the Permo-Carboniferous intrusives.

The dominant ENE-WSW-trending structures are the result of the second deformation visible in the field, and are of Alpine age. This deformation affects all rocks of the Greiner schist belt. It overprints the pre-Alpine fabric and aplitic dykes as well as, to a variable degree, the metagranites and metatonalites of the adjacent gneiss cores. It is characterized by a steeply dipping foliation (Figs 3, 4) with a consistent trend parallel to the near-vertical boundaries of the schist belt (e.g. LAMMERER, 1986). A strong mineral stretching lineation plunges WSW at shallow angles (Figs. 3, 4), which is, in general, defined by stretched quartz aggregates, elongate feldspar, and shape preferred alignment of small hornblende crystals as well as oval-shaped cordierite pseudomorphs (LAMMERER, 1986). The fa-

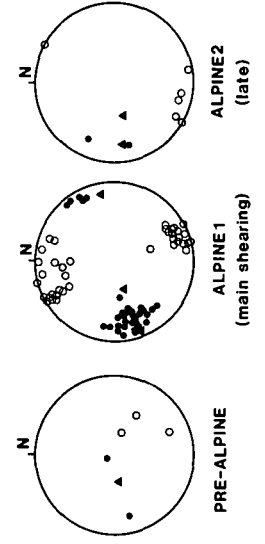
Text-Fig. 3. Simplified geological map of the Berliner Hütte area (after LAMMERER et al., 1976). Shown are mesoscopic deformation fabrics and quartz c-a-axes fabrics. All diagrams are lower hemisphere, equal area projections. Mesoscopic fabrics: open circles = poles to foliation; solid circles = stretching lineations; solid triangles = fold axes. The stippled areas in the quartz fabric diagrams represent population densities less than uniform distribution. Contour values are 1, 2, 3, 4, 6 times uniform distribution. 150 c-a-axes were measured at random in every sample. Horizontal lines = trace of the main Alpine foliation; black dots = stretching lineation. The second solid line in B204 is the trace of a single set of extensional crenulation cleavage. The small diagrams depict the orientation of the principal strain axes for each sample: solid circle = X; solid triangle = Y; cross = Z; solid line = foliation trace.

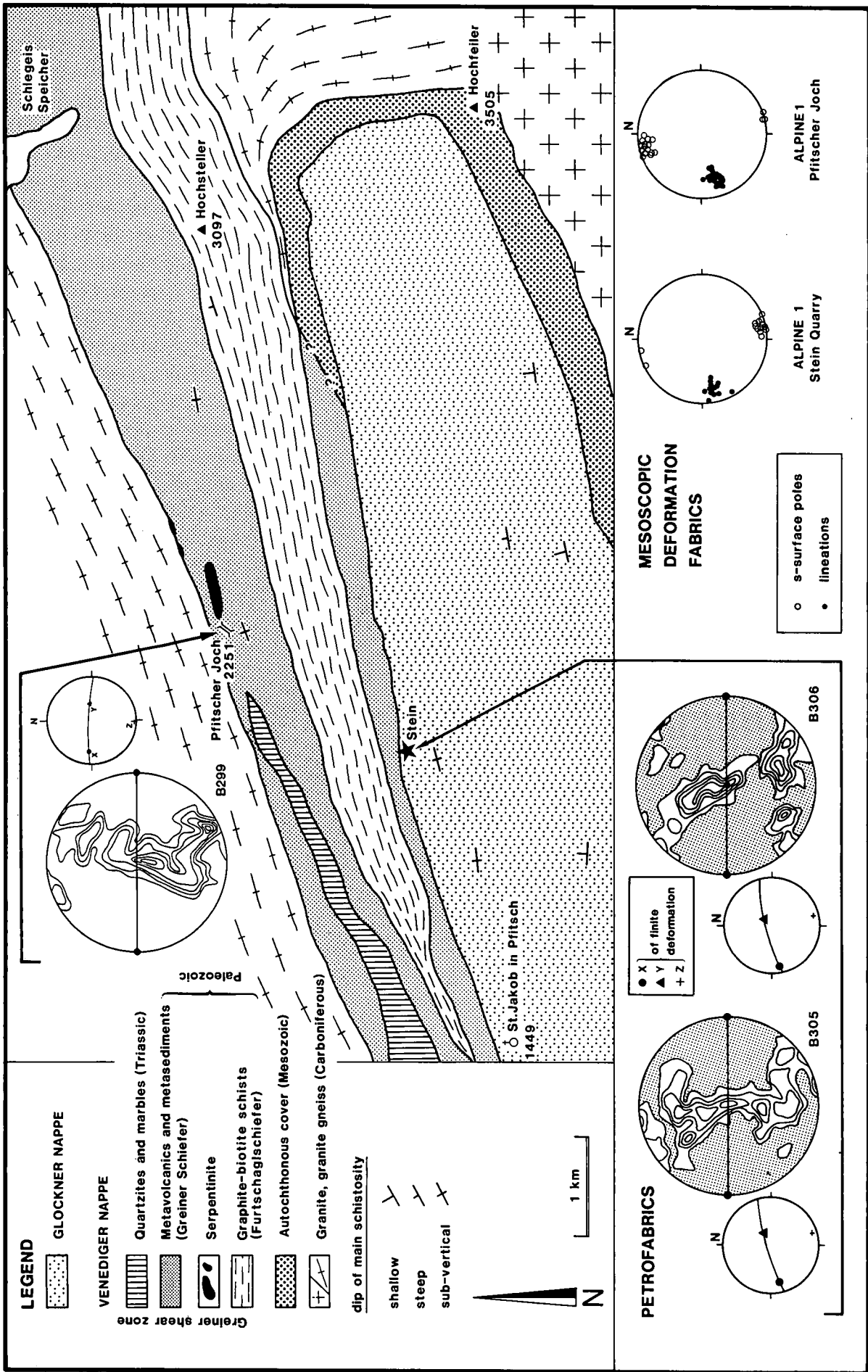


PETROFABRICS

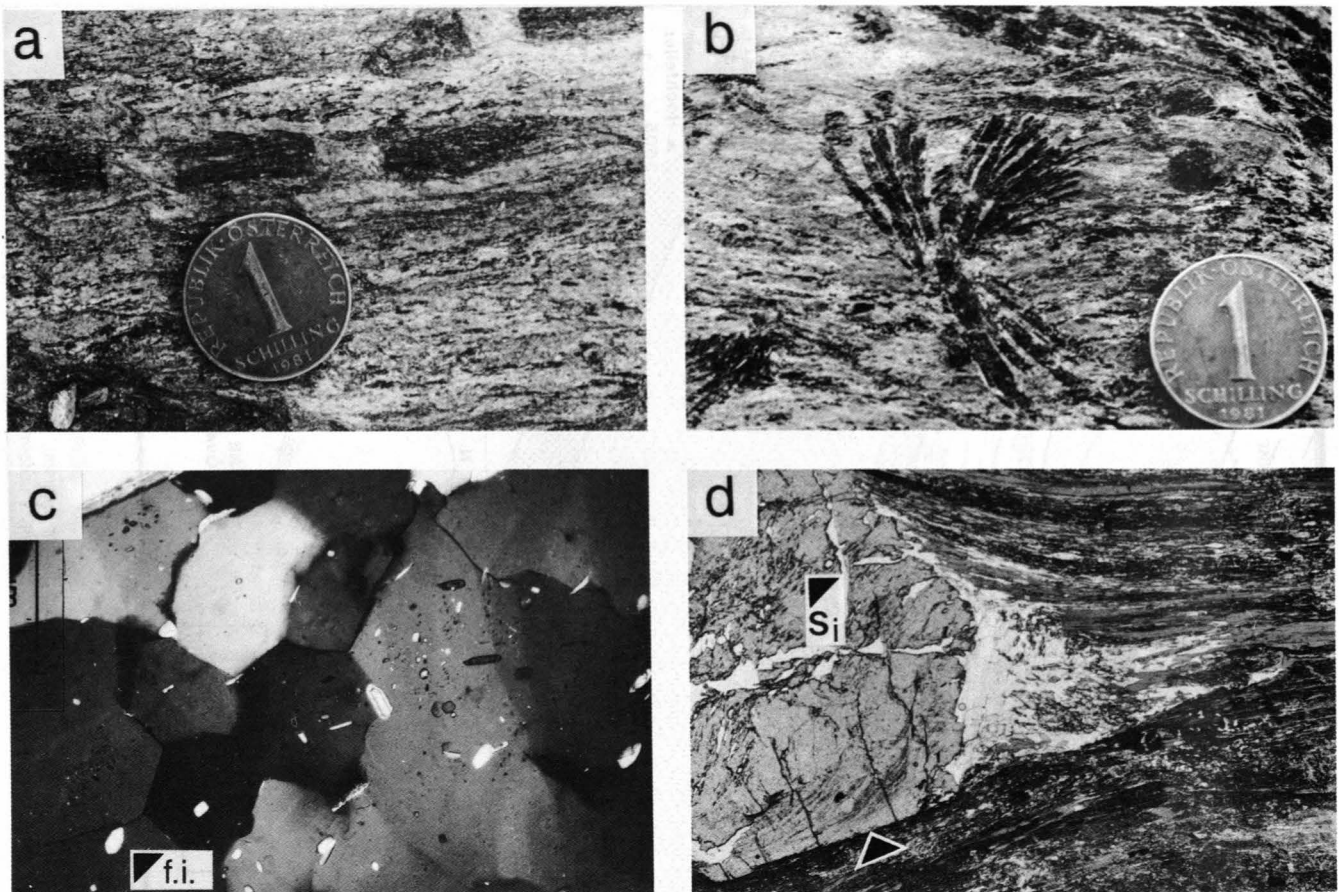


MESOSCOPIC DEFORMATION FABRICS





Text.-Fig. 4.
 Simplified geological map of the Pfitscher Joch area (after BAGGIO et al., 1975; LAMMERER et al., 1976).
 Quartz -c-axes fabrics of the Stein quarry (lower diagrams) and a cm-scale late Alpine dextral shear zone near Pfitscher Joch (upper diagram).
 Sign conventions are as in Fig. 3. 110 quartz -c-axes were measured at random in each specimen. Contours are 1, 2, 3, 4, 6, 10 times uniform distribution.



Text.-Fig. 5.

- a) Boudinaged hornblende crystal in "garben" schists of the Greiner schist belt. Note internal fabric within the hornblende, and its continuity with the external main Alpine foliation.
 Locality: Schwarzsee, sampling site of B202 (Fig. 3).
 Section perpendicular to foliation and parallel to stretching direction.
- b) Hornblende "garben" (sheafs) overgrowing main Alpine foliation.
 Same locality and orientation as in a).
- c) Microstructure of deformed and statically annealed quartzite of the Greiner schist belt.
 Note abundance of equilibrium grain boundaries and triple points. Fluid inclusion (f.i.) has negative crystal shape.
 Crossed nicols, long side of micrograph is 1 mm.
- d) Rotated garnet in mica schist of the Greiner schist belt.
 Internal fabric (Si) is plane in inner garnet core, rotational in outer core and part of rim. Lower arrow points out euhedral posttectonic overgrowth without internal fabric. Top of micrograph shows NNW, rotation sense of garnet is anticlock-wise (sinistral).
 Crossed nicols, long side is ca. 10 mm.

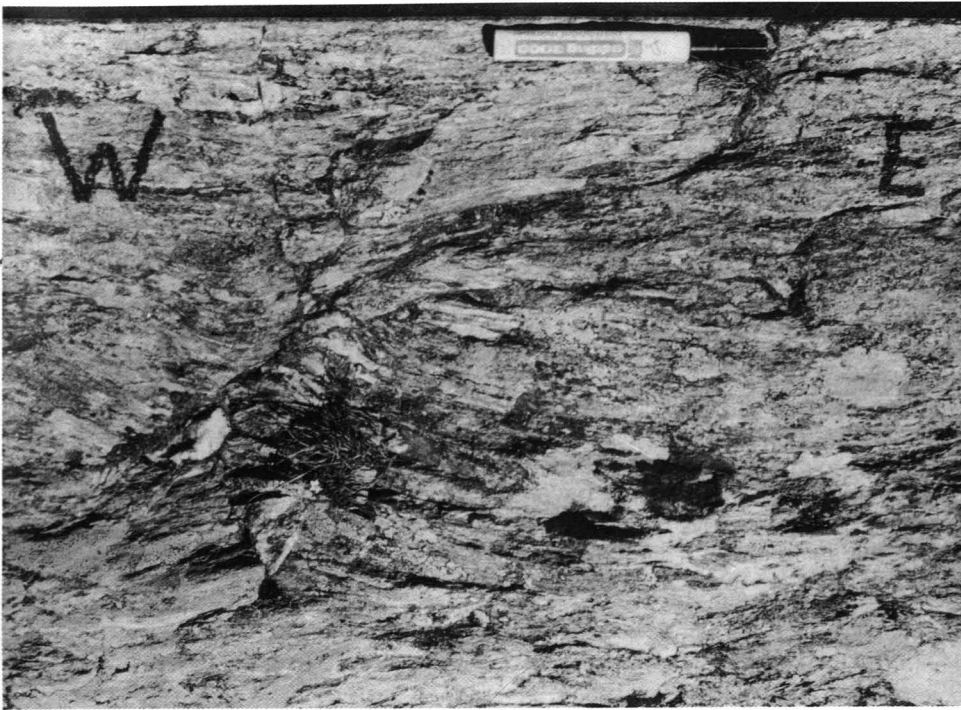
mous hornblende "garben" (sheafs) are syn- to post-tectonic with respect to this second deformation. Many hornblende crystals are boudinaged or bent (Fig. 5a,b) indicating post-crystalline strains. However, most crystals overgrow the second foliation and lineation. Figure 5b shows that the garben do not only radiate within the plane of foliation but also across it. Associated folds of the first foliation or the migmatitic banding are exceedingly rare but where encountered, their axes are always sub-parallel to the stretching lineation (Fig. 3). Asymmetric mesoscopic structures in the XZ plane of finite strain indicate a sinistral sense of shear. Figure 6a shows asymmetric foliation boudinage (PLATT & VISERS, 1980), and Figure 6b asymmetric tailed K-feldspar porphyroclasts of the σ -type (JORDAN, 1986).

Triassic quartzites at the strongly sheared and sliced base of the Glockner Nappe in the quarry of Stein (Fig. 4) display foliation and lineation orientations identical to those within the Greiner schist belt. Due to this evidence, we conclude that the Glockner Nappe was already in place during the strong shearing event in the Greiner schist belt.

The main Alpine deformation fabrics in the Greiner rocks are locally overprinted by steep-sided centimeter- to meter-scale shear zones. The trend of the shear zone boundaries is 270° to 300° , and associated stretching lineations as well as fold axes have a gentle westerly plunge (Fig. 3). The sense of shear along these zones is consistently dextral, and there is some retrograde alteration of the earlier Alpine mineral assemblages, which attained the greenschist/amphibolite facies boundary.

4. Quartz $\langle c \rangle$ -Axes Facrics

Quartz rich tectonites were sampled on a N-S profile across the Greiner schist belt in the vicinity of Berliner Hütte (Fig. 3). Unfortunately the central part of the zone lacks quartzites pure enough for petrofabric analysis. Some preferred orientation patterns of quartz $\langle c \rangle$ -axes are similar to asymmetric type I crossed girdles in the sense of LISTER & WILLIAMS (1979). This counts espe-



Text.-Fig. 6.
 a) Asymmetric foliation boudinage in meta-conglomerate. W face of Rotbachlspitze.
 b) asymmetric tailed K-feldspar porphyroclasts in mylonitic granitic gneiss, both indicating sinistral sense of shear. Foliation is near-vertical, WSW is to the left. Langsee W of Pfitscher Joch (b).

cially for specimens B201, B203 and B205, although none of the fabrics has a complete and evenly populated topology. B204 displays a rather diffuse single girdle inclined with respect to the foliation. The strongest maximum is usually located near the Y axis of finite strain, indicating that a significant portion of the intracrystalline glide in the quartz was on $[10\bar{1}0]$ in a $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ direction. The stretching lineation therefore corresponds to the glide direction of a majority of the grains, and the deviation from bulk plane flow was probably not very large (see paragraph on strain below). Since the specimens were sampled in localities not affected by the locally developed late dextral shearing, they are interpreted to reflect the main shearing event in the Greiner schist belt. The central girdle por-

tions of the fabrics are consistently oblique with respect to the nearly vertical XY plane of finite deformation, as marked by the main Alpine foliation. Empirical interpretation (e.g. BOUCHEZ & PECHER, 1981; BEHRMANN & PLATT, 1982) suggests a sinistral sense of vorticity at least in late stage flow during the shearing event. "Late stage" may signify the last approximately 30 % axial shortening parallel to Z. This seems to be the minimum shortening strain needed to create or substantially modify a preferred $\langle c \rangle$ -axes orientation pattern of distinct topology (see fabric modelling of LISTER & HOBBS, 1980). Thus, the petrofabric data indicate that the Greiner schist belt acted as a sinistral shear zone, accommodating a WSW-ENE relative movement between the comparatively rigid Tux and Zillertal gneiss cores.

Supporting evidence for this interpretation comes from the sense of rotation of synkinematically grown garnet (Fig. 5d), orientations of a single set of extensional crenulation cleavage (specimen B204, Fig. 3), and the mesoscopic shear indicators mentioned in the last Section (Fig. 6).

Two supplementary samples were collected from the quartzite quarry at Stein (Fig. 4) about 12 kilometers WSW of Berliner Hütte along strike of the Greiner Shear Zone. The quartzites, which represent terrestrial or shallow-water meta-sandstones, are considered by FRISCH (1980) to be part of the imbricated basal zone of the otherwise mainly oceanic Glockner Nappe.

Both quartz *c*-axes fabrics have crossed-girdle outlines, revealing kinematic characteristics similar to those within the Greiner schist belt. B305 shows a tendency towards development of a small circle girdle around Z indicating that deformation is likely to have been in the flattening field. These data confirm that the overlying Glockner Nappe was affected by the same episode of sinistral shearing as the Penninic basement complex. At least in the place where the Glockner Nappe overlies the Greiner schist belt in the Pfitsch Valley, no later nappe movements between the two units occurred. Also any deformation associated with earlier nappe emplacement (e.g. deformational episodes D₁ and D₂ of LAMMERER, 1988) are overprinted by the sinistral movements. Critical overprinting relationships to support this can be found in the southwestern continuation of the Greiner schist belt in the lower Pfitsch valley. Along the old road between Kematen and Sterzing (around UTM 5202500/693000) isoclinal folds with vertical axial planes and associated foliation overprint older folds and foliations (presumably D₂ of LAMMERER, 1988) within the calcschists of the Glockner Nappe.

A small-scale E-W-trending shear zone near Pfitscher Joch was found overprinting the main Alpine structures. The *c*-axes fabric of a quartz-rich lithology in this shear zone was measured. The central portion of the girdle indicates a clockwise sense of vorticity (Fig. 4). This suggests a dextral sense of displacement, in line with the mesoscopic observations on late Alpine shear zones around Berliner Hütte. Note, however, that one of the two strong population maxima is located on one of the peripheral legs of the crossed girdle. This pattern is best interpreted as heritage of the earlier sinistral episode.

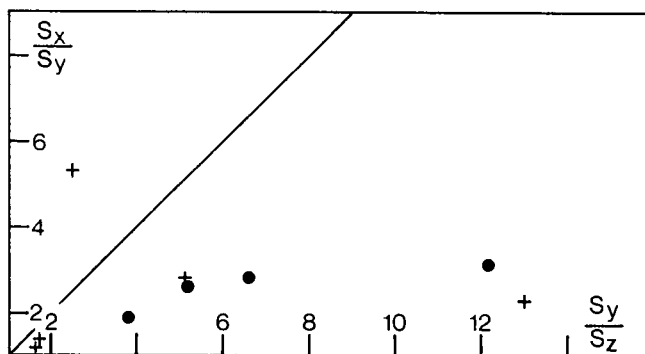
5. Finite Strain

The Greiner schist belt contains a laterally persistent layer of a deformed metaconglomerate (LAMMERER, 1986; LAMMERER et al., 1976; DE VECCHI & BAGGIO, 1982), which is considered to be the basal formation of the post-Variscan cover sequence. Finite strain of the pebbles was analyzed using LISLE's (1977) harmonic mean method. The XZ plane of finite deformation is subhorizontal. The values for ENE-WSW elongation and NNW-SSE shortening in our samples can be seen from Table 1. Due to a competence contrast between pebbles and matrix, the pebbles probably reveal only part of the bulk strain, and constitute a minimum estimate. In a Flinn plot all samples lie within the flattening field with *k*-values smaller than one (Fig. 7). This means subvertical stretch in the Y direction which needs to be

Table 1.
Listing of finite deformation data.
H = harmonic mean; n = number of measurements per principal section; S = stretch; X, Y, Z = principal axes of finite strain (X>Y>Z).

Sample No.	B300	B301	B304	B355
$\bar{H}_{X/Z}$	39.51	19.33	13.64	7.32
n	16	54	19	7
$\bar{H}_{Y/Z}$	12.54	6.78	5.15	3.90
n	30	52	23	6
S _X	4.99	3.80	3.30	2.39
S _Y	1.58	1.33	1.25	1.27
S _Z	0.13	0.20	0.24	0.33

matched by a corresponding change in shape of the Tux and Zillertal gneiss wall rocks. Indeed, ratios of principal strains in sheared Zillertal gneisses (Fig. 7; LAMMERER, 1988: Fig. 9.) are similar to those in the deformed conglomerates with one exception.



Text.-Fig. 7.
Flinn plot of strain data.
Dots = metaconglomerates of the Greiner schist belt.
B300, B301, B304 come from the surroundings of Pfitscher Joch, B355 comes from Schwarzsee.
Crosses = sheared Zillertal Zentralgneiss (from LAMMERER, 1988).

6. Relation between Deformation and Metamorphism

The quartzites suffered through static annealing after deformation. Quartz grains are large and equant, undulatory extinction is absent, and grain boundaries are dominantly straight with near equilibrium configuration of triple points (Fig. 5c). There are fluid inclusions with equilibrated negative crystal shapes (Fig. 5c).

A closer approximation of the relations between deformation and metamorphism can be attempted by studying the relationships between the formation of the main Alpine foliation and growth of p-T-critical metamorphic minerals. Pargasitic hornblende is syn- to postkinematic. Although many crystals do not show deformation, others are bent or boudinaged (Fig. 5a,b). A close look at Fig. 5a reveals that the boudinaged hornblendes have a planar internal fabric continuous with the external foliation. This allows for the interpretation of syntectonic overgrowth of the foliation, no rotation, and later breaking up of the hornblende by pro-

gressive deformation. These observations are somewhat at variance with SELVERSTONE's (1985) interpretation, who emphasizes that hornblende growth was entirely posttectonic. SELVERSTONE et al. (1984) suggest that some of the inclusions in hornblende are pseudomorphs after lawsonite. This indicates that deformation started while the rocks were still in the lawsonite stability field on their p-T-time path. The fact that there are no pseudomorphs preserved in the rock matrix means that deformation continued after lawsonite breakdown, deforming its break-down products beyond recognition. The large euhedral garnet of the graphite-biotite schists and the hornblende garben schists also suggests a syn- to posttectonic growth with respect to the main Alpine shearing episode. The garnet overgrows a foliation defined mainly by graphite particles. This internal foliation has entered a stage of posttectonic overgrowth, but the presence of pressure shadows with some grains indicates that deformation partly continued until growth of the garnet rims terminated. In most cases kyanite and staurolite porphyroblasts show post-tectonic overgrowth of the main Alpine foliation.

From the above observations and Fig. 15 of SELVERSTONE et al. (1984), the p-T conditions for the beginning and the end of progressive shearing can be roughly estimated. Deformation began at minimum pressures between 8 and 10 kbar and temperatures between 450 and 550°C. It ceased at pressures between 6 and 8 kbar and temperatures between 500 and 570°C. This constrains an average syntectonic decompression of roughly two kilobars within the Greiner schist belt, if the high-pressure shearing preserved in hornblende inclusions is formed by the same tectonic event. Considering a rock density of 2.7 g/cm³, a vertical movement component of more than 7 kilometers along the Greiner schist belt can be calculated. In view of the limits on geobarometric constraints, however, this number should be viewed with some caution. On the other hand the idea of syntectonic decompression is independently supported by geobarometric data from the Glockner Nappe south of the Stein quarry area (SELVERSTONE & SPEAR, 1985). This part of the nappe rests upon Zillertal gneisses and probably did not suffer pressures much in excess of 7.5 kb. No fault of great throw can be identified between the axial crest of the Zillertal core and the Greiner schist belt. It follows that the region of the Zillertal core and its cover must have held an approximately constant depth during the sinistral shearing episode. Thus, juxtaposition of the assemblages indicating different pressure histories was probably enabled by the movements along the Greiner schist belt.

7. Discussion

7.1. Age Constraints for Deformation

An excellent discussion of the pressure-temperature-time evolution of metamorphism in the Greiner schist belt is to be found in SELVERSTONE (1985). The arguments are based on published isotopic age data from other parts of the Tauern Window, namely those of RAITH et al. (1978) and BORSI et al. (1978), and call for a thermal peak of metamorphism around 40 Ma ago. An exact age for the pressure peak in the Greiner schist

belt cannot be provided, but the ages of high pressure amphiboles in the central Tauern Window (RAITH et al., 1977) suggest that the subcretion of the Penninic below the Austroalpine upper plate, and therefore the deepest burial, was essentially accomplished before the Cretaceous/Tertiary boundary. As the main Alpine shearing in the Greiner schist belt has to be placed between the pressure and temperature peaks of metamorphism, we conclude that the movements along the Greiner schist belt are of latest Cretaceous to early Tertiary age and ceased around 40 Ma ago. Note that SELVERSTONE's (1985) evolutionary model calls for the pressure divergence between the juxtaposed parts of the Glockner Nappe and the Penninic basement complex to have been eliminated in the time span between 60 and 40 Ma ago.

7.2. Tectonic Implications

The strong fabric orientation caused by the sinistral shearing episode in the Greiner schist belt has obliterated possible older Alpine fabrics caused by the collision and crustal thickening in the Cretaceous. The megascopic expression of the collisional stage are nappes and thrust slices accompanied by folding on all scales as well as an early Alpine foliation in rocks outside the Greiner Shear Zone. Recent models from the Austroalpine realm speak in favour of oblique collision with west-directed nappe transport, followed by northward compression (RATSCHBACHER, 1986). Similar displacement paths were documented at the base of the Austroalpine (BEHRMANN 1987a), and near the top of the Penninic realm (RING et al., 1988, 1989). This explains why the foliation and stretching lineation within and outside the Greiner schist belt show a parallel trend. Probably a pre-existing foliation, which was formed during the west-directed nappe transport and steepened by folding around WSW-ENE fold axes by NNW-SSE shortening, has been reactivated by the shearing event. In the Bündner Schiefer of the Glockner Nappe, the SW prolongation of the Greiner schist belt exhibits three penetrative deformation events (see above) instead of two outside the shear zone. Why the early Alpine deformation events found in the Glockner Nappe (e.g. LAMMERER, 1988) cannot be identified in the Greiner schist belt on a mesoscopic scale remains unclear. Ductile deformation during stacking of an orogenic wedge, however, does not leave its trace everywhere, and orogenic accretion and its fabric of the Glockner Nappe may be older than that of the Venediger Nappe.

Approximately N-directed compression across the Alpine orogenic wedge may be responsible for the sinistral wrenching in the Greiner zone after completion of the nappe movements. The concept of large-scale transcurrent faulting (e.g. TAPPONNIER, 1977; TAPPONNIER et al., 1982; HOWELL et al., 1985) as a consequence of collision may be an explanatory model for the Greiner Shear Zone, which was active in the time span between crustal subcretion and the thermal peak in the ascending nappe pile.

There are other large ductile or semibrittle fault zones in the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (see Fig. 1), which have the same orientations and kinematics as the Greiner Shear Zone and are of broadly similar age. Across these faults

progressively deeper crustal levels are exposed approaching the Tauern Window from the south. The most prominent example is the Deferegggen-Antholz-Vals lineament to the south of the western Tauern Window (Sassi et al., 1978; STÖCKHERT, 1982; KLEINSCHRODT, 1987).

LAMMERER (1988: Fig. 11) presented a model to explain the formation of the present structure of the western Tauern Window by bulk dextral transpression. Note that the amount of shearing applied in the model relies solely on strain analyses (LAMMERER 1988: Fig. 9) which only furnish information on the extent, but not on the kinematics of deformation and its external reference frame. Also the model makes the untenable assumption of homogeneous simple shear in rocks with a wide range of different rheologies, and refers to an initial undeformed state that is inherently unknown. Simple shear also contradicts the strain data (LAMMERER 1988: Fig. 9, and this paper).

The quoted kinematic data from small scale ductile shear zones of the Zillertal gneisses (LAMMERER 1988: Fig. 10) are also at variance with the model, as there is a fairly even distribution of sinistral (250° strike) and dextral (mostly 290° strike) shear zones. This may either be achieved by a single phase of coaxial N-S lateral compression, or by superposed sinistral and dextral lateral shearing. The data set from the adjacent Greiner schists presented in this paper suggests the second possibility with a time sequence of sinistral and dextral shearing (see above).

Large scale tectonic unroofing of the Tauern Window as documented by SELVERSTONE & Hodges (1987), SELVERSTONE (1988), BEHRMANN (1987b, 1988) and GENSER & NEUBAUER (1989) most likely postdates the wrenching and leads to a further substantial reduction of the tectonic overburden in the middle and upper Tertiary.

8. Conclusions

Structural and petrofabric analysis in the Greiner schist belt reveals a large scale sinistral shear zone between the Tux and Zillertal gneisses in the Penninic basement complex of the Venediger Nappe in the western Tauern Window. The interaction of shearing and growth of pressure/temperature critical minerals indicates an approximate two kilobar syntectonic decompression of the Greiner schist belt rocks.

Isotopic ages in connection with petrological data constrain the age of shearing between latest Cretaceous and mid-Tertiary. This is after subduction/collision-related nappe movements and folding were completed, and essentially before the late Eocene thermal peak of metamorphism. These conclusions are supported by independent structural evidence. Sinistral shearing is compatible with continuing crustal convergence, which is considered to have followed dextral transpressive collision of Austroalpine and Penninic (Venediger Nappe) crustal blocks. The shearing may be interpreted as a response of the crust to continued convergence on the one hand, and as a reflection of the differential uprise of blocks of thickened crust after collision on the other.

In line with NEUBAUER (1988) we propose that the Greiner schist belt belongs to a set of east-north-east-trending sinistral shear zones in the

Penninic realm of the Tauern Window and the Austroalpine basement to the south of it. Together with the dextral Pustertal-Gailtal line, which forms part of the Periadriatic lineament, this set of faults may be interpreted as a conjugate set of crustal-scale shear bands (Fig. 1). From north to south, deformation mechanics in the shear zones shows characteristics of increasingly higher crustal levels. This is in accordance with the observation that the northern block of the Greiner Shear Zone was elevated relative to the southern block during shearing and supports the suggestion that the sinistral shears to the south belong to the same set of faults.

Acknowledgements

The authors thank Lothar RATSCHBACHER for critical comments on earlier versions of this paper. JHB acknowledges an inspiring field trip with J. SELVERSTONE and G. FRANZ. Susanne BORCHERT is thanked for linguistic improvement, and we are grateful to Brian HASKELL for some of the photographs. Deutsche Forschungsgemeinschaft partly supported our field studies.

References

- ACKERMAND, D., MORTEANI, G. & RAASE, P.: Metamorphism of the Penninic series in the western Tauern Window (Austria/Italy). – In: H. CLOSS et al. (eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*, pp. 121–123, Schweizerbart, Stuttgart 1978.
- BAGGIO, P.G., DE VECCHI G. & MEZZACASA G.: Carta geologica media ed alta Valle di Vize e regioni vicine (Alto Adige). – La Fotomeccanica SAS, Padova 1975.
- BEHRMANN, J.H.: A precautionary note on shear bands as kinematic indicators. – *J. Struct. Geol.*, **9**, 659–666, 1987a.
- BEHRMANN, J.H.: Large scale subhorizontal extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. – *Terra Cognita*, **7**, 89, 1987b.
- BEHRMANN, J.H.: Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps. – *Geodinamica Acta*, **2**, 63–73, 1988.
- BEHRMANN, J.H. & PLATT J.P.: Sense of nappe emplacement from quartz-c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **59**, 208–215, 1982.
- BICKLE, M.J. & J. PEARCE: Oceanic mafic rocks in the Eastern Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **49**, 177–189, 1976.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT K.: *Kleine Geologie der Ostalpen*. – 231pp., Ott-Verlag, Thun 1976.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI F., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: New geochronologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window. – *Mem. Sci. Geol. Univ. Padova*, **32**, 1–17, 1978.
- BOUCHEZ, J.L. & PECHER, A.: The Himalayan main thrust pile and its quartz rich tectonites in central Nepal. – *Tectonophysics*, **78**, 23–50, 1981.
- BRUNEL, M. & GEYSSANT J.: Mise en évidence d'une déformation rotationnelle est-ouest dans la fenêtre des Tauern. – *Revue géogr. phys. géol. dyn.*, **20**, 335–346, 1978.
- CHRISTA, E.: Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 534–636, 1931.
- DE VECCHI, G. & BAGGIO P.: The Pennine Zone of the Vize region in the western Tauern Window (Italian Eastern Alps). – *Boll. Soc. Geol.*, **3**, 371–402, 1982.
- DROOP, G.T.R.: Alpine metamorphism in the south-east Tauern Window, Austria: 1. P-T variations in space and time. – *J. Metam. Geol.*, **3**, 371–402, 1985.

- ERNST, W.G.: Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. – *Geol. Soc. Am. Bull.* **84**, 2053–2078, 1973.
- FRANZ, G. & SPEAR, F.: High-pressure metamorphism of silicious dolomites from the central Tauern Window, Austria. – *Am. J. Sci.*, **283**, 396–413, 1983.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). – *Der Aufschluss, Sonderh.* **15**, 30–58, 1966.
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner-Gerlospaß). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **66/67**, 9–20, 1974.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 375–393, 1976.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster. – *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.*, **1977**, 675–696, 1977.
- FRISCH, W.: Tectonics of the western Tauern window. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 65–71, 1980.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F.: Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – *Mitt. Österr. geol. Ges.*, **81**, 233–243, 1989.
- HOWELL, D.G., SCHERMER, E.R., JONES D.E., BEN-AVRAHAM, Z. & SCHEIBNER, E.: Preliminary tectonostratigraphic terrane map of the Circum-Pacific region. – *Circum-Pacif. Council Energy Resources*, Tulsa, 1985.
- HAWKESWORTH, C.J., WATERS, D.J. & BICKLE, M.J.: Plate tectonics in the Eastern Alps. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **24**, 405–413, 1975.
- HOLLAND, T.J.B. & RAY, N.J.: Glaucophane and pyroxene breakdown reactions in the Pennine units of the Eastern Alps. – *J. Metam. Geol.*, **3**, 417–438, 1985.
- JORDAN, P.: Schersinn-Indikatoren in natürlichen und experimentell deformierten Gesteinen. – *Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik I*, 99–102, Tübingen 1986.
- KLEINSCHRODT, R.: Quarzkorngefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol/Italien). – *Erlanger geol. Abh.*, **114**, 1–82, 1987.
- LAMMERER, B.: Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – *Jb. Geol. B.-A., Wien*, **129**, 51–67, 1986.
- LAMMERER, B.: Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps). – *Geol. Rundschau*, **77**, 143–156, 1988.
- LAMMERER, B., FRUTH, I., KLEMM, D.D., PROSSER, E., & WEBER-DIEFENBACH, K.: Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneis und in der Greiner Schieferserie (Zillertaler Alpen, Tirol). – *Geol. Rdsch.*, **65**, 436–459, 1976.
- LISLE, R.J.: Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. – *Geol. en Mijnbouw*, **56**, 140–144, 1977.
- LISTER, G.S. & WILLIAMS, P.F.: Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. – *J. Struct. Geol.*, **1**, 283–297, 1979.
- LISTER, G.S. & HOBBS B.E.: The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 355–370, 1980.
- MILLER, C.: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. – *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.*, **24**, 221–278, 1977.
- NEUBAUER, F.: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – *Abh. Geol. B.-A.*, **42**, 1–137, 1988.
- NIEVOLL, J.: Die bruchhafte Tektonik entlang der Trofaiachlinie (östliche Zentralalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 643–673, 1985.
- OXBURGH, E.R.: The geology of the Eastern Alps. – *The Geologists Association*, London 1968.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M.: Extensional structures in anisotropic rocks. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 397–410, 1980.
- RAITH, M., RAASE, P., Kreuzer, H., Müller P.: The age of the Alpidic metamorphism in the western Tauern Window, Austrian Alps, according to radiometric dating. – In: H. CLOSS et al. (eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*, pp. 140–148, Schweizerbart, Stuttgart 1978.
- RATSCHBACHER, L.: Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. – *Tectonophysics*, **125**, 335–356, 1986.
- RATSCHBACHER, L. & OERTEL, G.: Superimposed deformations in the Eastern Alps: strain analysis and microfabrics. – *J. Struct. Geol.*, **9**, 263–276, 1987.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., & RING U.: Stacking, dispersion and extension as a consequence of Alpine transpression in the Eastern Alps. – *Terra cognita*, **7**, p. 118, 1987.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH W.: Cretaceous plate-boundary kinematics in the Alps: motion in the Arosa suture zone. – *Geology*, **16**, 696–698, 1988.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH W., BIEHLER, D. & KRALIK, M.: Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. – *J. Geol. Soc. London*, **146**, 835–849, 1989.
- ROEDER, D.: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. – *Zeitschr. dtsh. geol. Ges.*, **127**, 87–103, 1976.
- SASSI, F.P., BORSI, S., DEL MORO, A., ZANFERRARI, A., & ZIRPOLI G.: Contribution to the geodynamic interpretations in the Eastern Alps. – In: H. CLOSS et al. (eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*, pp. 154–160, Schweizerbart, Stuttgart 1978.
- SATIR, M. & MORTEANI G.: Radiometrische und petrologische Untersuchungen zur präalpidischen Migmatitbildung und zur alpidischen Metamorphose im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – *Berliner Geowiss. Abh., Reihe A*, **19**, p. 194, 1980.
- SILVERSTONE, J.: Petrologic constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. – *Tectonics*, **4**, 687–704, 1985.
- SILVERSTONE, J.: Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window. – *Tectonics*, **7**, 87–105, 1988.
- SILVERSTONE, J., SPEAR, F., FRANZ, G. & MORTEANI G.: High-pressure metamorphism in the SW Tauern Window, Austria, P-T paths from hornblende-kyanite-staurolite schists. – *J. Petrol.*, **25**, 501–531, 1984.
- SILVERSTONE, J., & SPEAR, F.: Metamorphic P-T paths from pelitic schists and greenstones in the southwest Tauern Window, Eastern Alps. – *J. Metam. Geol.*, **3**, 439–465, 1985.
- SILVERSTONE, J. & HODGES, K.V.: Unroofing history of the western Tauern Window: evidence for west-directed removal of the Austroalpine nappe sequence. – *Terra Cognita*, **7**, 89, 1987.
- STÖCKHERT, B.: Deformation und retrograde Metamorphose im Altkristallin S des westlichen Tauernfensters. – *PhD Thesis Univ. Erlangen*, 1982.
- STÖCKHERT, B.: Ein Deformations-Druck-Temperatur-Zeit-Pfad für die Basis des ostalpinen Deckenstapels (Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters). – *Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik I*, 50–51, Tübingen 1986.

TAPPONNIER, P.: Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. – Géol. Soc. France, **19**, 437–460, 1977.

TAPPONNIER, P., PETZER, G., LE DAIN, A.Y., ARMIJO R., & COBBOLD, P.: Propagating extrusion tectonics in Asia: new insight from simple experiments with plasticine. – *Geology*, **10**, 611–616, 1982.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1, die Zentralalpen, 756 pp., Deuticke, Wien, 1977.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 23. Mai 1990.

Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen

Von HANS EGGER*)

Mit 4 Abbildungen

*Tertiär
Flysch
Biostratigraphie
Lithostratigraphie
Paläogeographie*

Inhalt

Zusammenfassung	147
Abstract	147
1. Einleitung	147
2. Biostratigraphie und Lithostratigraphie der alttertiären Schichtfolge des Rhenodanubikums	148
3. Vergleich des Salzburger Flyschprofils mit anderen alpinen Flyschablagerungen aus dem Alttertiär	151
4. Zur Frage der Einwurzelung des Rhenodanubikums	153
Literatur	154

Zusammenfassung

Die alttertiäre Schichtfolge des Rhenodanubikums ist im Bundesland Salzburg mit einer Mächtigkeit von rund 500 m aufgeschlossen; sie umfaßt stratigraphisch das gesamte Paläozän und noch das tiefste Eozän, wie mit Hilfe von zahlreichen Nannoplanktonanalysen nachgewiesen werden konnte. Im Alttertiär sind vier lithofazielle Abschnitte unterscheidbar, von denen zwei langandauernde Zeiten turbiditischer Mangel-sedimentation belegen. Annähernd synchron sind derartige markante Ablagerungen auch aus der schweizerischen Gurnigel-Decke bekannt. Die Flysche dieser Einheit (Schlieren-Flysch, Gurnigel-Flysch, Wägital-Flysch) wurden schon früher aufgrund ihrer Kreideschichtfolge und ihres Schwermineralgehalts als laterale Äquivalente des Rhenodanubischen Flysches betrachtet – eine Annahme, die sich durch die Ähnlichkeit der alttertiären Schichtfolgen jetzt weiter erhärtet hat. Von großer Bedeutung ist diese Korrelation deswegen, weil in letzter Zeit die Zugehörigkeit der Gurnigel-Decke zum Südpenninikum nachgewiesen werden konnte. Dementsprechend muß auch das Rhenodanubikum im Südpenninikum eingewurzelt werden. Der Rhenodanubische Flysch wurde vermutlich in einem remanenten südpenninischen Ozeanbecken abgelagert. Als Konsequenz daraus kann angenommen werden, daß der Bereich des heutigen Tauernfensters erst im Alttertiär vollständig abgedeckt wurde.

The Palaeogeographic Position of the Rhenodanubic Flysch (Neocomian-Eocene) of the Eastern Alps

Abstract

In the county of Salzburg the Lower Tertiary deposits (Paleocene and Lower Eocene) of the Rhenodanubic Flysch obtain a thickness of approximately 500 m. They can be divided

into four lithostratigraphic units; two of them show a hemipelagic rich facies which indicates very low sedimentation rates in the Middle Paleocene and around the Paleocene/Eocene boundary. Similar intercalations of the same age are known from the flysch deposits of the Gurnigel nappe (Gurnigel Flysch, Schlieren Flysch, Wägital Flysch) in Switzerland. Several times before these deposits were considered as lateral equivalents of the Rhenodanubic Flysch because of their Cretaceous lithofacies and their heavy mineral contents. This comparison is supported by the similarity of the Tertiary sequences, too. The Gurnigel nappe originates in the South Penninic realm; therefore the Rhenodanubic Flysch should also be of South Penninic origin. Most probably it was deposited in a remanent ocean basin. As a consequence of this we can conclude, that some parts of the Penninic Tauern Window were not overthrust before the Eocene.

1. Einleitung

Zwischen dem Rheintal im Westen und dem Donautal bei Wien im Osten liegt am Nordrand der Ostalpen das Verbreitungsgebiet des Rhenodanubischen Flysches (OBERHAUSER, 1968, 121). RICHTER (1957, 173) und ALLEMANN (1957 – fide HERB, 1962, 88ff) ordneten diese rund 500 km lange, aber höchstens 25 km breite, wurzellose Decke dem Penninikum zu. Aufgrund von tektonischen und paläogeographischen Rekonstruktionen gliederte TRÜMPY (1960) das Penninikum in den Westalpen in drei Abschnitte: das nordpenninische Becken (Valaistrog), die mittelpenninische Schwelle (Briançonnais) und das südpenninische Becken (Piemontaistrog). Der genannte Autor (1960, 852) betrachtete dabei den Rhenodanubischen Flysch als östliche Fortsetzung des schweizerischen Nordpenninikums.

Im Gegensatz dazu endet bei TOLLMANN (z. B. 1986, 81 und 39) der nordpenninische Trog bereits im Be-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HANS EGGER, Lindenweg 1, A-5061 Elsbethen.

reich des Unterengadiner Fensters, während das Briançonnais nach Osten bis in die Karpaten hinein weiterstreicht. Aufgrund einer schräg zu den alten Fazieszonen verlaufenden Subduktionsfront wäre später der Rhenodanubische Flysch in einer neugebildeten Tiefseerinne im Westen über nordpenninischen Untergrund im Osten aber über ultrahelvetischen Sockel abgelagert worden. Die Vermutung, daß die fraglichen Flyschablagerungen aus dem südlichsten Teil des Ultrahelvetikums stammen könnten, findet sich auch schon bei PREY (1980, 86).

Andere Autoren (z. B. DIETRICH & FRANZ, 1976, 364; OBERHAUSER, 1983, 74) nehmen hingegen an, daß das Briançonnais etwa im Bereich der heutigen Ost-Westalpenengrenze endete; d.h. das nord- und südpenninische Becken hätten sich dort zu einem einzigen Trog vereinigt. Demnach wäre es müßig, den Rhenodanubischen Flysch einem nord- oder südpenninischen Ablagerungsraum zuzuordnen zu wollen.

WINKLER et al. (1985, 18f) dagegen weisen auf die Möglichkeit einer südpenninischen Herkunft des Rhenodanubikums hin: die Rhenodanubische Schichtfolge soll vergleichbar sein mit jener des Wägital-Flysches (worauf schon BLASER, 1952, hinwies) und dies wieder mit jenen des Gurnigel- und Schlieren-Flysches; letztere stammen aber allem Anschein nach aus dem südpenninischen Raum, da CARON et al. (1980) nachweisen konnten, daß diese Einheiten nordvergent das Mittelpenninikum überfahren haben.

Die Schwierigkeit beim letztgenannten Vergleich liegt darin begründet, daß in den genannten schweizerischen Flyschablagerungen die kretazischen Schichtanteile weitgehend basal abgeschert wurden; andererseits sind im vorarlbergischen und bayerischen Rhenodanubikum bislang keine alttertiären Ablagerungen bekannt geworden. In der Salzburger Flyschzone hingegen konnten vom Verfasser (EGGER, 1989) alttertiäre Schichtglieder in weiter Verbreitung und in – für die Verhältnisse der Flyschzone – hervorragenden Auf-

schlüssen auskartiert werden. Diese jetzt detailliert untersuchten Ablagerungen lieferten weitere wichtige Hinweise für die Korrelation von Rhenodanubischem Flysch und Schlierenflysch und damit für die Einwurzelung des Rhenodanubikums im Südpenninikum. Im zweiten Teil der Arbeit werden aus der neueren Literatur weitere Daten kompiliert, welche in ihrer Gesamtheit zur Klärung des Herkunftsgebietes des Rhenodanubischen Flysches beitragen.

2. Biostratigraphie und Lithostratigraphie der alttertiären Schichtfolge des Salzburger Rhenodanubikums

Für die Biostratigraphie des Rhenodanubischen Flysches hat das kalkige Nannoplankton eine herausragende Bedeutung, da ansonsten kaum altersweisende Fossilien in dieser Einheit zu finden sind. Für die Datierungen mit Nannofossilien wurden – soweit vorhanden – hellgraue karbonathaltige Pelitgesteine (Mergel und Kalkmergel) herangezogen, welche vermutlich aus Hang- und Schelfgebieten stammen und schon kurze Zeit nach ihrer Erstablagerung resedimentiert wurden (synchron allochthone Floren). Dunkelgraue, d. h. an terrestrischem organischem Material reiche, turbiditische Pelite enthielten dagegen oft auch einen hohen Anteil an kretazischen, vor allem campanen, Florenelementen. In diesen Proben wurden Minimalalter dadurch ermittelt, daß jeweils sorgfältig und lange nach den jüngsten Formen gesucht wurde. Die Zoneneinteilung erfolgte dann nach der Standardgliederung von MARTINI (1971), welcher im Alttertiär 25 Nannoplanktonzonen (NP 1 bis NP 25) unterscheidet.

Erst kürzlich (EGGER, 1989) wurde darauf aufmerksam gemacht, daß im Bundesland Salzburg alttertiäre Abla-

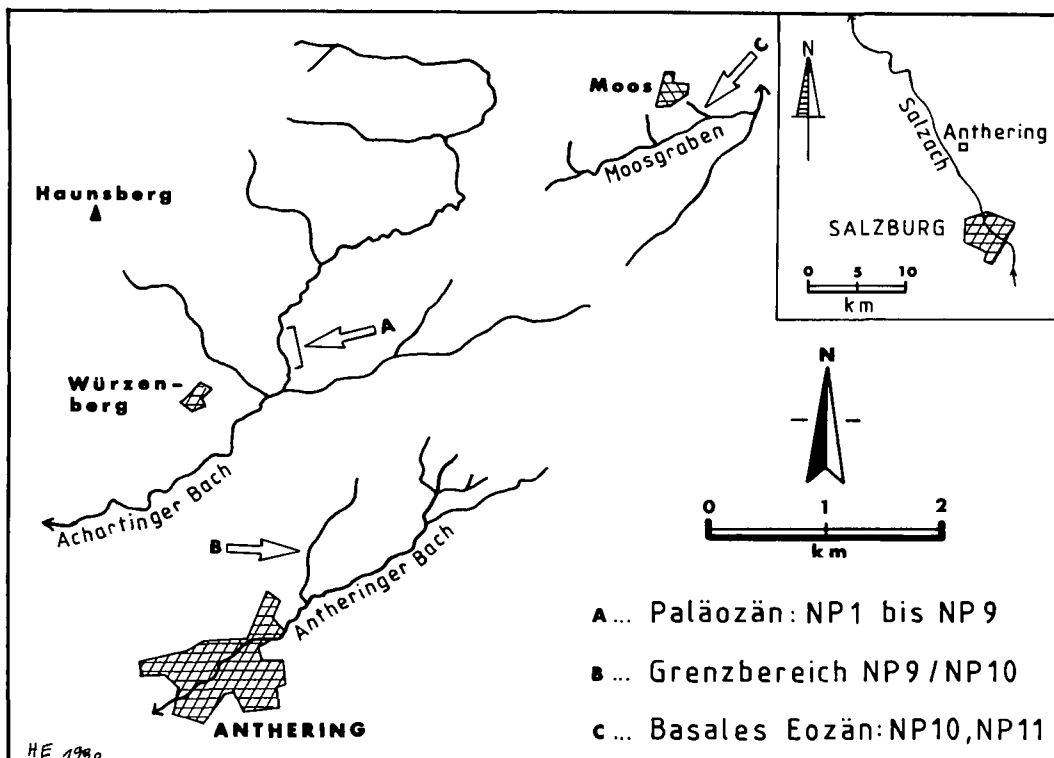


Abb. 1.
Die Lage der wichtigsten Alttertiäraufschlüsse im Salzburger Rhenodanubikum.
NP = Nannoplanktonzonen nach MARTINI.

gerungen im Rhenodanubikum weite Verbreitung besitzen. Den Ausgangspunkt für die jetzt abgeschlossenen neuen Untersuchungen bildete das Phänomen, daß in Salzburg und Oberösterreich trotz hunderter Nannoplanktonanalysen aus diesen tertiären Ablagerungen nicht ein einziges Mal das Mittelpaleozän (NP 4 bis NP 7) nachgewiesen werden konnte; unter- und oberpaleozäne Nannofloren wurden dagegen häufig und in sehr guter Erhaltung gefunden. Um dem Fehlen mittelpaleozäner Nannofloren auf den Grund zu gehen, wurden die am besten aufgeschlossenen Tertiärprofile neuerlich detailliert beprobt.

Einhergehend mit diesen biostratigraphischen Untersuchungen konnten auch wichtige sedimentologische Beobachtungen gemacht werden, welche in einem Übersichtsprofil durch die alttertiäre Schichtfolge in Salzburg vorgestellt werden (s. Abb. 2). Die Erstellung dieses Profils war möglich aufgrund der hervorragenden Aufschlußverhältnisse im Einschnitt des Achartinger Bachs (s. Abb. 1), wo die Schichtfolge von der Basis des Tertiärs bis in die jüngste paleozäne Nannoplanktonzone (NP 9 – *Discoaster multiradiatus*-Zone fast durchgehend einsehbar war. Da die Gesteine der NP 9 hier aber im Hangenden tektonisch abgeschnitten waren, konnte ihre Gesamtmächtigkeit nur aufgrund weiterer Vorkommen im Salzburger Flachgau und im angrenzenden Teil Oberösterreichs abgeschätzt werden. Die pelitreiche Fazies des Grenzbereichs Paleozän/Eozän ist am besten in einem kleinen nördlichen Seitengraben des Antheringer Bachs aufgeschlossen, die untereozänen Ablagerungen (NP 10 und NP 11) wurden im Grabeneinschnitt südlich vom Weiler Moos angetroffen.

Die alttertiäre Schichtfolge des Rhenodanubikums kann in Salzburg in vier lithofazielle Abschnitte unterteilt werden, in welchen jeweils verschiedenen Subfazies der Turbiditfazies D (nach MUTTI et al., 1975, 26f) vorherrschen; diese Fazies ist durch unvollständige Turbidite mit fehlendem Basalabschnitt T_a ausgezeichnet, welche durch Trübestrome geringer Dichte abgelagert wurden. Nach dem Psammit/Pelit-Verhältnis unterscheidet man dabei drei Subfazies: in D_1 ist das genannte Verhältnis größer oder gleich 1, in D_2 kleiner 1 und Subfazies D_3 besteht nur aus pelitischem Material. Neben diesen dominierenden Faziesausbildungen treten in den einzelnen Profilabschnitten in untergeordnetem Maß auch noch andere Turbiditfazies auf. Besonders die Fazies C (Turbidite, die mit dem Bouma-Abschnitt T_a beginnen) ist nicht selten anzutreffen und ist wegen ihrer häufigen Kolkungsmarken wichtig für die Bestimmung der Paläoströmungsrichtungen. Daneben tritt – vor allem gemeinsam mit der Subfazies D_3 – auch die Fazies G auf, welche nichtturbiditische Hemipelagite beinhaltet. Diese liegen in Form von grünen und schwarzen Tonsteinen vor, welche im betrachteten Profil durchwegs eine Ablagerung der Flyschsedimente unterhalb der CCD belegen. Im untersten Profilabschnitt sind zudem auch massige, bis 2 m mächtige, mürb verwitternde Sandsteinbänke ohne erkennbare bankinterne Strukturen nicht selten zu beobachten, Diese Mürbsandsteinbänke, die im Streichen über weite Strecken anzuhalten scheinen, lassen sich mit der Bouma-Abfolge nicht beschreiben und besitzen auch im Fazieschema von MUTTI et al. (1975) keine Entsprechung.

Der tiefste Teil des Profils, Profilabschnitt I, besitzt eine Mächtigkeit von etwa 120 m und umfaßt die

Nannoplanktonzonen NP 1, NP 2 und gerade noch die Basis der NP 3. Die Unsicherheit in der Mächtigkeitsangabe ergibt sich aus der schlechten Erfäßbarkeit der ältesten paläogenen Nannoplanktonzone: der einzige Hinweis auf diese Zone besteht meist nur im gehäuften Auftreten der Gattung *Thoracosphaera*, während die Leitform *Biantholithus sparsus* nur überaus selten zu finden ist. Gegen das liegende Obermaastricht hin zeigen sich keine bedeutenden Änderungen der Turbiditfazies, allerdings ist eine starke Zunahme des Karbonatgehaltes der turbiditischen Pelitgesteine in diese Richtung zu beobachten. Die Mächtigkeit der Hartbänke liegt in Profilabschnitt I meist unter 50 cm, aber auch bis zu 120 cm mächtige Bänke treten gelegentlich auf. Vorwiegend liegen die Bouma-Sequenzen T_{bcde} , T_{cde} , T_{de} vor. Das Verhältnis von Psammiten zu Peliten ist annähernd ausgeglichen (Subfazies D_1). Einzelne Bänke der Fazies C_2 zeigen an ihren Sohlflächen Kolkungsmarken, welche eine einheitliche Bewegungsrichtung der Suspensionsströme von Osten nach Westen belegen. Dieser Bewegungstrend ist auch typisch für die liegenden Altenglbacher Schichten des Maastricht, wie auch die von Granat dominierten Schwermineralspektren jenen der Altenglbacher Schichten völlig gleichen. Erst im obersten Zehnermeter von Profilabschnitt I, etwa an der Wende von NP 2 zu NP 3, treten erstmals von Zirkon dominierte Schwermineralspektren auf, wie sie auch für das ganze noch folgende Profil typisch sind. Dieser Umschwung hat seine Ursache in einem Wechsel der Paläoströmungsrichtungen um 180°; d.h. von dieser Zeit an bewegten sich die Trübestrome von Westen nach Osten, wie aus den beobachteten Kolkungsmarken ersichtlich war.

Profilabschnitt II zeigt eine Mächtigkeit von rund 60 m und wird fast ausschließlich von pelitischen Gesteinen aufgebaut, wobei graue siltige Tonsteine vorherrschend sind; diese entsprechen vermutlich dem Abschnitt T_e des Bouma-Zyklus (Subfazies D_3). Daneben sind nichtturbiditische Hemipelagite öfters zu beobachten (Fazies G). Beide Faziesausbildungen belegen eine länger andauernde Zeit stark herabgesetzter Sedimentation. Charakteristisch ist weiters, daß auch die turbiditischen Pelitgesteine karbonatfrei sind, woraus auf eine Herkunft der schwachen Suspensionsströme aus tiefgelegenen Hangteilen (unterhalb der CCD) geschlossen werden kann. Dadurch konnte bislang auch trotz intensiver Beprobung kein kalkiges Nannoplankton in diesem Profilabschnitt nachgewiesen werden. Die biostratigraphische Einstufung mußte daher mittels der Floren aus dem Liegenden und dem Hangenden durchgeführt werden: im Liegenden konnte mit *Chiasmolithus danicus* gerade noch die NP 3 nachgewiesen werden; im Hangenden ist mit *Heliolithus riedelii* bereits die NP 8 belegt. Daraus ergibt sich, daß hier die Mangelsedimentation knapp über der Basis der NP 3 einsetzte und bis in die NP 8 hinein andauerte; das entspricht einem Zeitraum von rund 5 Millionen Jahren (s. HARLAND et al., 1983, 36), in welchem die Sedimentationsrate durchschnittlich nur knapp über 1 cm/1000 Jahren lag (dieser Wert bezieht sich auf die Mächtigkeit des heute vorliegenden Gesteins; das ursprüngliche, nicht kompaktierte Sediment wies sicher eine mindestens doppelt so große Mächtigkeit auf). Die nannosterile Abfolge ist auch die Erklärung dafür, daß bislang keine mittelpaleozänen Nannofloren im Salzburger Rhenodanubikum gefunden werden konnten (s. o.).

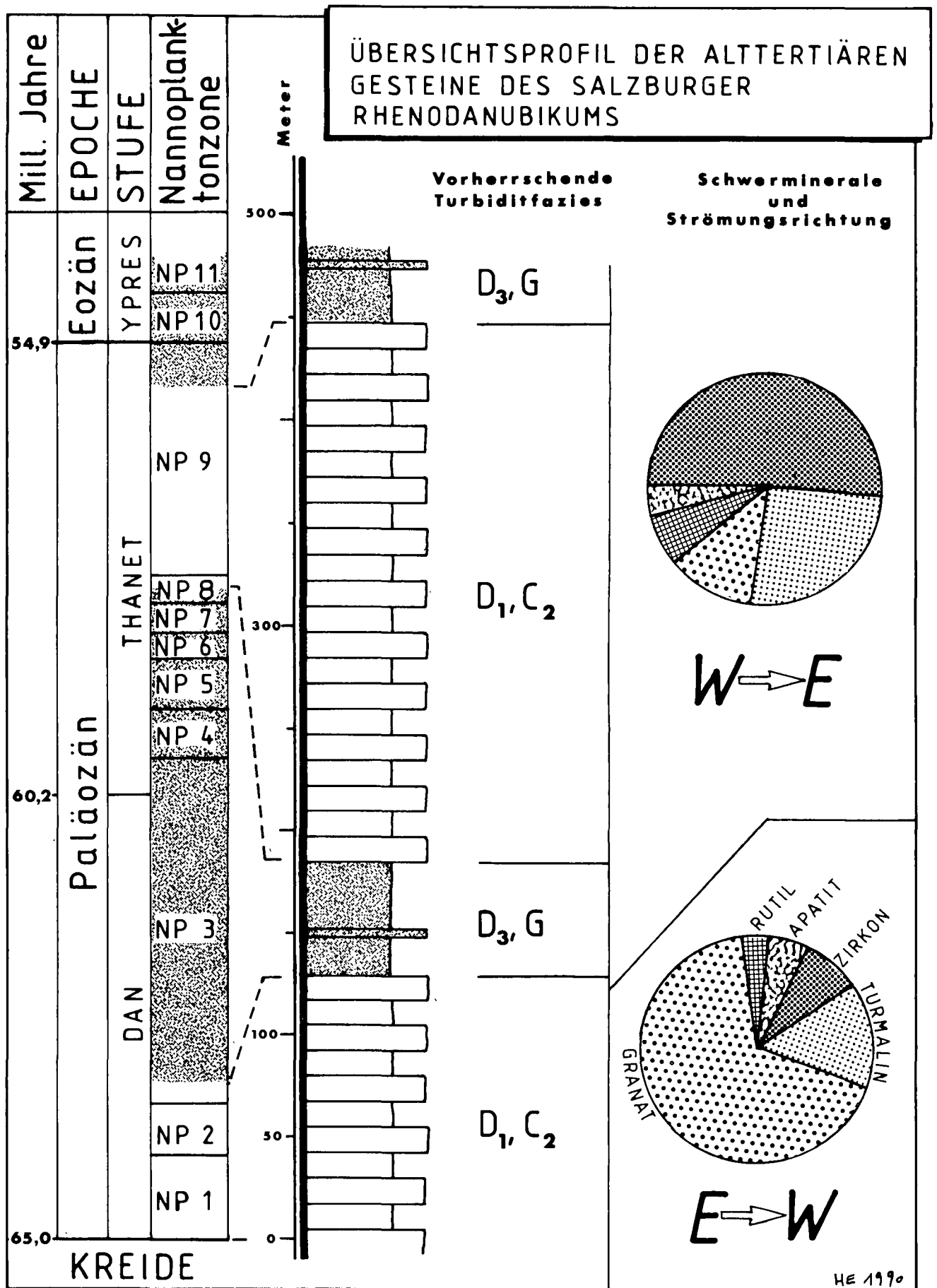


Abb. 2.
Das rhenodanubische Alttertiär in Salzburg.
Stratigraphische Standardgliederung nach HARLAND et al., 1982.

Profilabschnitt III besitzt eine Mächtigkeit von etwa 250 m und umfaßt den oberen Teil der NP 8 und fast die gesamte NP 9; die Zonenleitfossilien *Heliolithus riedelii* und *Discoaster multiradiatus* treten häufig und gut erhalten auf. Lithofaziell gleicht dieser Teil der rhenodanubischen Schichtfolge wieder weitgehend dem ersten Profilabschnitt; allerdings treten jetzt keine Mürlsandsteine mehr auf. Psammite und Pelite sind anteilmäßig wieder etwa gleich stark vertreten und dem Großteil der Hartbänke fehlt die Basis des Boumazzyklus. Somit ist wiederum die Subfazies D₁ vorherrschend. Einzelne vollständige Turbiditbänke (C₂-Fazies) weisen Kolkungsmarken auf, welche eine Bewegungsrichtung der Trübeströme von Westen nach Osten belegen.

Profilabschnitt IV beinhaltet die jüngsten erhalten gebliebenen Gesteine des Rhenodanubikums im betrachteten Gebiet, welche noch mit einer Mächtigkeit von rund 70 m anstehen. Biostratigraphisch konnte daraus die höhere NP 9 (*Discoaster multiradiatus* gemeinsam mit *Rhombaster cuspis*), die NP 10 (*Tribrachiatius bramlettei*) und die NP 11 (*Tribrachiatius orthostylus*) nachgewiesen werden. Lithofaziell ist die ausgeprägte Vorherrschaft der Pelitgesteine (Subfazies D₃) bemerkenswert, die meist die höchsten Abschnitte der Boumazzyklen repräsentieren. Im Gegensatz zu Profilabschnitt II sind die Pelite aber hier oft karbonathaltig. Auffällig ist im Gelände die rötliche Anwitterungsfarbe mancher Mergellagen. Daneben gibt es auch wieder grüne und schwarze, karbonatfreie Hemipelagite (Fazies G). Einen weiteren Typ von Pelitgesteinen bilden in Profilabschnitt IV weiße bis hellgelbe, krümelig zerreibbare Bentonit- und Montmorillonitlagen. Derartige bis 4 cm mächtige Lagen, welche auf einen synorogenen Vulkanismus hinweisen, wurden bisher im österreichischen Rhenodanubikum nur im Bundesland Salzburg entdeckt. Psammite liegen meist nur in Form von Feinsandstein vor, sehr vereinzelt treten aber auch vollständige Turbidite auf, deren Kolkungsmarken Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten bzw. von Südwesten nach Nordosten belegen. Der Anteil der Hartbänke nimmt gegen das Hangende rasch zu und deutet so auf den Beginn einer Zeit neuerlich verstärkter Turbiditsedimentation hin.

3. Vergleich des Salzburger Flyschprofils mit anderen alpinen Flyschablagerungen aus dem Alttertiär

Östlich von Salzburg bot sich die Schichtfolge der Greifensteiner Teildecke des Wienerwaldflysches für einen Vergleich mit dem oben beschriebenen Profil an, da diese Einheit ebenfalls sicher zum Rhenodanubikum gehört. Obwohl die Greifensteiner Decke rund 300 km östlich von Salzburg liegt, weist sie eine völlig gleiche Kreideschichtfolge wie das Salzburger Rhenodanubikum auf. Auch die Fazies der unterpaläozänen Altlenzbacher Schichten (Profilabschnitt I) ist in beiden Einheiten noch vergleichbar entwickelt. Über diesen folgen aber in der Greifensteiner Decke die dickbankigen und grobkörnigen Sandsteine der Greifensteiner Schichten, welche unlängst von HÖSCH (1985) monographisch bearbeitet wurden: demnach bauen diese Gesteine eine Schuttfächerfazies auf, deren Material aus Norden und Nordwesten geliefert wurde. Diese Schüttungsrichtungen belegen eindeutig, daß kein sedimentärer Zusammenhang zwischen den Greifensteiner Schichten und den altersgleichen Gesteinen der Hauptflyschdecke bestanden haben kann, weil letztere ihrerseits – obwohl weit westlich von den „proximalen“ Greifensteiner Schichten gelegen – Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten erkennen lassen.

Die laterale, von Norden kommende Einschüttung des Greifensteiner Schuttfächers brachte kein Material in den westlich anschließenden Teil des Rhenodanubikums ein. Die Ursache dafür liegt vermutlich in dem nach Osten gerichteten Gefälle dieses Sedimentationsbeckens im Thanet begründet, welches aus den Kolkungsmarken abgeleitet werden kann.

Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten konnten vom Verfasser im Thanet außer in Salzburg auch in Oberösterreich (z. B. bei Grünau – s. EGGER, 1990) und im westlichen Niederösterreich bei Waidhofen und Ybbsitz beobachtet werden. Obwohl diese Gesteine im selben Sedimentationsbecken wie die altersgleichen Greifensteiner Schichten abgelagert wurden, können sie nicht mit diesen korreliert werden, da die

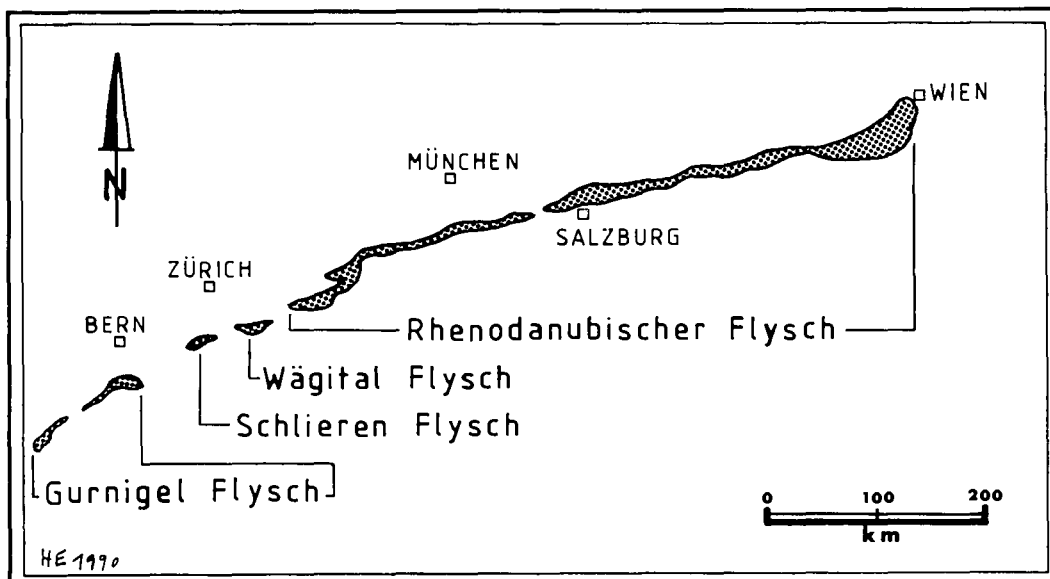


Abb. 3.
Lageskizze der im Text er-
wähnten Flyschablagerun-
gen.

Greifensteiner Schichten eine völlig eigenständige laterale Schüttung repräsentieren. Diese Schuttfächerfazies baut sich vom nördlichen Beckenrand her in das Sedimentationsbecken vor.

Westlich von Salzburg sind alltertiäre Ablagerungen im Rhenodanubischen Flysch nur aus dem unmittelbar angrenzenden südostbayerischen Raum bekannt geworden (FREIMOSER, 1972, 51). Ansonsten wur-

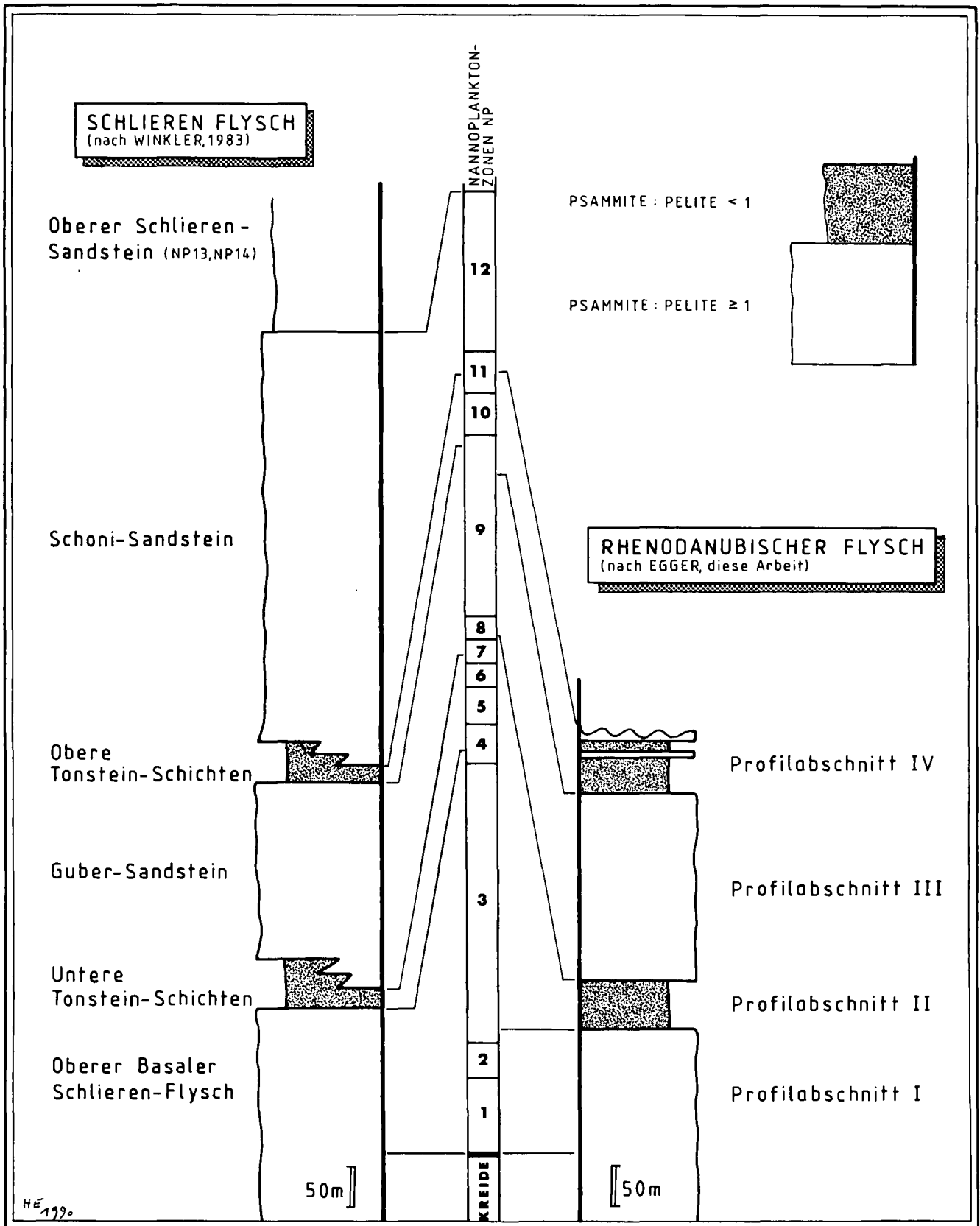


Abb. 4. Gegenüberstellung der tertiären Schichtfolgen des Rhenodanubischen Flysches und des Schlieren-Flysches.

den in den bayerischen und vorarlbergischen Anteilen des Rhenodanubikums noch keine Tertiärschichtglieder entdeckt. Vermutungen, daß im Trauchgauflysch östlich von Füssen (Grübelsgraben – s. REICHEL, 1960, 73) auch noch alttertiäre Gesteine erhalten geblieben wären, wurden durch die jetzt durchgeführten Nannoplanktonuntersuchungen des Verfassers nicht bestätigt: aus den Aitlengbacher Schichten (= Bleicherhorn-Serie in Bayern) konnten dort nur Fossilien des Obercampan (ab CC 22 – *Quadrum trifidum*-Zone) und des Maastricht gewonnen werden. Den einzigen Hinweis auf einen ehemals vorhandenen alttertiären Schichtbestand im westbayerischen Flysch bilden entsprechende Gerölle, welche von HAGN (1976, 127ff) in der Molassezone entdeckt wurden.

Anstehende alttertiäre Flyschablagerungen sind erst wieder auf dem Gebiet von Liechtenstein und der Schweiz anzutreffen. Die Frage, welche Beziehung der Rhenodanubische Flysch zu diesen Flyschen hat, wird schon seit langem diskutiert, da im Gelände mögliche Zusammenhänge durch den Triesener Bergsturz verhüllt werden. Hinweise auf sedimentäre Beziehungen der verschiedenen Flyschablagerungen lieferten die Schwermineralassoziationen. Aufgrund der Untersuchungen von WOLETZ haben PREY (1968, 165) und OBERHAUSER (1968, 119) darauf hingewiesen, daß im Prättigau-Flysch, im Vaduzer Flysch und im Triesener Flysch Zirkon das vorherrschende Schwermineral ist; dieses Ergebnis wurde auch durch die Arbeit von THUM & NABHOLZ (1972, 47f) bestätigt, welche Granat im Prättigau-Flysch nur akzessorisch in den Schwermineralspektren nachweisen konnten (im Mittel mit einem Anteil von 1,3 %). Im Gegensatz dazu ist im Rhenodanubischen Flysch während der Oberkreide fast immer Granat das dominierende Schwermineral; vergleichbare Schwermineralspektren besitzt in der Schweiz nur der Wägital-Flysch (s. WINKLER, 1985, 18), welcher schon von BLASER (1952, 194) als westliche Fortsetzung des Rhenodanubischen Flysches betrachtet wurde, da die Kreideschichtfolgen beider Einheiten große fazielle Ähnlichkeiten aufweisen.

WINKLER et al. (1985) konnte die tertiäre Schichtfolge des Wägital-Flysches mit jener des Schlieren-Flysches und des Gurnigel-Flysches korrelieren. Die genannten Flyschablagerungen werden heute allesamt zur Gurnigel-Decke (CARON, 1976, 302ff) gerechnet, deren Erosionsrelikte vom Genfer See bis zum Zürich See, d. h. über eine Strecke von über 200 km, verfolgbar sind (s. Abb. 3). Das in der vorliegenden Arbeit beschriebene Profil bildet gegen Osten hin die erste Möglichkeit, die alttertiäre Schichtfolge der Gurnigel-Decke mit jener des Rhenodanubikums zu vergleichen.

Obwohl die betrachteten Profile rund 400 km weit auseinanderliegen, wurde eine Gegenüberstellung der Schichtfolgen versucht (Abb. 4). Bei der großen Entfernung der Profile voneinander war dabei kaum zu erwarten, daß Übereinstimmungen der Schichtfolgen bis in lithofazielle oder biostratigraphische Details hinein vorliegen; wie der zuvor geführte Vergleich mit der Schichtfolge der Greifensteiner Teildecke gezeigt hat, können ja zusätzliche Schüttungszentren zu völlig verschiedenen Faziesmustern innerhalb des gleichen Ablagerungsraumes führen.

Ein derartiges Phänomen könnte auch dafür verantwortlich sein, daß sich der Guber Sandstein der Gurnigel-Decke nicht mit den altersgleichen Sandsteinen

des Salzburger Profils korrelieren läßt: Zwar weisen beide Abfolgen Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten auf, und der weiter im Westen gelegene Guber Sandstein zeigt auch eine „proximalere“ Fazies als der Sandstein von Profilabschnitt III, die Schwermineralspektren aber sind unterschiedlich; im Guber Sandstein tritt Apatit stark in den Vordergrund, während dieses Mineral im Salzburger Profil nur sehr untergeordnet vorkommt. Das Material des Guber Sandsteins und jenes der altersgleichen Sandsteine des Salzburger Profils stammt daher vermutlich von verschiedenen Schüttungszentren.

Ins Auge fällt bei der Gegenüberstellung der Profile aber sogleich, daß in beiden Einheiten annähernd synchron markante Vorkommen von pelitischen Gesteinen auftreten, welche länger andauernde Zeitspannen turbidischer Mangelsedimentation repräsentieren: die Unteren und Oberen Tonstein-Schichten der Gurnigel-Decke lassen sich sowohl zeitlich als auch faziell mit den Profilabschnitten II und IV des Salzburger Rhenodanubikums korrelieren. Sogar die typischen Bentonitlagen von Profilabschnitt IV treten in den Oberen Tonstein-Schichten wieder auf. Diese pelitdominierten Teile der Flyschserien sind nach WINKLER (1983, 86) Ausdruck eines zeitweilig stärker ansteigenden Beckenreliefs gegen Norden, welches sich infolge von tektonischen Bewegungen ausgebildet haben soll. Als Hinweis auf diese verstärkte tektonische Aktivität können auch die erwähnten Bentonitlagen gewertet werden, welche an der Wende Paleozän/Eozän einen synorogenen Vulkanismus belegen. Die Wechselbeziehung zwischen Sedimentation und Tektonik belegt hier eine vergleichbare Geschichte des Sedimentationsraumes der Flysche der Gurnigel-Decke und des Rhenodanubischen Flysches im Paläozän. Wenn man weiters die faziellen Ähnlichkeiten der Kreideschichtfolgen und ihre jeweils von Granat dominierten Schwermineralspektren (s. o.) in Betracht zieht, so ist es überaus wahrscheinlich, daß die Flysche der Gurnigel-Decke und der Rhenodanubische Flysch dem gleichen Ablagerungsraum entstammen. Weitere Argumente für diese Annahme und die Konsequenzen, die sich daraus ergeben, werden im folgenden Kapitel abgehandelt.

4. Zur Frage der Einwurzelung des Rhenodanubikums

Im vorigen Kapitel wurden die Ähnlichkeiten der Schichtfolgen der Flysche der Gurnigel-Decke und des Rhenodanubischen Flysches beschrieben. Nun soll als nächstes auf die Herkunft dieser wurzellosen Flyschdecken eingegangen werden.

Die Hauptmasse der Gurnigel-Decke liegt vor der Front der präalpinen (= mittelpenninischen) Überschiebung und überschiebt ihrerseits in ihrem Ostteil die dortigen helvetischen Einheiten. Daher wurde die Gurnigel-Decke lange Zeit dem Nordpenninikum zugerechnet. Jüngst aber wurden Teile der Gurnigel-Decke auch als tektonische Auflagerung der mittelpenninischen Decken erkannt (CARON et al., 1981), welchen sie nordvergent aufgeschoben sind. Die Gurnigel-Decke muß daher aus einem südlich des Mittelpenninikums gelegenen Gebiet stammen, sodaß dafür eine Herkunft aus dem südpenninischen Raum anzunehmen ist. Die heutige Position des Großteils der Gurnigel-Decke unter

dem Mittelpenninikum wäre demnach auf jüngere Bewegungen der letztgenannten Einheit zurückzuführen. Gegen eine Einwurzelung der Gurnigel-Decke im Nord- oder Mittelpenninikum sprechen im übrigen auch fa-zielle, sedimentologische und strukturgeologische Argumente (s. HOMEWOOD, 1977, 628f). Das norpenninische Becken entstand vermutlich – ähnlich wie der heutige Golf von Kalifornien – als „pull apart basin“ infolge einer großen Seitenverschiebung (s. a. KELTS, 1981, 332ff.).

Falls der oben geführte Vergleich des Rhenodanubischen Flysches mit den Flyschen der Gurnigel-Decke richtig ist, dann muß das Rhenodanubikum im Südpenninikum eingewurzelt werden. Von Bedeutung ist dabei, daß PREY (1973, 92 und 1975, 20) einen stratigraphischen Zusammenhang zwischen dem Rhenodanubischen Flysch und der St. Veiter Klippenzone belegen konnte. Diese Zone setzt sich vom Wiener Wald aus weiter gegen Westen hin fort und findet ihre Entsprechung vermutlich in der Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich (SCHNABEL, 1979, 29ff.). SCHNABEL (1979 und 1988a) konnte dort bis zu mehrere hundert Meter lange Aufschlüsse von Serpentiniten und Pillowbasalten auskartieren, welche gemeinsam mit Radiolariten, Calcionellenkalken und Flyschgesteinen auftreten. Diese Abfolge wird als Ophiolitserie interpretiert, deren älteste Sedimentgesteine (Radiolarite) eine sedimentäre Fe-Mn-Vererzung zeigen; die geringen Gehalte dieser Imprägnationen an Co, Ni und Cu und hohe Fe_2O_3/TiO_2 - und MnO/TiO_2 -Verhältnisse belegen eine hydrothermale Entstehung im Umfeld eines mittelozeanischen Rückens (s. DECKER, 1989, 16f.). Durch die Plattenbewegung näherte sich der Ablagerungsraum einem Detritus liefernden Kontinentalhang, sodaß es schließlich zur Flyschsedimentation kam. Diese entwickelt sich somit allmählich aus der liegenden Calcionellenkalkfazies: karbonatreicher Neokomflysch, glaukonitführender Gaultflysch, siliziklastischer Mittelkreidflysch mit bunten Schiefern und schließlich die campanane Zementmergelerde zeigen eine große Ähnlichkeit mit der bekannten Schichtfolge des Rhenodanubischen Flysches (s. SCHNABEL, 1979, 239ff. und 1988b, 27f.).

Die ultrabasischen Gesteine der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone liegen meist direkt unter der Überschiebungsfäche der Nördlichen Kalkalpen. In dieser Position – unmittelbar unter der kalkalpinen Trias – durchteufte auch die Bohrung Grünau in Oberösterreich (s. HAMILTON, 1989, 34ff.) mehr als 500 m Serpentin! Erste Fundberichte über Blöcke von Ultrabasiten aus diesem Halbfenster lagen bereits von KIRCHMAYER (1957, 32) vor. Weitere Vorkommen – vor allem von Ophikarbonaten vermutlich jurassischen Alters – konnte der Verfasser (s. EGGER, 1990 und in Vorbereitung) anstehend direkt unter den oberostalpinen anisischen Gutensteiner Schichten des Dachkopfes finden. Einzelne Rollstücke zeigen dort auch blasige (variolithische) Oberflächenstrukturen, was auf das Vorhandensein von Pillowlaven hinweist. Daneben konnten auch Neokom- und Gaultflysch beobachtet werden. Mit größter Wahrscheinlichkeit liegt im Grünauer Halbfenster eine Fortsetzung der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone vor (daneben belegen aber Grestener Schichten und Buntmergelerde hier auch das Auftreten der Grestener Klippenzone).

Eine Besonderheit der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone bilden die Chromspinelle in den Schwermineralspektren der mittelkretazischen Sandsteine dieser Ein-

heit, welche im übrigen Rhenodanubikum bislang nicht beobachtet wurden. Dieser Unterschied kann wiederum durch die Annahme verschiedener Schüttungszentren, z. B. innerhalb eines durch Schwellen gegliederten Beckens, leicht erklärt werden. Die St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone bildete den südlichsten Teil dieses Beckens. Interessant ist dabei, daß nach POBER & FAUPL (1988, 666) die chemische Zusammensetzung der Chromspinelle durchaus vergleichbar mit solchen aus dem südpenninischen Bereich ist.

Damit ist ein weiterer Hinweis für die paläogeographische Zuordnung der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone (und damit auch des Rhenodanubischen Flysches, mit welchem sie z. T. noch stratigraphisch verbunden ist) ins Südpenninikum gefunden. Ein Vergleich mit der südpenninischen Arosa Zone im Bereich der Ost-Westalpengrenze ist naheliegend, zumal die reichlich Ultrabasite führende Arosa Zone die gleiche strukturelle Position wie die St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone besitzt: sie liegt tektonisch eingeklemmt zwischen dem Oberostalpin im Süden und dem Mittelpenninikum bzw. dem Rhenodanubikum im Norden. Der Unterschied in der nördlichen Unterlagerung erklärt sich vermutlich durch das primäre Ende des mittelpenninischen Ablagerungsraumes in diesem Gebiet.

In seiner jüngst erschienenen Arbeit über dieses Gebiet trennt WINKLER (1988, 343f.) die eigentliche Arosa-Zone von der von ihm neu ausgegliederten Walsertal-Zone ab. Erstere soll aus einem ozeanischen Becken stammen, letztere von einem benachbarten distalen Kontinentalhang. Da aber die Abgrenzung beider Einheiten voneinander nicht klar durchführbar zu sein scheint (s. WINKLER, 1988, 344) wird in der vorliegenden Arbeit weiterhin nur der Begriff „Arosa Zone“ verwendet.

Die Vulkanitserien der Arosa-Zone werden von jurassischen bis mittelkretazischen, pelagischen und hemipelagischen Sedimentgesteinen und schließlich von Flysch überlagert. Hervorzuheben ist dabei, daß Radiolarite – wie sie auch in der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone auftreten – bislang nur im Südpenninikum beobachtet wurden, während sie die nordpenninischen Intrusivgesteine nicht begleiten (s. HOMEWOOD, 1977, 636). Die Schichtfolge der Arosazone endet vermutlich bereits im Turon. Im Gegensatz dazu haben die jüngsten Anteile der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone santones bis campanes Alter. Die kretazische Konvergenz zwischen penninischem Ozean und ostalpinem Kontinentalhang, welche zu der intensiven Deformation der Arosa Zone und der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone führte, scheint daher im Osten etwas länger angedauert zu haben. Erst nach dem Ende dieser Konvergenzphase wurde die Hauptmasse des Rhenodanubischen Flysches in einem remanenten südpenninischen Ozeanbecken abgelagert. Damit erfährt aber auch zwangsläufig die Ansicht, daß das heutige Tauernfenster erst im Laufe des Alttertiärs vollständig abgedeckt wurde (z. B. OBERHAUSER, 1964, 50), weitere Bestätigung.

Literatur

- ALLEMANN, F.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein, 3. Teil. – Jb. hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, **56**, 244 S., 21 Abb., 12 Taf., Vaduz 1957.
- BLASER, R.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein, 2. Teil: Geologie des nördlichen Gebiets. – 228 S., 19 Abb., 3 Taf., Vaduz 1952.

- CARON, C.: La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. – *Eclogae Geol. Helv.*, **69**, 297–308, Basel 1976.
- CARON, C. et al.: Témoins de la Nappe du Gurnigel sur les Préalpes Medianes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. – *Bull. Soc. Fribourg Sci. Nat.*, **69**, 64–79, Fribourg 1980.
- DECKER, K.: Plattentektonische Einflüsse auf die Faziesentwicklung von Tiefseesedimenten: Oberjura und Neokomseimente der Ybbsitzer Kippenzone (Niederösterreich). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**, 16–17, 2 Abb., Innsbruck 1989.
- DIETRICH, V. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 361–374, 1 Abb., Stuttgart 1976.
- EGGER, H.: Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/2**, 375–395, 6 Abb., Wien 1989.
- EGGER, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone, den Klippenzonen und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, Wien 1990 (im Druck).
- FREIMOSER, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Berg/Obb. und Salzburg. – *Geol. Bavar.*, **66**, 7–91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München 1972.
- HAGN, H.: Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär). – *Mitt. Bayer. Staatssammlung Paläont. hist. Geol.*, **16**, 113–133, 2 Abb., 3 Taf., München 1976.
- HAMILTON, W.: Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. – *Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 55 S., 29 Abb., Wien 1989.
- HARLAND, W. B. et al.: A geologic time scale. – 131 S., zahlr. Tab. und Abb., Cambridge (Cambridge University Press) 1982.
- HERB, R.: Geologie von Amden. – *Beiträge geol. Karte Schweiz*, **114**, 130 S., 23 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Bern 1962.
- HÖSCH, K.: Zur lithofaziellen Entwicklung der Greifensteiner Schichten in der Flyschzone des Wienerwaldes. – *Unpubl. Diss. naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 250 S., 120 Abb., 28 Tab., 5 Taf., Wien 1985.
- HOMEWOOD, P. W.: Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps: A general account. – *Eclogae geol. Helv.*, **70/3**, 627–641, 6 Abb., Basel 1977.
- KELTS, K.: A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. – *Eclogae geol. Helv.*, **74/2**, 317–338, 5 Abb., Basel 1981.
- KIRCHMAYER, M.: Die Triasbasis im Becken von Grünau im Almtal (Oberösterreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1957/1**, 29–37, 1 Abb., Stuttgart 1957.
- MARTINI, E.: Standard Tertiary and Quarternary calcareous nannoplankton zonation. – In: A. FARINACCI (ed.): *Proceedings II Planctonic Conference*, Roma, 1970, **2**, 739–785, Rom (Edizioni Tecnoscienza) 1971.
- MUTTI, E. et al.: Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines. – IX. International Congr. Sediment., Field trip A11, 21–36, 3 Abb., Nice 1975.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1964/1**, 47–52, 32 Abb., Wien 1964.
- 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, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflysch des Rätikon. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 71–93, 5 Abb., 6 Taf., Wien 1983.
- POBER, E. & FAUPL, P.: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Geol. Rdsch.*, **77/3**, 641–670, 16 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1988.
- PREY, S.: Probleme im Flysch der Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **111**, 147–174, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Wien 1968.
- PREY, S.: Der südöstliche Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, 67–94, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1973.
- PREY, S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1975**, 1–25, 6 Abb., Wien 1975.
- PREY, S.: Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 79–117, 1 Abb., Wien 1980.
- REICHEL, R.: Die bayerische Flyschzone im Ammergau. – *Geol. Bavar.*, **41**, 55–98, 12 Abb., 3 Taf., München 1960.
- RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **108**, 156–174, 2 Abb., Hannover 1957.
- SCHNABEL, W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzonen. – *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt*, Blatt 71 – Ybbsitz, 17–42, Wien 1979.
- SCHNABEL, W.: Neue Daten zur Geologie der ostalpinen Flyschzone. – *Abstracts. Jahrestagung ÖGG 1988*, 27–28, Salzburg 1988.
- SCHNABEL, W. (Red.): *Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000*, 71 Ybbsitz. – Wien (Geologische Bundesanstalt) 1988.
- THUM, I. & NABHOLZ, W.: Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau – Lenzerheide – Oberhalbstein. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, **144**, 55 S., 40 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Bern 1972.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich, Band 3*. – 718 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1986.
- TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – *Bull. geol. soc. Amer.*, **71**, 843–908, 14 Abb., 2 Taf., New York 1960.
- WINKLER, W.: Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches (Zentralschweiz). – *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.*, **158**, 105 S., 45 Abb., 6 Tab., 11 Taf., Bern 1983.
- WINKLER, W.: Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps. *Palaeotectonic Implications*. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/2**, 341–389, 20 Abb., 9 Taf., Wien 1988.
- WINKLER, W. et al.: Bentonite im Gurnigel-, Schlieren- und Wägital-Flysch: Mineralogie, Chemismus, Herkunft. – *Eclogae geol. Helv.*, **78/3**, 545–564, 6 Abb., 8 Tab., Basel 1985.
- WINKLER, W. et al.: Wägital-flysch et autres flyschs penniques en Suisse centrale: Stratigraphie, sedimentologie et comparaisons. – *Eclogae geol. Helv.*, **78/1**, 1–22, 6 Abb., 1 Tab., Basel 1985.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 26. März 1990.

Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottngangien) in der oberösterreichischen Molassezone

Von PETER FAUPL & REINHARD ROETZEL*)

Mit 18 Abbildungen und 1 Tabelle

*Oberösterreich
Molassezone
Phosphoritsande
Fossilreiche Grobsande
Lithofazies
Paläoströmung
Sedimentologie
Sedimentpetrologie
Ottngangien*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 29, 30, 31, 32, 33, 47, 48, 49

Inhalt

Zusammenfassung	157
Abstract	157
1. Einleitung	158
2. Zur Lithofazies der Phosphoritsande und verwandter Grobsande	160
2.1. Lithofazies I: Feinkies- und Grobsandfazies	160
2.2. Lithofazies II: Schräggeschichtete Grobsandfazies	160
3. Paläoströmungsdaten	162
4. Granulometrische Untersuchungen	164
5. Faziesinterpretation und sedimentäres Milieu	166
5.1. Interpretation der schräggeschichteten Grobsandfazies	171
5.2. Interpretation der Feinkies- und Grobsandfazies	171
6. Die Schwermineralverteilung	174
7. Paläogeographie	174
8. Schlußfolgerungen	176
Dank	177
Literatur	177

Zusammenfassung

In den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden des Ottngangiens am Nordrand der oberösterreichischen Molassezone können, so wie in den Atzbacher Sanden, deutliche Merkmale von starker Gezeitenaktivität festgestellt werden.

Die dominierende schräggeschichtete Grobsandfazies kann als subtidale Sandwellenfazies mit mehreren Meter mächtigen Sets interpretiert werden, zwischen der eine pelitreiche Subfazies abgelagert wurde.

Untergeordnet tritt eine weitgehend strukturlose Feinkies- und Grobsandfazies auf. Diese kann am ehesten mit einer Sedimentation in ästuarartigen Rinnensystemen in Verbindung gebracht werden, wobei hochkonzentrierte Suspensionsströme als Transportmechanismen innerhalb solcher submariner Rinnen auftreten können.

Die polymodale Verteilung der Paläoströmungsdaten läßt eine ausgeprägte Asymmetrie in der Intensität der Gezeitenströmung erkennen. Aus paläogeographischen Gründen kann angenommen werden, daß die gegen NE bis NNE gerichtete Hauptströmung dem Flutstrom entsprochen hat. Die Strömungsgeschwindigkeit in der Sandwellenfazies der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande liegt schätzungsweise bei 0,7 m/sec.

Die Schwermineralspektren der Grobsande besitzen im Gegensatz zu den Atzbacher Sanden charakteristische Mischspektren von Mineralen des alpinen Liefergebietes und der Böhmisches Masse, wobei Aufarbeitungen älterer Sandserien aus dem Liegenden der Phosphoritsande möglich sind.

Die hier entwickelten Vorstellungen stehen in Gegensatz zu dem bisher vielfach vertretenen Fazieschema, in dem die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande als Litoralfazies des Ottngangiens aufgefaßt wurden. Für eine derart markante Faziesprägung muß mindestens ein mesotidales Gezeitenregime angenommen werden. Die intensiv gezeitenbeeinflussten Sedimente und die relativ große Sedimentakkumulation in der zentralen und westlichen Paratethys werden in direktem Zusammenhang mit der globalen Meerestransgression im Oberen Eggenburgien bis Ottngangien gesehen.

The Phosphoritic and Fossiliferous Coarse Sands of the Innviertel Group (Ottngangian, Lower Miocene) Tidal Influenced Deposits in the Molasse Zone of Upper Austria

Abstract

In the Molasse zone of Upper Austria, the Ottngangian (Lower Miocene) coarse facies (Phosphoritsande, Fossilreiche Grobsande) from the southern margin of the Bohemian Massif

*) Anschriften der Autoren: Univ.-Prof. Dr. Peter FAUPL, Institut für Geologie der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien; Dr. Reinhard ROETZEL, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

is characterized by sedimentary features typical for strong tidal activities, at least in a mesotidal regime. The wide-spread cross-bedded facies can be interpreted as subtidal sand waves alternating with a pelitic subfacies of muddy inter-sand wave areas. A subordinate facies predominantly consisting of massive gravels and coarse sands was deposited in shallow estuary channels. Some of these sediments were transported by high density suspension currents.

The sand waves exhibit polymodal paleocurrent patterns which give evidence of highly asymmetrical tides. The NE and NNE directed predominant currents are interpreted as flood tide by means of paleogeographic considerations. An average current speed of about 0,7 m/sec is roughly estimated for the sand wave structures.

Heavy mineral spectra show a characteristic mixing of Alpine and Bohemian sources. Reworking of older sediments is highly supported by resedimented fossil material. The facies interpretation presented in this study is in contrary to former investigations which interpreted these facies as littoral deposits. The deposition of relatively thick tidal-influenced sediments in the western and central Paratethys is related to the global marine transgression of Upper Eggenburgian and Ottnangian times.

1. Einleitung

Zu Beginn des Miozäns wurde in der Molassezone, dem Vorland des gefalteten Alpenkörpers, durch den Vorstoß des Meeres im Oberen Eggenburgien die seit dem Oberoligozän unterbrochene Meeresverbindung zur Rhonesenke wiederhergestellt. Dadurch bestand in der Paratethys bis zum Mittleren Ottnangien eine durchgehende Meeresverbindung von der westlichen Paratethys, die mit dem Westmediterrän in Verbindung stand, über die zentrale Paratethys nach Osten bis in die Region des heutigen Kaspischen Sees (F. RÖGL & F. STEININGER, 1983). Während des oberen Ottnangiens wurde die Westverbindung wieder unterbrochen. Diese regressive Phase ist durch die Oncophora-Schichten gekennzeichnet.

Ablagerungen dieser untermiozänen Meerestransgression bilden die, in der oberösterreichischen Molassezone weit verbreiteten, marinen Sedimente der Innviertler Gruppe des Ottnangiens, die dem jüngeren Teil der Oberen Meeresmolasse in Bayern und der Schweiz entsprechen.

Die vorwiegend feinsandigen bis pelitischen Ablagerungen der Innviertler Gruppe (F. ABERER, 1958) verzahnen sich im Süden mit den teilweise grobklastischen Fan-Delta-Sedimenten der Sand-Schottergruppe. Dieses Fan-Delta war wahrscheinlich für den hier betrachteten Bereich einer der Haupteinspeisungspunkte des alpinen Sedimentmaterials, von dem aus die weitere Verteilung innerhalb des Beckens unter dem Einfluß ausgeprägter Gezeitenströmungen erfolgte (P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987).

Am Nordrand der Molassezone in Oberösterreich und dem angrenzenden Bayern gehen besonders die basalen, feinsandigen Ablagerungen des Unteren Ottnangiens der Innviertler Gruppe gegen das Kristallin der Böhmisches Masse in auffallend fossilreiche und teilweise phosphoritführende Grobsedimente über. Diese Ablagerungen werden in Österreich als Phosphoritsande (J. SCHADLER, 1934a) und Fossilreiche Grobsande (W. FUCHS, 1968) bezeichnet.

Die Phosphoritsande sind am Massivrand obertags zwischen dem Trefflinger Sattel nordöstlich von Linz und dem Gebiet südöstlich Peuerbach aufgeschlossen

(J. SCHADLER, 1932, 1934a,b, 1936, 1944, 1947, 1952, 1964; R. GRILL, 1933, 1937; W. FUCHS, 1968; R. PESCHEL, 1982; H. KOHL, 1987) und setzen sich untertags in den zahlreichen Bohrungen der Taufkirchner Bucht (R. GRILL, 1947; H. BÜRGL, 1951a,b; F.X. SCHAFFER & R. GRILL, 1951; H. HOLY, 1952; E. BRAUMÜLLER, 1961; E. ENICHLMAYR, 1983; J.E. GOLDBRUNNER, 1984; Ch. LENGAUER, G. TICHY & E. ENICHLMAYR, 1987) und westlich des Inn, in Bayern (H. NATHAN, 1949; H.J. UNGER & W. BAUBERGER, 1985) fort.

Am nordwestlichen Massivrand Oberösterreichs, in der Natternbacher Bucht, Matzinger Bucht und Taufkirchner Bucht werden die äquivalenten, obertags anstehenden Grobklastika als Fossilreiche Grobsande bezeichnet (W. FUCHS, 1968; vgl. W. FUCHS, 1963, 1964).

Der Aufschluß Rainbach bei Schärding in den Fossilreichen Grobsanden wird von F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL (1973) als Faziostratotypuslokalität des Ottnangiens gewählt.

Im angrenzenden Bayern entsprechen diese Sande lithologisch den Grobsanden der Litoralfazies von Holzbach und Höch (W. BAUBERGER & H.J. UNGER, 1984; H.J. UNGER, 1984; H.J. UNGER & W. BAUBERGER, 1985). F. NEUMAIER & H. WIESENER (1939) sprechen von Grobsand- und Strandfazies des Helvet, M.R. EDER (1955) und L. SEITNER (1977) von Transgressionssand.

Die Sedimente liegen meist direkt auf dem Kristallin oder sie überlagern diskordant die Linzer Sande oder den Älteren Schlier des Egeriens. Aus Bohrungen werden Fossilreiche Grobsande auch als Einschaltungen innerhalb des Robulusschliers s.l. beschrieben (O. SCHULTZ, 1965; F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL, 1973). Nach H.J. UNGER (1984) und W. BAUBERGER & H.J. UNGER (1984) tritt die Litoralfazies von Holzbach und Höch auch im Verband mit den Neuhofener Schichten, Glaukonitsanden und Blättermergeln auf. Die Auflagerung auf Peliten der Haller Serie des Eggenburgiens wurde bisher nur in der Bohrung Si[e]gharting 1 beobachtet (Ch. LENGAUER, G. TICHY & E. ENICHLMAYR, 1987). Lokal, wie z.B. bei Fürstzell in Bayern liegen die Grobsande transgressiv auf Jurakalken (H.J. UNGER, 1984). Gegen Süden verzahnen die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande mit dem Robulusschlier s.l. (vgl. R. GRILL, 1933, 1937; J. SCHADLER, 1936; F. ABERER, 1958, 1960; O. SCHULTZ, 1965; W. FUCHS, 1968, 1980), wobei besonders im Nordwesten diese Pelitfazies noch über die Grobsande hinweg, direkt auf das Kristallin transgrediert (W. FUCHS, 1968, 1980). Innerhalb der Sandfazies beschreibt J. SCHADLER (1936) vom Blatt Eferding mit der Entfernung vom Kristallin nicht nur eine Abnahme der Phosphoritknollen, sondern auch der Korngröße der Sande und einen allmählichen Übergang in Glaukonitsande. Diese Glaukonit-sandserie (R. GRILL, 1955) mit Pelitzwischenlagen geht weiter im Süden, auf Blatt Wels, in die Atzbacher Sande über (R. GRILL, 1954, 1955). Nach diesen Angaben besteht nicht nur faunistisch, sondern auch lithologisch eine direkte Verbindung zwischen Atzbacher Sanden und Phosphoritsanden.

Mächtigkeitenangaben über die Grobsandfazies am Massivrand sind schwierig, da der Sandhorizont, wie auch H.J. UNGER (1984) bemerkt, bedingt durch die Nähe zum Kristallin sehr reliefabhängig und daher starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen ist. Weiters muß man annehmen, daß nicht nur ein einziger Sandhorizont, sondern mehrere, lithologisch gleichwertige

Grobsandhorizonte in verschiedenen Niveaus des Ottnangiens vorliegen können. Für die Phosphoritsande von Prambachkirchen gibt J. SCHADLER (1934a) eine durchschnittliche Mächtigkeit von 4,7 m an, was jedoch nur für den phosphoritführenden Basishorizont gilt. Ebenfalls nur auf diesen Anreicherungs-horizont bezogen sind die Mächtigkeitsangaben von 2–11 m im Raum Plesching bei R. PESCHEL (1982). Auch aus den Bohrungen in der Taufkirchner Bucht werden sehr unterschiedliche Mächtigkeiten von 1–45,7 m für die Grobsande des Ottnangiens angeführt (R. GRILL, 1947; H. BÜRGL, 1951a,b; Ch. LENGAUER, G. TICHY & E. ENICHLMAYR, 1987), wobei nach Profilen von H. BÜRGL (1951b) die Mächtigkeiten sehr von der Anordnung von, wahrscheinlich tektonisch bedingten, Kristallinschwellen und Becken abhängig zu sein scheint. Für die Fossilreichen Grobsande gibt es in der Literatur recht einheitliche Mächtigkeitsangaben um 20 m (O. SCHULTZ, 1965; F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL, 1973; St. SALVERMOSER, 1989), von der äquivalenten Litoralfazies von Holzbach und Höch in Bayern 10–30 m (H.J. UNGER, 1984; W. BAUBERGER & H.J. UNGER, 1984).

Im allgemeinen handelt es sich bei allen diesen Sanden um meist gelbgraue bis grüngraue, quarzreiche Mittel- bis Grobsande mit einem beträchtlichen Anteil an verhältnismäßig frischen Feldspäten und Kristallbruchstücken und einem oft hohen, farbgebenden Glaukonitgehalt. H.J. UNGER (1984) vermutet, daß der Glaukonit aus aufgearbeiteten Glaukonitsanden stammt. Schrägschichtung, oft mit Pelitbelägen auf den Leebältern, und Einschaltungen von Tonmergelhorizonten in den Sanden sind häufig. Daneben treten auch Sande ohne interne Schichtung auf. J. SCHADLER (1936) beobachtet in Kristallinnähe häufige Übergänge in Grobgeröllschichten.

Die Schwermineralspektren der Grobklastika sind sowohl alpin als auch moldanubisch beeinflusst. Es dominieren zwar meist die Minerale Granat, Epidot, grüne Hornblende und Staurolith, dazu treten jedoch sehr oft größere Mengen von Zirkon, Apatit, Rutil und Turmalin, die manchmal auch überwiegen können (vgl. F. NEUMAIER & H. WIESENER, 1939; L. RITTER, 1953; G. WOLETZ, 1964; H.J. UNGER, 1984; W. BAUBERGER & H.J. UNGER, 1984; St. SALVERMOSER, 1989).

In den Phosphoritsanden sind die auffälligsten Komponenten die namengebenden Phosphoritknollen. Es überwiegen walzenförmige bis kugelige neben unregelmäßig geformten und plattenförmigen Phosphoriten mit 2 bis 10 cm Durchmesser und einer meist metallisch glänzenden Oberfläche. Nach J. SCHADLER (1934a) wurden die Phosphorite aus dem Älteren Schlier des Egeriens aufgearbeitet und treten daher konzentriert nur in Sanden im unmittelbaren Hangenden oder zumindest in der Nähe dieses Oligozänschliers auf. Die Phosphoritknollen fehlen daher besonders im Nordwesten, in den Fossilreichen Grobsanden, wo die nördliche Verbreitungsgrenze der Pelite des Egeriens deutlich nach Süden zurückweicht (J. SCHADLER, 1936; W. FUCHS, 1968; vgl. E. BRAUMÜLLER, 1961).

Die Genese der Phosphoritsande im Oligozänschlier wird von J. SCHADLER (1944) vorwiegend durch diagenetische Konkretionsbildung in überdüngten Meeresböden erklärt, während F. SPILLMANN (1952, 1972) die Phosphorite als fossilen Vogelguano deutet. Über die Mineralogie der Phosphorite liegen nur kurze Mitteilungen von J. SCHADLER (1934b) und H. MEIXNER (1939) vor. Nach M.A. GÖTZINGER (1984) enthalten die Phos-

phorite von Plesching und Prambachkirchen überwiegend Phosphate der Apatit-Gruppe und sind daher nach M. SLANSKY (1980, 1986) als Phosphatite zu bezeichnen.

Wirtschaftliche Bedeutung erlangten die Phosphorite nach ihrer Entdeckung durch J. SCHADLER (1932) in den dreißiger Jahren für die Gewinnung von Düngephosphat (G. KYRLE, 1934a,b; G. CONSTANTINI, 1936; J. SCHADLER, 1938, 1947, 1953; J. POLAGNOLI, um 1940; H. TANZMEISTER, 1951). Nach zahlreichen Aufbereitungs- und Aufschlußversuchen (E. BIERBRAUER, 1937a,b; R. MÜLLER & H. GERSCHBACHER, 1938; R. REISSNER, 1938; H. GERSCHBACHER, 1939) wurden die Versuchsabbau in den Jahren 1935–1936 und 1945–1947 in Prambachkirchen jedoch sehr bald wieder eingestellt.

Ein weiteres, auffallendes Merkmal aller dieser Grobsande ist der hohe Fossilanteil, der schon seit Beginn der geologischen Forschung das Interesse von Geologen und Paläontologen auf diese Ablagerungen lenkte (J. WALTL, 1853; F. v. HAUER, 1857; F. ROLLE, 1859; C.W. v. GÜMBEL, 1888; F.E. SUESS, 1891; L. v. TAUSCH, 1896; H. COMMENDA, 1900; E. KRAUS, 1916; J. STADLER, 1926).

Zusammenfassende Aufstellungen der Fossilinhalte in den Grobsanden des Ottnangiens finden sich bei F. ABERER (1958), W. FUCHS (1968), O. SCHULTZ (1965), F. STEININGER (1969), A. PAPP, F. RÖGL & F. STEININGER (1970), F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL (1973), L. SEITNER (1977), H.J. UNGER (1984), W. BAUBERGER & H.J. UNGER (1984), und H.J. UNGER & W. BAUBERGER (1985).

Die Phosphoritsande galten lange Zeit, hauptsächlich aufgrund der reichen Molluskenfauna (R. GRILL, 1933, 1937) und eines Wirbeltierfragments (E. THENIUS, 1960) als „Burdigal“. Erst mikropaläontologische Untersuchungen durch H. BÜRGL (1951a,b) und später durch K. GOHRBANDT (in E. BRAUMÜLLER, 1961) zeigten die Zugehörigkeit der Phosphoritsande zum „helvetischen“ Robulusschlier und bewiesen damit die Allochthonie eines Großteils der Makrofauna und Makroflora (vgl. J. SCHADLER, 1944; E. HOFMANN, 1944, 1952). Die gleiche Einstufung wurde aufgrund der Mikrofauna auch für die bayerische Grobsandfazies von F. OSCHMANN (in M.R. EDER, 1955) getroffen.

Neubearbeitungen der Foraminiferenfauna durch F. RÖGL (1969; vgl. I. CÍCHA, F. RÖGL, I. ČTYROKÁ, I. ZAPLETALOVÁ & A. PAPP, 1973) und der Selachier-Fauna durch O. SCHULTZ (1969, 1972; vgl. R. BRZOBHATÝ & O. SCHULTZ, 1973) und F. H. PFEIL (1983) sowie die Bearbeitung der Korallenfauna durch O. KÜHN (1965) und die Revision der Molluskenfauna (in P. ČTYROKÝ, O. HÖLZL, J. KOKAY, W.R. SCHLICKUM, O. SCHULTZ, F. STRAUCH & F. STEININGER, 1973; vgl. F. STEININGER, 1966) sprechen heute unzweifelhaft für eine Zuordnung zum Ottnangien. Zu dem gleichen Ergebnis kommen die Bearbeitungen durch H. HAGN, H. MALZ & E. MARTINI (1981) und Ch. LENGAUER, G. TICHY & E. ENICHLMAYR (1987). W.F. WENGER (1987) kann mit Hilfe detaillierter mikropaläontologischer Untersuchungen die Grobsandhorizonte im bayerisch-österreichischen Grenzgebiet noch weiter gliedern. Er stellt innerhalb der Fossilreichen Grobsande Ablagerungen des tieferen Unterottnangiens (Höbmannsbach) jenen des höheren Unterottnangiens (Rainbach) entgegen, während er die Litoralfazies von Holzbach und Höch bereits dem Mittelottnang zurechnet.

Die Grobsande des Ottnangiens wurden bisher sehr einheitlich als Litoralfazies und Ablagerungen des küstennahen Strandes interpretiert (J. SCHADLER, 1934a,b, 1936, 1944; O. SCHULTZ, 1965; F. RÖGL, 1969; F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL, 1973; R. PESCHEL, 1982). Auch in Bayern werden diese Sedimente als strandnahe Bildungen aufgefaßt (H.J. UNGER, 1984; W. BAUBERGER & H.J. UNGER, 1984) und von L. SEITNER (1977) sogar sehr detailliert gegliedert.

Während F. ABERER (1958) und W. FUCHS (1968, 1980) aber in den Sanden Transgressionssande, und damit den Beginn der Ottnangtransgression am Massivrand sehen (bei F. ABERER noch Transgression des Burdigals), erklärt O. SCHULTZ (in F. RÖGL, O. SCHULTZ & O. HÖLZL, 1973) ihre Entstehung durch eine Regression des Meeres, weil die Grobsande auch über dem Robullusschlier s.l. des Ottnangiens in einer Brunnenbohrung bei Rainbach angetroffen wurden. Nicht einfach ist die Interpretation als Strandsande für F. RÖGL (1969), der in den Tonmergeleinschaltungen Anteile von 80–90 % planktonischer Foraminiferen findet und diese Hochseefauna innerhalb der Strandbildungen nur durch Vertriftung bei außergewöhnlichen Bedingungen, wie Stürmen oder Springfluten erklären kann.

Detailliertere Überlegungen zu den Ablagerungsbedingungen findet man bei J. SCHADLER, der als einziger bereits auch den Einfluß von Strömungen in den Ablagerungen erkannte. Er vermutete „eine von Nordwest nach Südost gerichtete Strömungs- oder Strandvertriftung“ (J. SCHADLER, 1934a: S. 59) und führte „Schrägschichtung und mehrmaliges Abschneiden der Strandwälle“ auf eine „stark bewegte See und lebhaftes Meeresströmung“ (J. SCHADLER, 1944: S. 5) zurück. Aus dem Einfallen der Schrägschichtung leitete J. SCHADLER (1936: S. 80f.) einen „einheitlichen Strömungsverlauf von W nach O im burdigalen Seichtmeer“ ab und beschrieb in einer weiteren Arbeit (J. SCHADLER, 1953: S. 142) das miozäne Meer als „gut durchlüftetes und durchströmtes Watten-Frischmeer“.

In den untermiozänen Ablagerungen der Westlichen und Zentralen Paratethys konnten besonders in den letzten Jahren zahlreiche Hinweise für einen bedeutenden Einfluß der Gezeitentätigkeit auf die fazielle Entwicklung der Sedimente gefunden werden (J. HÜLSEMANN, 1955; P. HOMEWOOD & Ph.A. ALLEN, 1981; Ph.A. ALLEN & P. HOMEWOOD, 1984; Ph.A. ALLEN et al., 1985; P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987; G. TARI et al., 1989; B. TESSIER & P. GIGOT, 1989).

In der oberösterreichischen Molassezone erkannten P. FAUPL & R. ROETZEL (1987) in der Sandfazies der Innviertler Gruppe des Ottnangiens deutliche Merkmale einer starken Gezeitentätigkeit. In dieser Arbeit wurden jedoch die zeitgleichen, grobklastischen Sedimente am Nordrand der Molassezone nur sehr untergeordnet behandelt. Da trotz zahlreicher Publikationen über die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande bisher keine detaillierte Faziesanalyse von diesen Sedimenten vorlag, war es naheliegend, auch diese Sedimente faziiell zu untersuchen und die Frage einer möglichen Gezeitenbeeinflussung zu prüfen.

2. Zur Lithofazies der Phosphoritsande und verwandter Grobsande

Unabhängig von der Verbreitung der Phosphoritknollen lassen sich in den 10 bearbeiteten Aufschlüssen

(Abb. 1, 2) im wesentlichen zwei Hauptfaziestypen unterscheiden: Einer **Feinkies- und Grobsandfazies (Lithofazies I)**, in der schräggeschichtete Partien nur sehr selten anzutreffen sind, steht eine **schräggeschichtete Grobsandfazies (Lithofazies II)** mit bis zu mehreren Meter mächtigen Schrägschichtungseinheiten gegenüber. Obwohl während dieser Studie nur punktuell Einblick in die Faziesverteilung gewonnen werden konnte, entstand doch der Eindruck, daß die schräggeschichtete Fazies flächenmäßig die größere Verbreitung aufweist. Sie wurde auch in den 10 untersuchten Aufschlüssen 8 mal angetroffen. In den Sandgruben Hellmayr und Kronlachner in Weinzierlbruck bei Waizenkirchen, wo die Phosphoritsande direkt über den Linzer Sanden transgredieren, folgt über der ca. 8 m mächtigen schräggeschichteten Grobsandfazies eine dünn-schichtige, pelitreiche Wechselfolge von Mergeln und Sanden (Abb. 5). Auf bayerischem Gebiet hat sich für eine solche Lithofazies die Bezeichnung „Blättermergel“ eingebürgert (vgl. L. SEITNER, 1977).

2.1. Lithofazies I: Feinkies- und Grobsandfazies

Lokalitäten: Gschnarret, Holzheim, Oberreichenbach, tieferer Abschnitt von Außertreffling (vgl. Abb. 1).

Kennzeichnend für diese Fazies ist das Fehlen von mächtigeren Schrägschichtungseinheiten. Die Grobsande bis feinkiesführenden Grobsande sind strukturlos und durch Übergänge mit den Feinkieslagen, die bis zu 75 cm Dicke erreichen, verbunden. Die bis 5 cm großen Gerölle zeigen im allgemeinen eine gute Rundung. Es handelt sich um Quarz- und Granitgerölle. Die Feinkiespartien zeichnen sich durch eine grobsandige Matrix aus. Imbrikationen sind nur undeutlich entwickelt. In der Sandgrube Gschnarret fällt ein hoher Biotitgehalt auf. Im Gegensatz zur Lithofazies II fehlen dieser Fazies jegliche pelitische Einschaltungen. Typische Schichtfolgen sind in Abb. 3 wiedergegeben.

Partienweise ist in dieser Fazies eine deutliche Bioturbation zu erkennen. Häufig finden sich in feinerkörnigen Abschnitten aus dem Hangenden eingewühlte gröbere Sande. Es handelt sich dabei um bis zu mehrere Zentimeter dicke sandgefüllte Gänge.

In der Sandgrube Oberreichenbach ist unmittelbar über den Linzer Sanden, in Verbindung mit strukturlosen Grobsanden, eine flache, maximal 2 m tiefe Rinne über eine Erstreckung von ca 60 m erschlossen. Die Rinnenfüllung besteht aus kiesführenden Grobsanden zusammen mit zahlreichen braunen Schlierklasten. Diese pelitischen Klasten erreichen bis zu 1 m Größe. Möglicherweise handelt es sich um umgelagerten Oligozänschlier. Etwa 4 m über dem Top dieser Rinne ist nach weiteren 4 m Grobsand nochmals eine Kieslage mit Schlierklasten erhalten, die ebenfalls die Füllung einer flachen Rinne bildet. Innerhalb dieser einzelnen Sedimentationseinheiten wurde eine normale Gradierung beobachtet.

Eine weitere auffällige Entwicklung ist in der Sandgrube Außertreffling erschlossen, wo zwischen strukturlosen Grobsanden im Liegenden und schräggeschichteten Sanden im Hangenden eine etwa 1 m mächtige, grobe Kristallingeröllage eingeschaltet ist. Die Gerölle sind durchschnittlich 50 cm groß. Einzelne Blöcke erreichen Größen bis 3 m und schwimmen in einer Grobsand- bis Feinkiesmatrix.

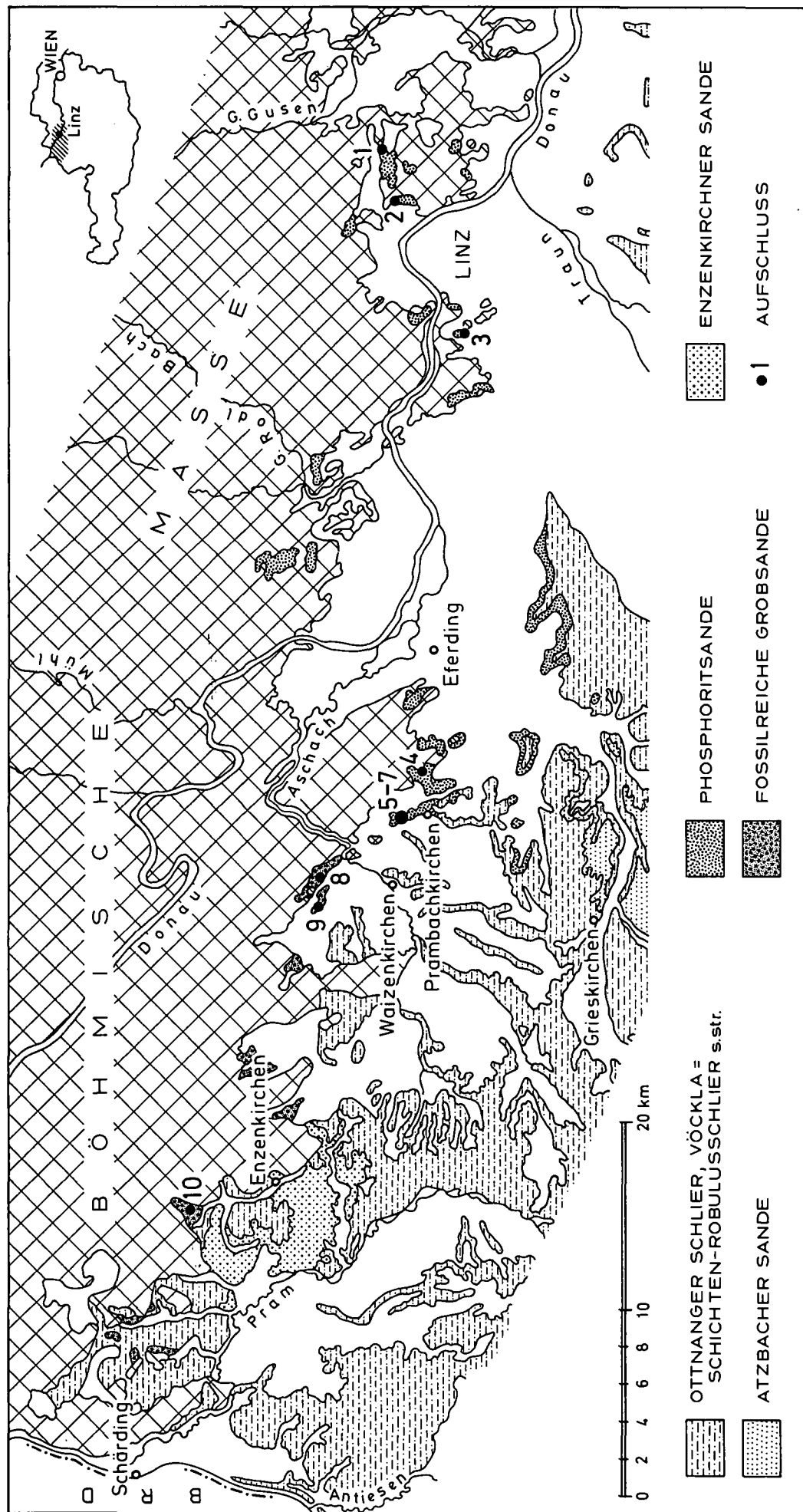


Abb. 1.
 Geologische Übersichtskarte des Nordrandes der Molassezone in Oberösterreich mit besonderer Berücksichtigung der Ablagerungen des Otnangiens, zusammengestellt nach geologischen Karten von F. ABERER (1958), J. SCHADLER (1952, 1964) und unveröffentlichten geologischen Karten von E. BRAUMÜLLER und W. FUCHS. 1 = Oberreichenbach; 2 = Auftretreffling; 3 = Holzheim; 4 = Gschnarret; 5-7 = Weinzierlbruck (vgl. Abb. 2); 8 = Lindbruck; 9 = Maiden; 10 = Mitterndorf.

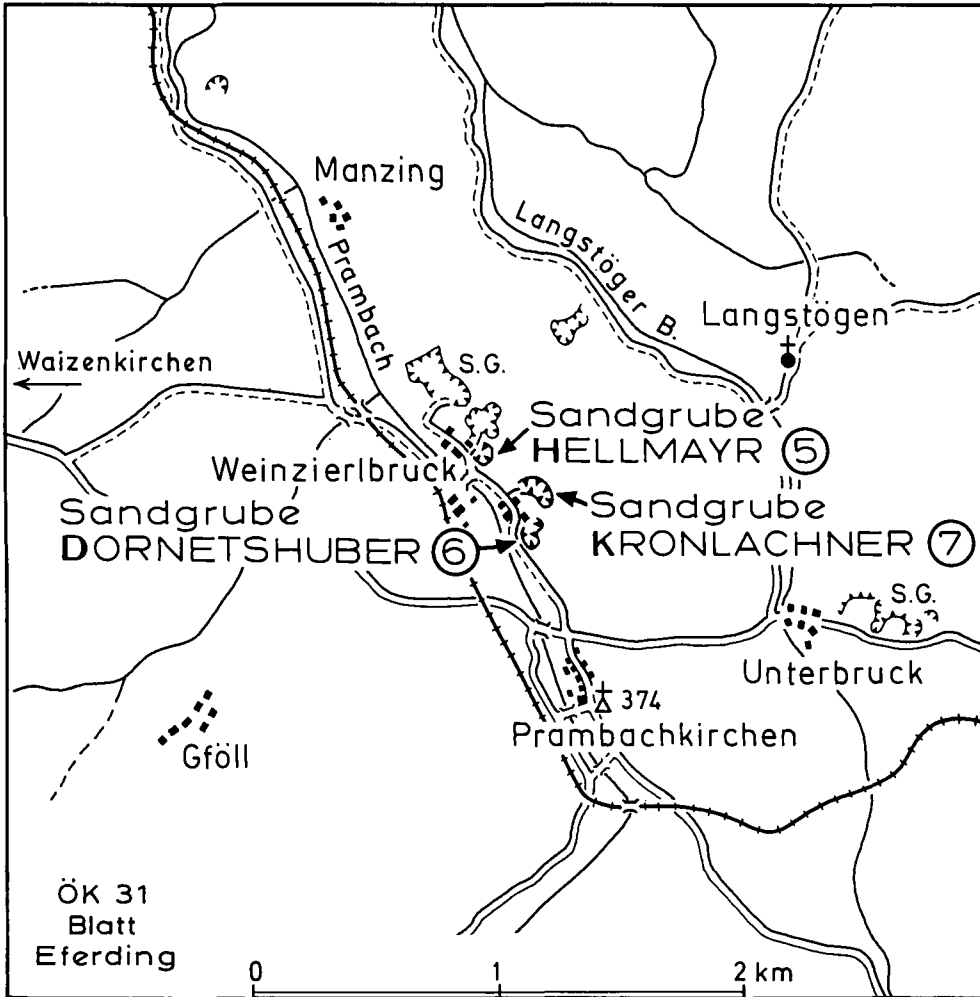


Abb. 2.
Lageskizze der Sandgruben in Weinzierlbruck bei Prambachkirchen (ÖK 31 Eferding).
5 = Sandgrube Hellmayr; 6 = Sandgrube Dornetshuber; 7 = Sandgrube Kronlachner.

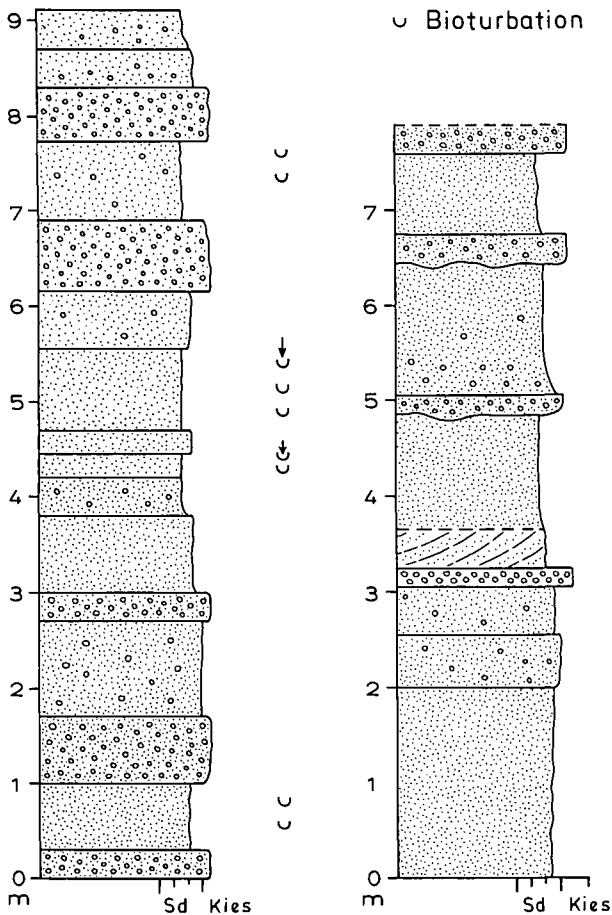


Abb. 3.
Detailprofile der Aufschlüsse Gschnarret (links) und Holzheim (rechts) mit weitgehend strukturloser Feinkies- und Grobsandfazies (Lithofazies I).

2.2. Lithofazies II: Schrägschichtete Grobsandfazies

Lokalitäten: diverse Sandgruben in Weinzierlbruck, hangender Abschnitt in Außertreffling, Mitterndorf, Lindbruck, Maiden (vgl. Abb. 1, 2).

Diese Fazies wird von Grobsanden, feinkiesführenden Grobsanden und Feinkiesen aufgebaut. Die durchwegs tabularen und keilförmigen Schrägschichtungseinheiten erreichen vereinzelt mehrere Meter Mächtigkeit (vgl. Abb. 5, 6, 7). Trogförmige Sets fehlen vollständig. Im Fußbereich mancher Schrägschichtungssets finden sich massenhaft Phosphoritgerölle angereichert. Besonders eindrucksvoll ist dies in der Sandgrube Dornetshuber, unmittelbar über den Linzer Sanden, erschlossen.

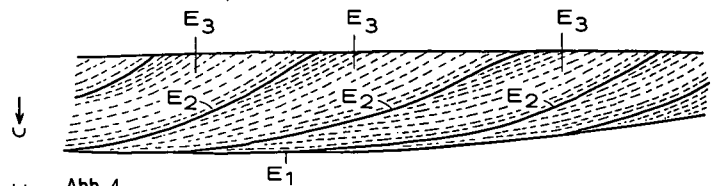


Abb. 4.
Schematische Darstellung eines Schrägschichtungssets der Lithofazies II. Nomenklatur der Flächen nach J. R. L. ALLEN (1980).
E₁ = Hauptsetgrenzen. E₂ = Reaktivationsflächen, i. a. diskordant in Bezug auf die Leebblätter (E₃); darauf deutlich ausgebildete Pelitbeläge. E₃ = Leebblätter, vereinzelt mit mud drapes, jedoch nicht so deutlich wie auf den E₂-Flächen.

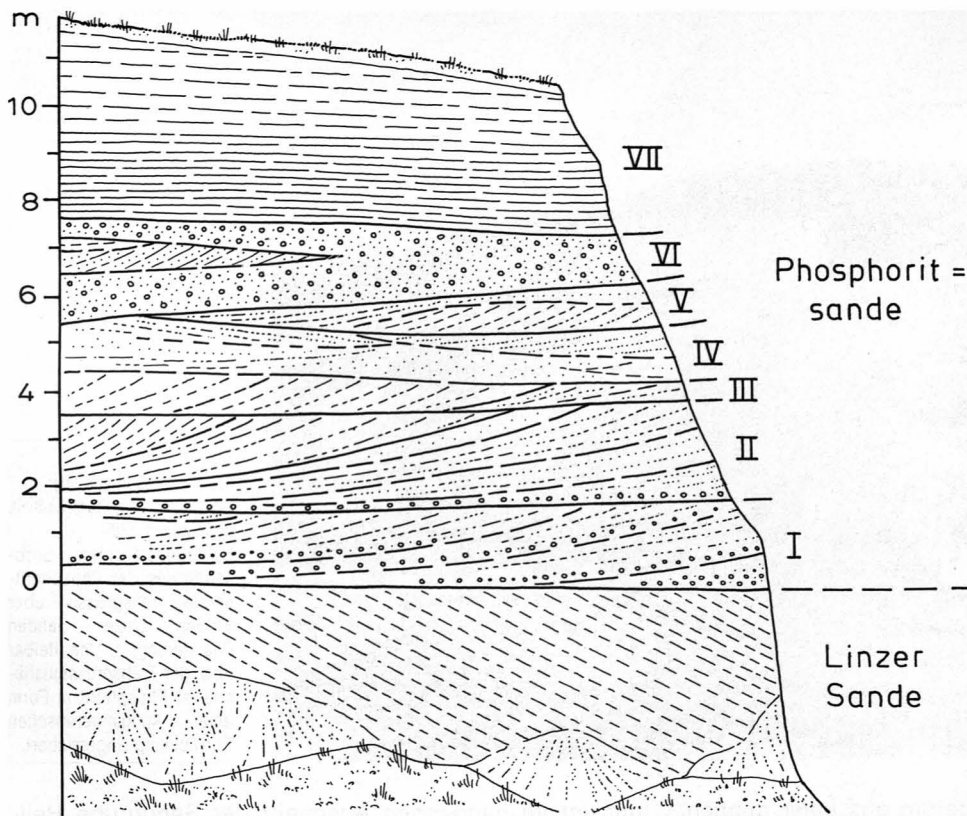


Abb. 5.
Schematische Darstellung der Sandgrube Hellmayr (Weinzierlbruck, Aufschluß 5), Abbaustand 1988. Diskordante Überlagerung der einheitlich schräggeschichteten oligozänen Linzer Sande durch intensiv schräggeschichtete Phosphoritsande. Mehrere Sedimentationseinheiten (I–V) mit internen, hierarchisch aufgebauten Schrägschichtungsgefügen der Lithofazies II werden von Kiesen der Lithofazies I (VI) und von einer pelitreichen Wechschichtung von Grobsand und Silt (VII; Subfazies der Lithofazies II) überlagert.

Das Kennzeichnende dieser schräggeschichteten Fazies liegt in der Gliederung durch im wesentlichen drei unterschiedliche Flächenarten (E_1 – E_3) sowie im häufigen Auftreten von Pelitlagen auf diesen Flächenelementen. Diese verschiedenen Flächen verleihen den schräggeschichteten Sandkörpern einen komplexen Aufbau.

In Abb. 4 ist das Verhältnis dieser Flächen zueinander schematisch dargestellt. Als **E_1 -Flächen** werden

die eigentlichen Hauptsetzgrenzen bezeichnet. Diese Hauptsets sind allgemein über 0,5 m, in der Mehrzahl jedoch über 1 m mächtig. Sie zeigen sowohl ebene Lagerung als auch flaches Ansteigen oder leichtes Fallen, sodaß sie teils tabulare, teils keilförmige Schrägschichtungseinheiten begrenzen. Diese E_1 -Flächen lassen sich im allgemeinen über den gesamten Aufschlußbereich (bis über 100 m) hin verfolgen. Sie sind deutlich durch pelitreiche Intervalle markiert. Diese pelitreichen



Abb. 6.
Sandgrube Kronlachner (Weinzierlbruck, Aufschluß 7), Abbaustand 1984. Diskordant über weißen Linzer Sanden (Markierung) liegt die Sandwellenfazies (Lithofazies II) der Phosphoritsande mit mehreren Meter mächtigen, tabularen und keilförmigen Schrägschichtungseinheiten.



Abb. 7.
Sandgrube Dornetshuber
(Weinzierlbruck, Aufschluß 6),
Abbaustand 1988.
Schräggeschichtete Grob-
sandfazies der Phosphorit-
sande transgressiv über
weißen Linzer Sanden
(Markierung). Unmittelbar
über der Transgressionsflä-
che ist Phosphorit in Form
einer konglomeratischen
Entwicklung angereichert.

Intervalle selbst bestehen wiederum aus einer dünnen Wechschichtung von Sanden und mergeligen Silten, in der auch Linsenschichtung zu beobachten ist. In diesem Abschnitt ist vielfach eine, zu den großen Schrägschichtungseinheiten gegenläufig orientierte, kleindimensionale Schrägschichtung zu beobachten.

Die liegende Setzgrenze wird von dem erwähnten pelitischen Intervall gebildet. Die Leebblätter (E_3) und auch die E_2 -Flächen sind tangential in dieses Bottomsetintervall eingebunden. Die hangende Setzgrenze ist deutlich erosiv, d. h. die beiden anderen Flächenelemente werden an dieser Grenze gekappt.

Die E_2 -Flächen unterteilen die von den E_1 -Flächen begrenzten Schrägschichtungshauptsets in keilförmige Teileinheiten. Sie schneiden im allgemeinen die E_3 -Flächen der liegenden Teileinheit, während sich die E_3 -Flächen im Hangenden tangential an die E_2 -Fläche anschmiegen. Die E_2 -Flächen sind überwiegend gegen das Hangende konkav entwickelt, seltener konvex. Auch sie tragen meist deutliche Pelitlagen, die gegen den Bottomsetbereich an Dicke zunehmen. Innerhalb des Hauptsets, zwischen zwei E_1 -Flächen, treten die E_2 -Flächen in regelmäßiger Wiederholung auf. Sie fallen vor allem durch ihre dickeren Pelitbeläge auf.

Bei den E_3 -Flächen handelt es sich um die eigentlichen Leebblätter des Schrägschichtungskörpers. Auch diese Flächen tragen mehr oder weniger deutlich mud drapes. Es können diese Pelitlagen jedoch auch fehlen, bzw. erodiert sein. Anhäufungen von Pelitklasten im Fußbereich sind zu beobachten. E_3 -Flächen unmittelbar über einer E_2 -Fläche schmiegen sich, wie schon erwähnt, im Liegenden konkordant an diese an, versteilen aber dann gegen das Hangende. Ca. 75 % aller Leebblätter fallen steiler als 10° ein. Das Verteilungsmaximum liegt zwischen 15 und 20° Einfallen.

In direkter Verbindung mit der schräggeschichteten Grobsandfazies tritt als **Subfazies** eine mehrere Meter mächtige, dünn-schichtige, **pelitreiche Wechschichtung von Sand und Pelit** auf. Diese Entwick-

lung ist im hangenden Abschnitt der Sandgrube Hellmayr (Abb. 5, Abschnitt VII) und auch in der Sandgrube Kronlachner gut erschlossen. An sedimentären Strukturen sind Linsen- und Flaserschichtung zu beobachten. Vereinzelt kommen auch einige Dezimeter-dicke schräggeschichtete Sandlagen vor. In beiden Sandgruben ist zu erkennen, wie diese dünn-schichtige pelitreiche Abfolge das flach schrägeinfallende Relief der Schrägschichtungskörper überdeckt.

3. Paläoströmungsdaten

Die Paläoströmungsdaten des weiteren Raumes um Waizenkirchen wurden in einem Sammeldiagramm zusammengefaßt, während die nahe dem Rand der Böhmisches Masse gelegenen Sandgruben bei Mitterndorf und Plesching durch Darstellung der Einzelmessungen dokumentiert sind (Abb. 8).

Das Sammeldiagramm aus dem Raum Waizenkirchen läßt deutlich eine polymodale Verteilung erkennen. Ein ähnliches Verteilungsmuster wurde von P. FAUPL & R. ROETZEL (1987, Abb. 28) auch für die Atzbacher Sande gefunden. Im marinen Bereich sind solche polymodalen Schrägschichtungsgefüge für gezeitenbeeinflusste Environments kennzeichnend (vgl. G. DE VRIES KLEIN, 1977, p. 66 ff.). Im Sammeldiagramm der Phosphoritsande läßt sich eine Hauptpopulation mit einer sehr breiten Streuung (330° - 150°) und einem Vektormean $67^\circ (\pm 19)$ erkennen, welche 54 der insgesamt 69 gemessenen Leebblätter (E_3 -Flächen) repräsentiert. Aus paläogeographischen Gründen entspricht diese gegen die Böhmisches Masse orientierte Strömungsrichtung dem Flutstrom, der, wie in den Atzbacher Sanden, als dominierende Strömung auftritt.

Die zahlenmäßig geringere Population (12 Werte) mit einem Vektormean von $246^\circ (\pm 23)$ belegt die untergeordnete Strömung (Ebbstrom), die nur in ganz wenigen,

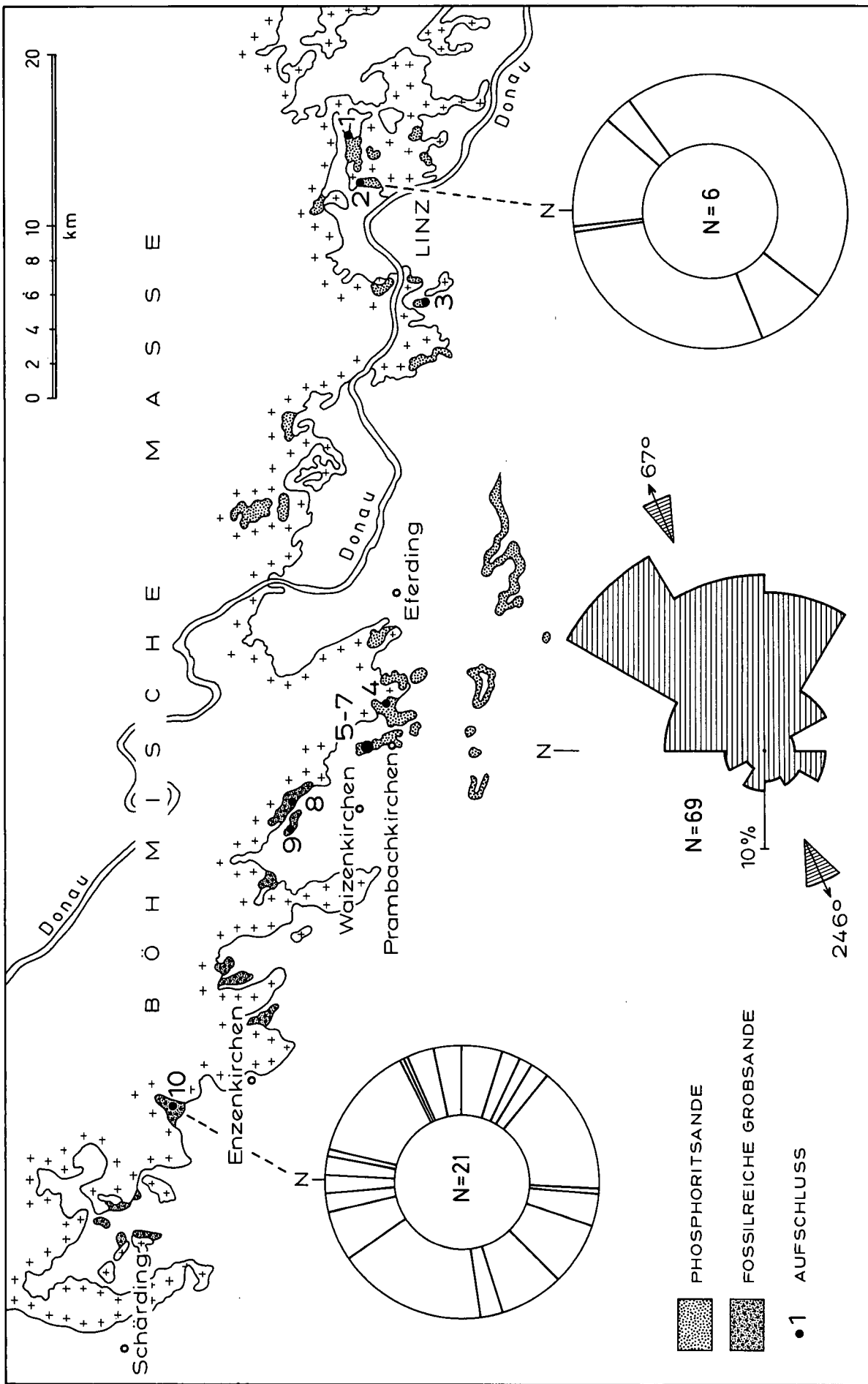


Abb. 8.
 Paläoströmungsdaten aus den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden von Außertreffling (2), dem Raum Waizenkirchen [Sammeldiagramm der Aufschlüsse Weinzierbruck (5-7), Lindbruck (8) und Maiden (9)] und Mitterdorf (10).
 Im Rosendiagramm sind die Einfallrichtungen der Leeblätter dargestellt; Intervallbreiten 30°; Pfeile = Vektormittel und Winkelabweichung für die Bereiche 330°-150° und 150°-330°.
 Geologische Kartengrundlage von J. SCHADLER (1952, 1964) und W. FUCHS (unveröffentlicht).

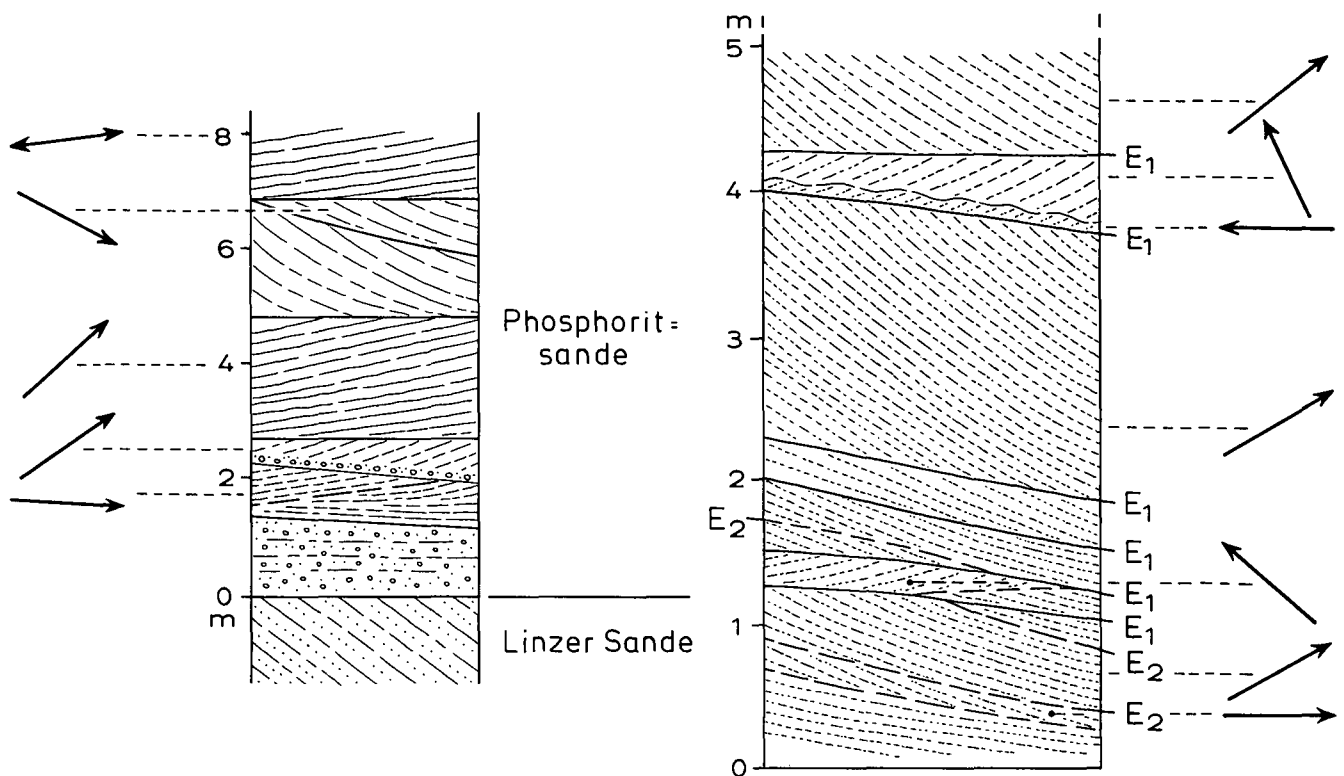


Abb. 9. Profilausschnitte der Sandgruben Lindbruck (rechts) und Weinzierlbruck (Dornetshuber; links) mit unterschiedlicher Orientierung der Paläoströmung in übereinanderliegenden Schrägschichtungshauptsets.

relativ dünnen Sets sichtbar wird. Diese Sets dürften am ehesten den „subordinate current caps“ von T. de MOWBRAY & M.J. VISSER, (1984, p. 817, Fig. 6) entsprechen. Am häufigsten ist die Gegenströmung als Rippelschichtung verwirklicht, deren Leeblätter allerdings nur selten eingemessen werden konnten.

Die beträchtliche Streuung der großen Leeblätter in der Hauptrichtung wird verständlich, wenn ihre unterschiedliche Orientierung in den übereinanderliegenden Hauptsets sichtbar gemacht wird (Abb. 9).

Die ganz nahe dem Rande der Böhmisches Masse gelegenen Fossilreichen Grobsande der Sandgrube Denk in Mitterndorf lassen ebenfalls eine polymodale Verteilung erkennen. Die E- und N-gerichtete Gruppe entspricht wieder der Flutrichtung (Vektormean $55^\circ \pm 25$). Der untergeordnete Ebbstrom weist nach SW (Vektormean $217^\circ \pm 16$). In der ebenfalls randnahen Sandgrube Außertreffling (Plesching/Linz) fallen die großen Leeblätter der Schrägschichtung etwa nach NNE ein. Ihre Orientierung entspricht aus paläogeographischen Gründen ebenfalls dem Flutstrom.

Zusammenfassend kann aus der Orientierung und polymodalen Verteilung des Schrägschichtungsgefüges auf eine gezeitenbeeinflusste Meeresströmung geschlossen werden, deren beide Gezeitenkomponenten sich durch eine ausgeprägte Asymmetrie auszeichnen. Die dominierende Strömung, welche für die Orientierung der Leeblätter nach etwa NE verantwortlich war, muß aus paläogeographischen Gründen dem Flutstrom entsprochen haben.

4. Granulometrische Untersuchungen

Von den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden wurden aus den untersuchten Aufschlüssen 24

Proben granulometrisch untersucht. Die Korngrößenanalysen dieser Sedimente erfolgten im Sandbereich durch Naßsiebung in $1/2$ Phi-Schritten. Der Pelitanteil wurde ebenfalls in $1/2$ Phi-Abständen röntgenographisch mit dem Sedigraph 5000 ET von Micromeritics ermittelt (J.P. OLIVIER, G.K. HICKIN & C. ORR, 1971).

Die granulometrischen Parameter zur Klassifikation der Sedimente (vgl. D. MARSAL, 1967), die CM-Verteilung (R. PASSEGA, 1957, 1964; R. PASSEGA & R. BYRAMJEE, 1969) und die Kies-Sand-Silt-Ton-Verhältnisse zur Sedimentbenennung (H. FÜCHTBAUER, 1959; G. MÜLLER, 1961) wurden mit dem EDV-Programm Sedpak 4 (G. MALECKI, 1986) berechnet.

Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande liegen im Benennungsdreieck Kies – Sand – Silt ausschließlich an der Sand-Kies-Seite des Dreiecks. Die Mehrzahl der Proben sind als Sande und kiesige Sande anzusprechen. Einige wenige Proben besitzen noch höhere Kiesanteile und sind daher als Kiessande und Sandkiese zu benennen (Abb. 10).

Es handelt sich bei diesen Sedimenten vorwiegend um Grobsande und Mittelsande mit arithmetischen Mittelwerten zwischen $-0,5$ und $+1,7$ Phi (Abb. 11). Dabei fällt auf, daß Proben aus den Aufschlüssen von Weinzierlbruck und Oberreichenbach hauptsächlich im Grobsandbereich, während jene von Mitterndorf, Lindbruck, Gschnarret und Holzheim großteils im Mittelsandbereich zu finden sind. Der Kiesanteil der Sedimente liegt vorwiegend im Feinkiesbereich zwischen 2 mm und 6,3 mm. Die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande sind sehr deutlich von den Atzbacher Sanden abgegrenzt, deren überwiegender Teil im Feinsand-Feld zu finden ist (vgl. P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, Abb. 24).

Die Standardabweichung der untersuchten Sande liegt zwischen 1,1 und 3,0. Die Phosphoritsande und

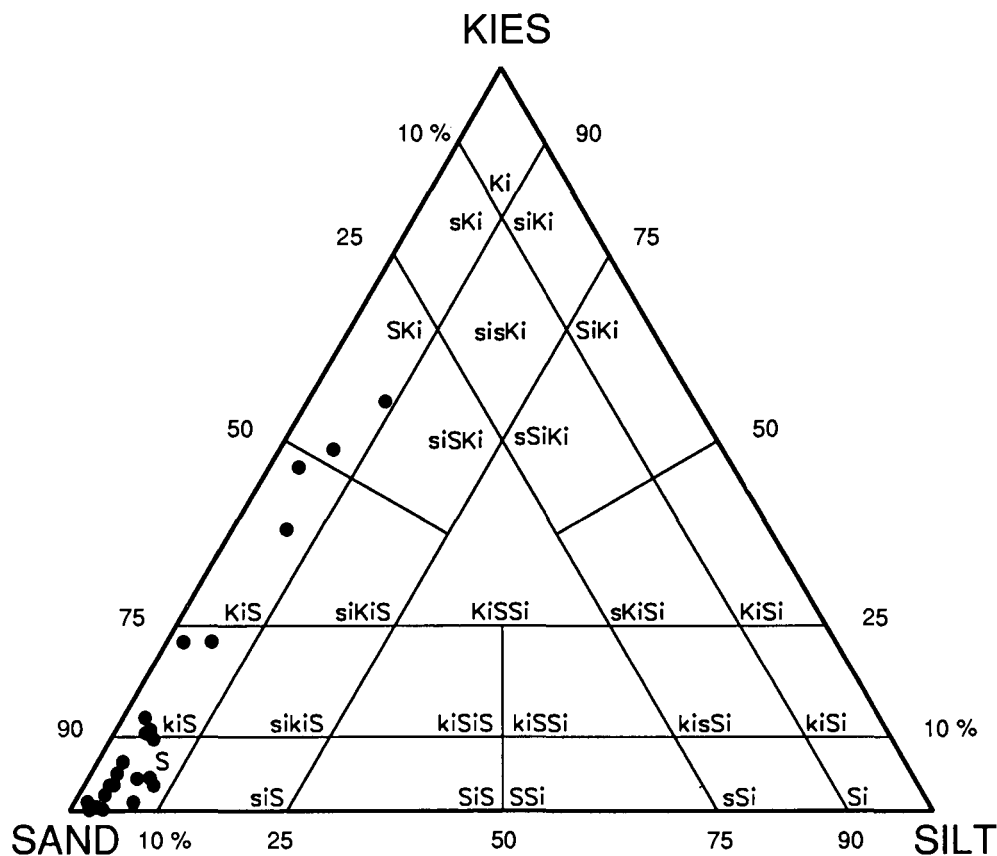


Abb. 10.
Die Proben der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande im Benennungsdreieck Kies - Sand - Silt (H. FÜCHTBAUER, 1959; G. MÜLLER, 1961).

Fossilreichen Grobsande sind daher nach G.M. FRIEDMAN (1962) fast immer schlecht bis sehr schlecht sortiert und damit etwas schlechter sortiert als die Atzbacher Sande (Abb. 11a).

Die durchwegs positiven Schiefewerte liegen zwischen +1,6 und +6,2 und sind damit ähnlich wie die der Atzbacher Sande, da auch bei den Grobsedimenten der feine Sedimentanteil überwiegt (Abb. 11b).

Im CM-Diagramm (Abb. 12) liegen die groben 1 %-Werte (C-Werte) der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande immer über 1 mm und zwar zwischen 1200 μm und 15500 μm . Die 50 %-Werte (M-Werte) der Grobsedimente sind mit 180 μm –2500 μm ebenfalls deutlich höher als die der Atzbacher Sande. Diese Feinsande besitzen meist C-Werte zwischen 300 μm und 1000 μm , während die M-Werte großteils im Bereich von 100 μm und 300 μm zu finden sind. Die Probepunkte der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande sind daher ausschließlich in der von R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) definierten Klasse I konzentriert und relativ scharf zu den Atzbacher Sanden abgegrenzt, die vorwiegend in den Klassen IV und V auftreten (vgl. P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, Abb. 25a).

Gleichzeitig stehen jedoch auch die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande, so wie die Atzbacher Sande, in Wechsellagerung mit Pelitzwischenlagen. Von diesen Peliten wurden zwar keine Korngrößenanalysen durchgeführt, es ist aber anzunehmen, daß die Korngrößenverteilungen nicht wesentlich von jenen der Pelitzwischenlagen aus den Atzbacher Sanden abweichen und die CM-Werte dieser Pelite aus den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden ebenso vorwiegend im Bereich der Klasse VII zu finden sind.

Die Lage der Probepunkte in der Klasse I bedeutet nach R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969), daß diese Sedimente aus einer Mischung von springend und rollend

transportierten Sedimentanteilen gebildet wurden. Die Form des Feldes, das diese Probepunkte umschließt, ist am ehesten mit dem von R. PASSEGA (1964) definierten Segmenten O-P-Q zu vergleichen, wobei aber die CM-Werte bei diesem Autor fast immer niedriger sind, und daher diese Segmente in den Referenzdiagrammen meist in den Klassen IV und V und den tieferen Teilen von I und II liegen. R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) geben aber an, daß Position und Größe der Segmente durchaus variieren können. Segment P-Q wird nach R. PASSEGA & R. BYRAMJEE (1969) vorwiegend durch Transport in gradierter Suspension (springender Transport) mit einem geringen Anteil der rollenden Komponente gebildet, während im Segment O-P der Anteil dieser beiden Transportarten sehr variabel sein kann. Die Lage der Probepunkte der Atzbacher Sande im Segment Q-R (vgl. Abb. 12 und P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, Abb. 25a) spricht dagegen für einen überwiegenden Transport in gradierter Suspension. Wie aus Abb. 12 zu ersehen ist, gibt es jedoch auch in den Atzbacher Sanden größere Typen, die ebenso wie die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande im Segment P-Q zu finden sind. Generell kann man daher die Grobsandfazies im CM-Diagramm als grobe Fortsetzung der CM-Verteilung der Atzbacher Sande betrachten.

Dies bedeutet, daß sowohl in den Atzbacher Sanden, als auch in den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden trotz der unterschiedlichen Korngröße der Transport der Sedimente überwiegend in gradierter Suspension (springender Transport) erfolgte, wobei in den Grobsanden der Anteil der rollenden Komponente sicher weit höher war.

Dieses Ergebnis stimmt im wesentlichen mit den Aussagen der Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz überein (vgl. unten).

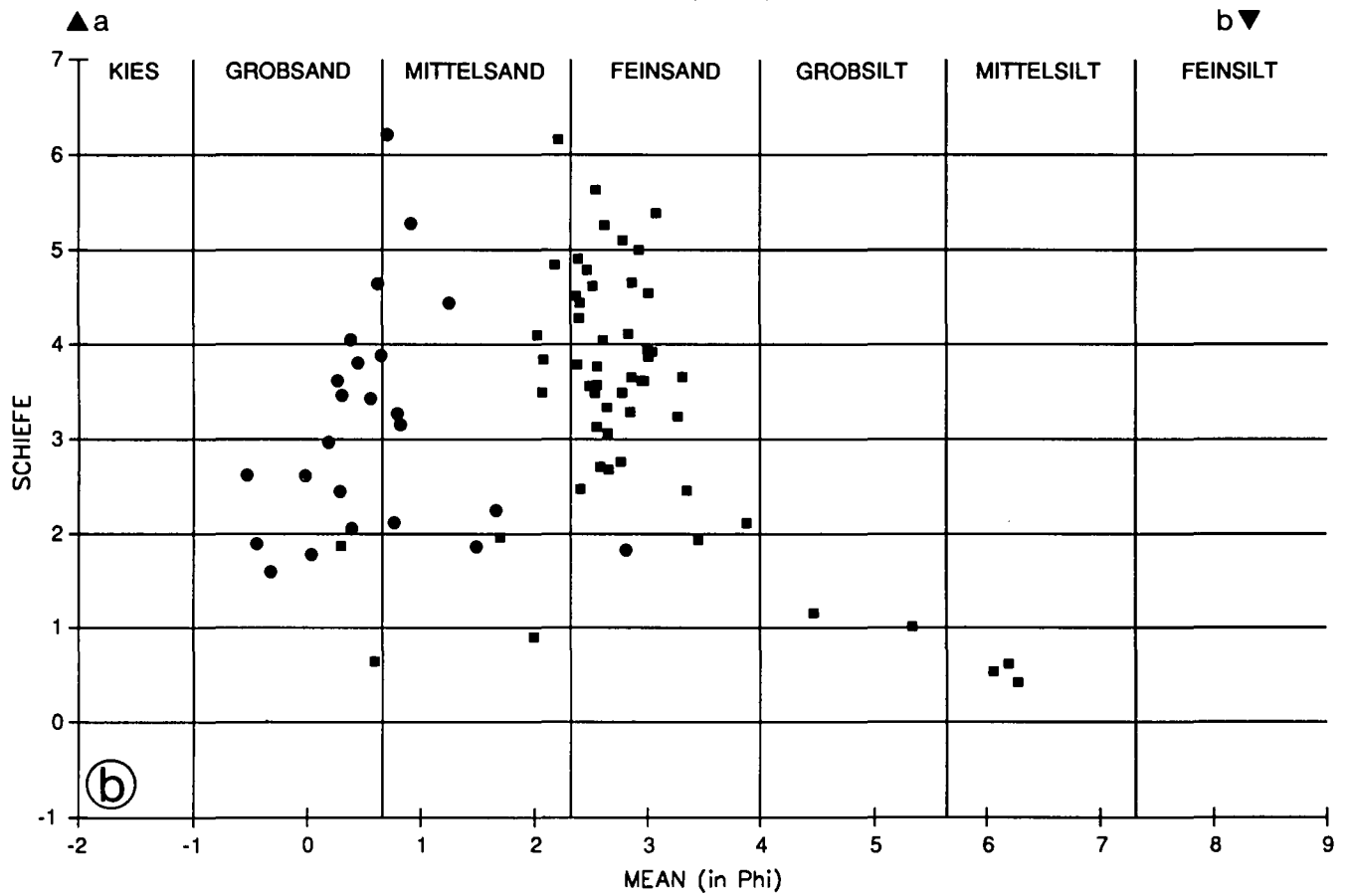
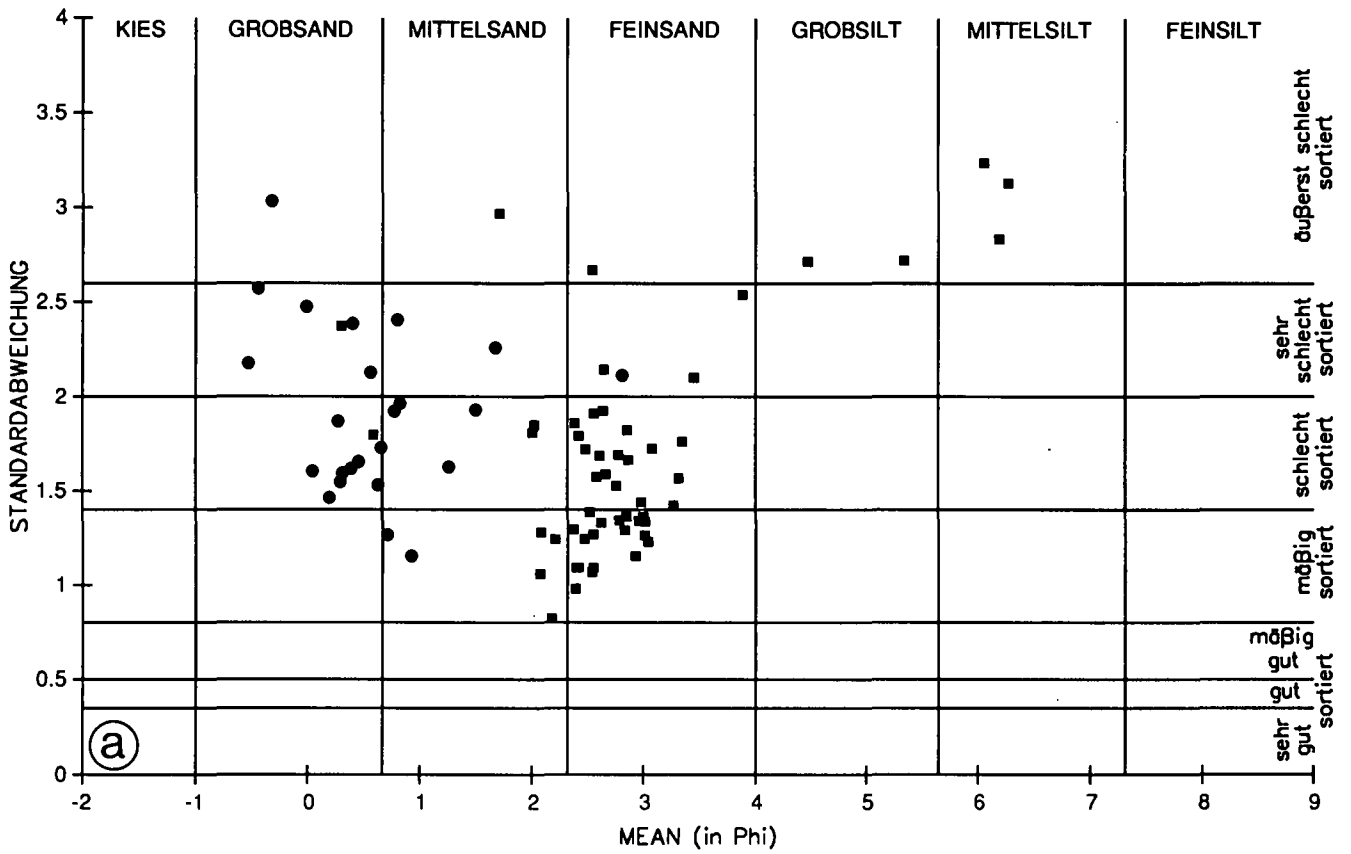


Abb. 11.
 Parameterbeziehungen von arithmetischen Mittelwerten (Mean) mit
 a) Standardabweichungen
 und
 b) Schiefewerten von Proben der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande (●) und Atzbacher Sande (■).

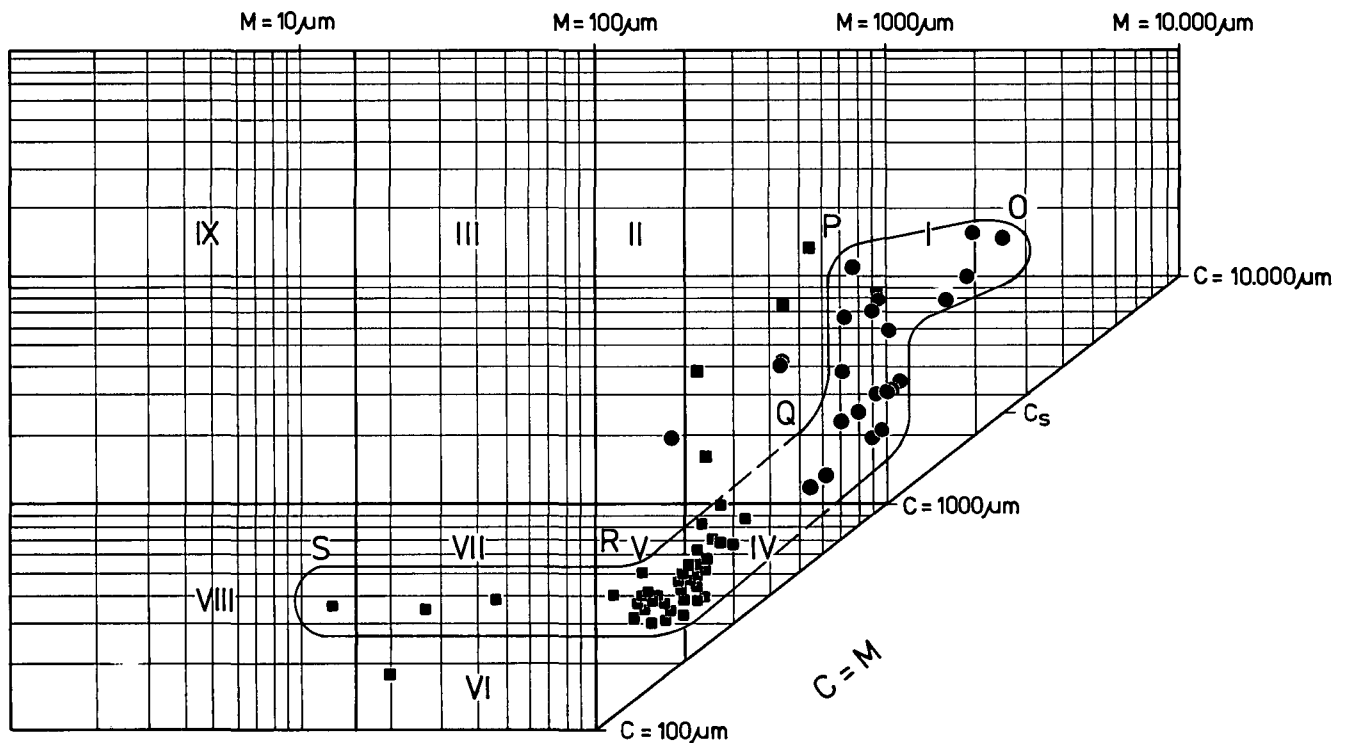


Abb. 12.
Die Proben der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande (●) und Atzbacher Sande (■) im CM-Diagramm (R. PASSEGA, 1957).

Auch aus den Abschätzungen der Strömungsgeschwindigkeiten, die bei den Atzbacher Sanden um 0,5 m/sec, bei den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden um 0,7 m/sec liegen (vgl. P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, S.441 und Kap. 5.1.), ist zu erwarten, daß in den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden wahrscheinlich etwas größere Komponenten noch in gradierter Suspension transportiert wurden als in den Atzbacher Sanden.

Dafür spricht auch der maximale Korndurchmesser für den Transport in gradierter Suspension (Punkt C_s im CM-Diagramm), der bei den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden bei ca. 2500 μm liegt, bei den Atzbacher Sanden jedoch bei ca. 480 μm ermittelt wurde (vgl. P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, Abb. 25a).

So wie bei den Atzbacher Sanden zeigt daher auch das CM-Diagramm der Grobsande vom Nordrand der Molasse, daß bei diesen Sedimenten der Sedimenttransport durch bodennahe Strömungen vorherrschte.

Diese Strömungsbedingungen mit entsprechenden CM-Verteilungen treten vor allem im fluviatilen aber auch im seichten marinen Bereich auf.

Für die hier behandelten Sedimente muß angenommen werden, daß derartige Strömungen nicht aktiv sein konnten, während die Feinsedimente aus den Pelitzwischenlagen sedimentierten.

Derartige hydrodynamische Transportbedingungen herrschen vor allem in submarinen Bereichen, wo Gezeitenströmungen die Grobsedimente sehr rasch in submarinen Rinnen transportieren und die Ablagerung der pelitischen Feinsedimente nur während der Stillwasserperiode erfolgen kann.

In der Darstellung der Korngrößenverteilung im Wahrscheinlichkeitsnetz bilden schwebender Transport (gleichförmige Suspension), springender Transport (gradierter Suspension) und rollender Transport (Bodenfracht), die drei wesentlichen Transportarten eines Sediments, eigene Populationen mit logarithmischen Nor-

malverteilungen (E. WALGER, 1961; A.J. MOSS, 1962, 1963; G.S. VISHNER, 1969).

Charakteristische, faziespezifische Parameter sind die Anzahl, der Anteil am gesamten Sediment, das Verhältnis, die Mischbereiche und die Sortierung (Anstieg) dieser Populationen (K.H. SINDOWSKI, 1957; G.S. VISHNER, 1969; R.P. GLAISTER & H.W. NELSON, 1974).

Bei den Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande sind grundsätzlich zwei deutlich unterscheidbare Gruppen zu erkennen, die auch unterschiedlichen Lithofaziestypen angehören (Abb. 13).

Die Kurven der ersten Gruppe (Abb. 13a), die ausschließlich in Sedimenten mit der schräggeschichteten Grobsandfazies (Lithofazies II) vorkommen, zeigen eine gut bis mäßig sortierte springende Population, die mit 65 % bis 90 % immer deutlich überwiegt. Die schlecht sortierte Suspensionsfracht ist mit 9 % bis 21 % am Aufbau der Sedimente beteiligt. Der Anteil der rollenden Population ist sehr verschieden. Neben Sedimenten ohne Bodenfracht (Abb. 13a: Kurve 2) treten Ablagerungen mit einer unterschiedlich sortierten rollenden Population zwischen 1 % und 10 % auf (Abb. 13a: Kurve 3). Untergeordnet gibt es auch noch größere Sedimente, in denen die rollende Population bis 44 % ansteigen kann und der Anteil der springenden Population nur 50 % bis 63 % beträgt (Abb. 13a: Kurve 1).

Kennzeichnend für viele dieser Kurven ist ein auffallend großer Mischbereich zwischen springender Population und Schwebfracht (Abb. 13a: Kurven 1,2).

Bei Sedimenten mit rollender Population liegt der grobe Wendepunkt (T) recht einheitlich und eng begrenzt zwischen -1 und 0 Phi.

Etwas weiter gestreut ist die Grenze zwischen springender und schwebender Population, die zwischen 0,5 und 1,8 Phi liegt.

Übereinstimmend mit den Aussagen des CM-Diagramms ist trotz der Grobkörnigkeit der Sedimente der

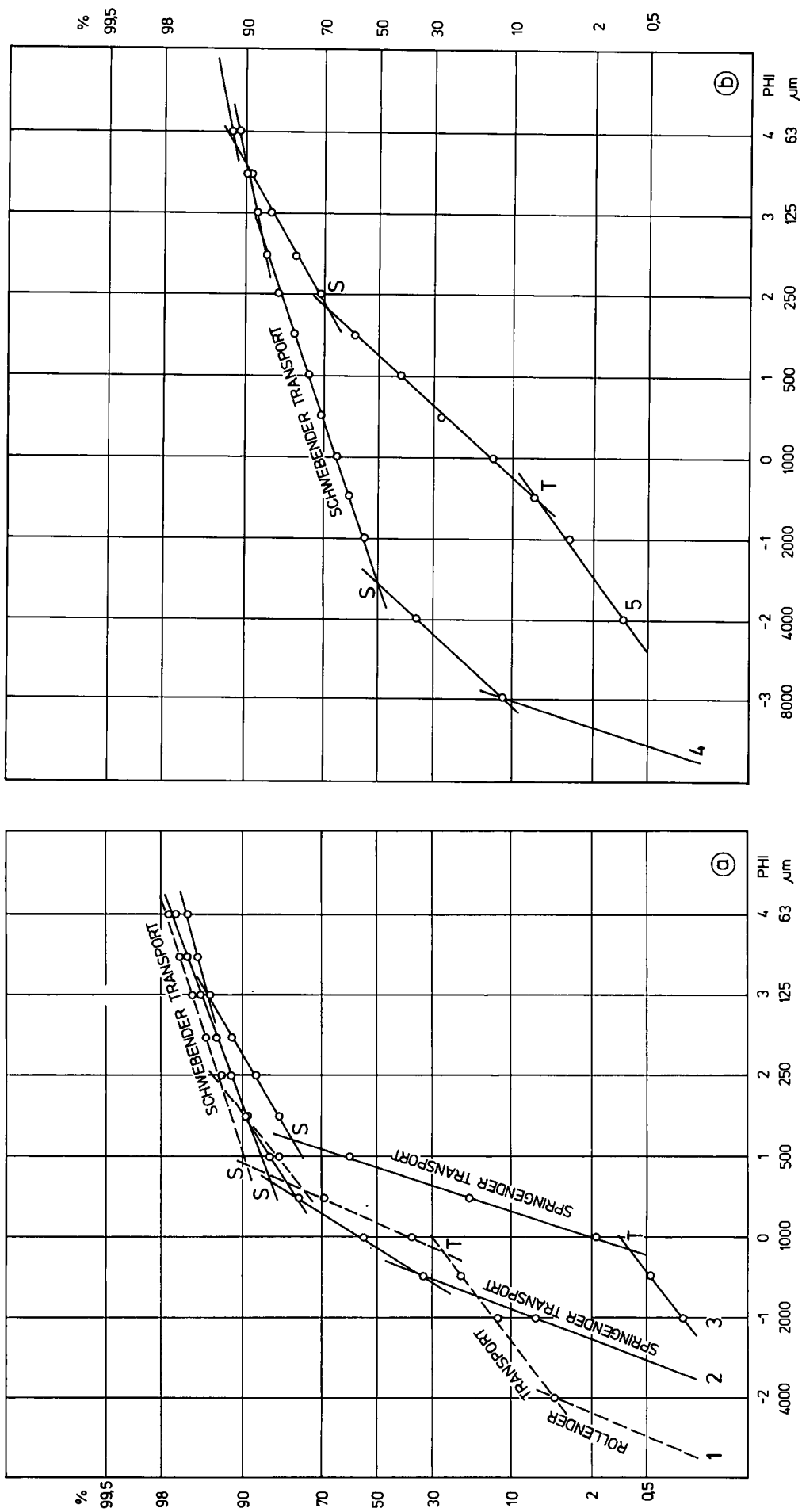


Abb. 13.
Ausgewählte typische Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz von Proben der Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande.
a) Sedimente der Lithofazies II.
b) Sedimente der Lithofazies I.

Transport in gradierter Suspension (springender Transport) vorherrschend, was wahrscheinlich auf die höhere Strömungsgeschwindigkeit zurückzuführen ist. Auch der, aus den Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz ermittelte maximale Korndurchmesser für den springenden Transport (grober Wendepunkt T) von 0 bis -1Φ (1–2 mm) stimmt mit dem Wert von 2.5 mm aus dem CM-Diagramm überein.

Die Kurventypen stimmen in ihrer Form weitgehend mit jenen der Atzbacher Sande überein (vgl. P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987, Abb. 26), die jedoch gegenüber den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden einen höheren Anteil der springenden Population besitzen und um 1 bis 2 Φ -Einheiten weiter im Feinbereich liegen.

Vergleichbare Kurven derartig grobsandiger Sedimente aus rezenten Ablagerungsräumen sind in der Literatur selten zu finden.

Ähnliche Kurventypen wie Kurve 2 (Abb. 13a) von etwas feineren Sanden beschreiben R. P. GLAISTER & H. W. NELSON (1974, Abb. 8A) von Sandbänken im Flußmündungsbereich, wobei der breite Übergangsbereich zwischen springender und schwebender Population als charakteristisch für diesen Faziesbereich angegeben wird.

G.S. VISHER (1969) stellt Populationsverteilungen wie in den Kurven 1 und 3 aus Gezeitenrinnen des Altamaha Ästuars (Abb. 14D) und Delta-Sandsteinen von Bluejacket-Bartlesville (Abb. 17A) dar, und führt den hohen Anteil und die schlechte Sortierung der rollenden Population auf starke Gezeitentätigkeit zurück. K.H. SINDOWSKI (1957, Abb. 50, Abb. 61) zeigt diese Kurventypen von strömungsbeeinflussten Sandbänken des marinen Schelfbereiches.

Die zweite Gruppe von Kornsummenkurven bilden wesentlich schlechter sortierte Sedimente, die vor allem von Aufschlüssen der Feinkies- und Grobsandfazies (Lithofazies I) stammen (Abb. 13b).

Die analysierten Proben der beiden Aufschlüsse Holzheim und Gschnarret zeigen ausschließlich Kurven mit schlecht sortierten, undeutlich voneinander getrennten Populationen (Abb. 13b: Kurve 5).

Die Prozentanteile der Hauptpopulationen sind ähnlich wie die der ersten Gruppe. Auch hier überwiegt die springende Population mit 78 % bis 87 %. Die Suspensionsfracht hat mit 6 % bis 12 %, die Bodenfracht mit 3 % bis 15 % Anteil am Gesamtsediment.

Der grobe Wendepunkt (T) ist ebenfalls, so wie bei der ersten Gruppe, im Bereich von -1Φ bis 0Φ zu finden, während der feine Wendepunkt (S) deutlich weiter im Feinbereich und auch weiter gestreut zwischen $2,3 \Phi$ und $4,2 \Phi$ liegen kann.

Ähnliche Kurven, jedoch von feineren Sedimenten, zeigen G.S. VISHER (1969) und G.S. VISHER & J.D. HOWARD (1974) von Gezeitensedimenten aus dem Altamaha Ästuar.

Eine vollkommen andere Kornverteilung zeigt die Probe aus den Phosphoritsanden der Grube Oberreichenbach (Abb. 13b: Kurve 4). Diese Kurve zeigt einen schlecht sortierten, sehr hohen Schwebfrachtanteil von ca. 52 % und im Grobbereich eine ähnlich hohe Population von ca. 48 %, die wahrscheinlich sowohl rollend als auch in gradierter Suspension transportiert wurde. Beide Populationen sind sehr undeutlich voneinander getrennt, wobei der feine Wendepunkt mit $-1,6 \Phi$ äußerst grob ist. Charakteristisch für diesen Kurventyp ist

die konvexe Kurvenform, die nach G.S. VISHER (1969) und R.P. GLAISTER & H.W. NELSON (1974) typisch für hochkonzentrierte Suspensionsströme ist. Mit dieser Interpretation stehen die lithologischen Merkmale dieser Sedimente in der Sandgrube Oberreichenbach in Einklang, wo aufgearbeitete Pelitklasten an der Basis und normalgradierte Schichtung innerhalb mehrerer Sedimentationseinheiten beobachtet werden konnten (vgl. Kap. 2.1.).

5. Faziesinterpretation und sedimentäres Milieu

5.1. Interpretation der schräggeschichteten Grobsandfazies

Für die Interpretation der schräggeschichteten Grobsandfazies ist vor allem das Verständnis der verschiedenen Flächenelemente notwendig. So handelt es sich bei den **E₃-Flächen** um die eigentlichen Leeblätter, die im Zuge der Migration des Schrägschichtungskörpers angelagert wurden. Die **E₁-Flächen** bilden die Migrationsbahnen dieser Körper. Beim Überwandern wird der Topbereich des Schrägschichtungskörpers im Liegenden erodiert.

Bei den **E₂-Flächen** handelt es sich um **Reaktivationsflächen** im Sinne von P.J. McCABE & C.M. JONES (1977), die darunter leicht geneigte Erosionsflächen verstehen, welche Foresets ähnlicher Orientierung trennen. Solche Reaktivationsflächen sind im gezeitenbeeinflussten Milieu ungemein häufig, kommen jedoch auch in fluviatilen und äolischen Environments vor. Das häufige Vorkommen dieser Flächen belegt Unstetigkeiten bei der Migration der dünenförmigen Körper. Diese unstete Migration steht mit einer unsteten Strömung im Zusammenhang. So sprechen auch die Pelitbeläge (mud drapes), die auf den E₂-Flächen besonders augenfällig sind, für eine Unstetigkeit der Strömung. Daß Unstetigkeiten in der Strömung auch in Verbindung mit einer Umkehr der Strömungsrichtung zusammenhängen kann, ist durch das vereinzelte Auftreten von gegenläufig orientierten Sets im Dezimeterbereich sowie durch entsprechend orientierte Rippelschichtungen im Bottomset zwischen den Pelitlagen zu belegen.

Aus dem gemeinsamen Auftreten von zahlreichen mud drapes, dem wiederholten Vorkommen von Reaktivationsflächen und dem Vorhandensein von gegenläufig orientierter Rippelschichtung in Bottomsetablagerungen sowie aus dem polymodalen Paläoströmungsmuster erscheint es gerechtfertigt anzunehmen, daß diese Fazies **unter dem Einfluß von Gezeitenaktivität** entstanden ist. Es muß mit einer starken Asymmetrie der Tidenstömungen gerechnet werden, da gegenläufig orientierte Schrägschichtung nur völlig untergeordnet auftritt. Weil die Topbereiche der dünenförmigen Körper im allgemeinen nicht erhalten geblieben sind, kann allerdings nur wenig über die Erosionskraft der untergeordneten Gegenströmung im Topbereich ausgesagt werden (vgl. T.de MOWBRAY & M.J. VISSER, 1984, Fig. 4b). Die Erhaltung von „subordinate current caps“ (l.c., Fig. 6) bildet eher eine Ausnahme.

Während in den Atzbacher Sanden verschiedentlich eine deutliche Bündelstruktur im Sinne von M.J. VISSER (1980) mit zählbaren Abfolgen beobachtet werden kann (P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987), ist sie in den hier be-

schriebenen Sanden nur zu erahnen. So kann vereinzelt zwischen zwei E_2 -Flächen ein allmähliches An- und Abschwellen der Leeblattdicke beobachtet werden. Genaue Zählungen an den Leebblattfolgen waren nicht möglich, da entweder im unmittelbaren Bereich der E_2 -Flächen die einzelnen Leebblätter kaum zu unterscheiden waren, oder die E_3 -Flächen nicht durch deutliche mud drapes abgegrenzt sind.

Aus dem Umstand, daß die E_2 -Flächen eine regelmäßige Wiederholung erkennen lassen, wie dies für ein Hauptset in der Sandgrube Hellmayr in Abb. 14 dokumentiert ist, und daß sie auch durch dickere Pelitbeläge ausgezeichnet sind, scheint dafür zu sprechen, daß ihre Entstehung als Reaktivationsflächen mit dem Nipp-Spring-Nipp-Zyklus der Gezeiten in Zusammenhang stand (vgl. R. HOUTHUYS & F. GULLENTOPS, 1988, p. 157). Es ist vorstellbar, daß während der Nipp-Tide die Migration des Schrägschichtungskörpers weitgehend oder vollständig zum Erliegen kam. Unter solchen Bedingungen blieb die Form des dünenförmigen Körpers nicht stabil. Der Leehang verflachte etwas und auf ihm wurde während der Stillwasserperioden eine dickere Schlicklage abgesetzt (T. de MOWBRAY & M.J. VISSER, 1984, p. 815). Dem Vorgang des „Megaripple Overtaking“ im Sinne von T. de MOWBRAY & M.J. VISSER (1984), womit das Überwinden und dabei Begraben eines Schrägschichtungskörpers durch einen nachfolgenden gemeint ist, scheint in diesem Zusammenhang keine große Bedeutung zugekommen zu sein.

Vom Schrägschichtungstyp her läßt sich diese Fazies mit den Sand Wave-Klassen III und IV von J. R. L. ALLEN (1980) vergleichen. Es wurde daher auch bei der Nomenklatur der Flächenelemente den dort vorgeschlagenen Bezeichnungen E_1 bis E_3 gefolgt. Unter Sand Waves werden demnach transversal zur Strömung angeordnete, asymmetrische Sohlformen verstanden, wie sie unter einer gezeiteninduzierten, oszillierenden Strömung in einem weiten Bereich des seichten Gezeitenmilieus entstehen.

Diese Nomenklatur wird jedoch nicht sehr einheitlich gehandhabt. So soll nach dem Vorschlag von R. HOUTHUYS & F. GULLENTOPS (1988, p. 162) der Begriff Sand Wave nur auf jene metergroßen zusammengesetzten Sohlformen beschränkt sein, die der Klasse V und VI von J. R. L. ALLEN (1980) zugehören. Es scheint, daß die hier beschriebenen Schrägschichtungssets, mit den sehr flachen Hauptsetgrenzen, den von R. HOUTHUYS & F. GULLENTOPS (1988) aus den mitteleozänen Sanden Belgiens beschriebenen „Tidal Sand Bars“ vergleichbar sind.

Zahlreiche Internstrukturen gleichen jenen von R.W. DALRYMPLE (1984) aus dem makrotidalen Bereich der Bay of Fundy (Kanada) beschriebenen. Am meisten stimmen sie mit den „Large-Scale Foresets“ überein; untergeordnet gibt es auch Ähnlichkeiten mit dem „Inclined Cross-Bedding“. R.W. DALRYMPLE (l.c.) konnte zeigen, daß solche „Large-Scale Foresets“ bevorzugt in Arealen mit grobkörnigen Sedimenten vorkommen,

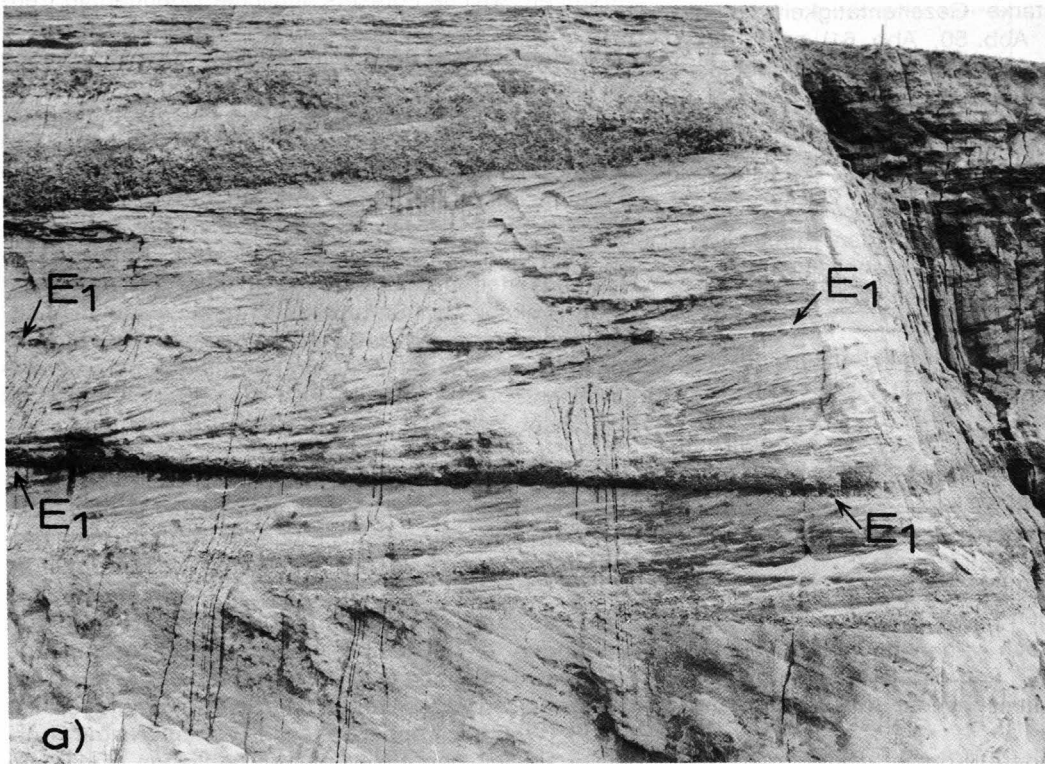
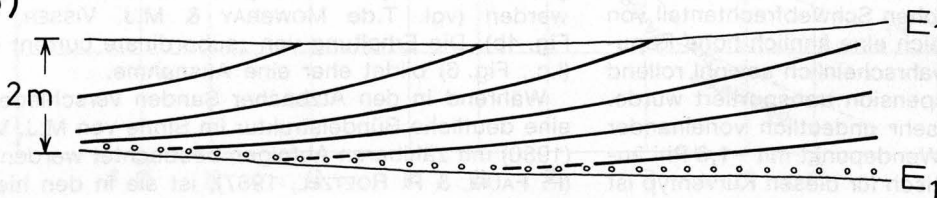


Abb. 14. Sandgrube Hellmayr (Weinzierbruck, Aufschluß 5), Abbaustand 1988.

Beispiel für regelmäßig wiederholtes Auftreten von E_2 -Flächen mit deutlichen mud drapes innerhalb eines Schrägschichtungshauptsets. Hinweis auf Nipp-Spring-Nipp-Zyklen.

- a) Photographischer Ausschnitt aus der schrägschichteten Grobsandfazies (vgl. Abb. 5, Abschnitt II).
- b) Schematische Darstellung des Schrägschichtungshauptsets II mit den E_2 -Flächen.

b)



wo relativ niedrige Durchschnittsspitzen­geschwindigkeiten bei der Stömung beobachtet werden.

Bei den hier beschriebenen Sand Waves handelt es sich um Sohlformen des unteren Strömungsregimes (FROUDE-Zahl <1). Nach R.H. BELDERSON et al. (1982) sind solche Sohlformen zwischen 0,5 und 1 m/sec durchschnittliche Springtidenspitzen­geschwindigkeit, nahe der Sedimentoberfläche gemessen, stabil. Aus den weitgehend ebenen Setgrenzen kann auf 2D-Sand Waves geschlossen werden, die durch gerade Kammlinien charakterisiert sind.

Wie aus den Angaben von R.H. BELDERSON et al. (l.c.) über Experimente in Strömungskanälen hervorgeht, entwickeln sich Sand Waves in Grobsanden bereits knapp nach Überschreiten der kritischen Geschwindigkeit. Hingegen kommt es in fein- bis mittelkörnigen Sanden, wie dies in den Atzbacher und Enzenkirchner Sanden der Fall ist, zwischen dem Überschreiten der kritischen Geschwindigkeit und der Entwicklung von Sand Waves noch zur Ausbildung von kleindimensionalen Rippeln. Die Mediane der schräggeschichteten Grobsandfazies der Phosphoritsande liegen zwischen 0,87 und 1,92 mm (Durchschnitt 1,18 mm, 16 Proben). Nach M.C. MILLER et al. (1977, Fig. 6) kann mit einem Einsetzen des Sedimenttransports für diesen Korngrößenbereich bei einer Geschwindigkeit von 0,60 bis 0,76 m/sec (1 m über Sohle) gerechnet werden.

Um die obere Stabilitätsgrenze für diese 2D-Sand Waves abschätzen zu können, finden sich bei W. R. COSTELLO & J.B. SOUTHARD (1981, Fig. 7) und J.H.J. TERWINDT & M.J.N. BROUWER (1986, Fig. 14) Hinweise auf jene Grenzgeschwindigkeit, bei der sich der Übergang von 2D zu 3D-Formen vollzieht. Dieser Wert liegt bei Tiefen über 1 m bei ca. 0,8 m/sec.

Die in Verbindung mit der schräggeschichteten Fazies auftretende pelitreiche Sand-Pelit-Wechselschichtung dürfte einer sandarmen, schlickreichen Fazies, welche zwischen den Sandwellenfeldern zu Ablagerung gelangt ist, entsprechen. Auch inaktive Großrippelfelder wurden von dieser schlickreichen Fazies überlagert, wie in den Sandgruben Hellmayr und Kronlachner zu beobachten ist. Ob in dieser Wechselschichtung

eine Gezeitenrhythmik abgebildet ist, wie sie R. D. KREISA & R.J. MOIOLA (1986) und B. TESSIER & P. GIGOT (1989) in Form von „vertikal angelagerten Gezeitenbündelstrukturen“ beschrieben haben, konnte hier nicht untersucht werden.

5.2. Interpretation der Feinkies- und Grobsandfazies

Die weitgehend strukturlose Feinkies- und Grobsandfazies wurde in den randnahen Bereichen zur Böhmi­schen Masse aufgefunden. Im Aufschluß Oberreichenbach, wo diese Fazies direkt auf den Linzer Sanden transgrediert, ist zu erkennen, daß sie Füllungen flacher Rinnen repräsentiert, wobei Meter-große Mergelklasten inkorporiert sind. Die Gradierung sowie die besondere Ausbildung der Kornsummenkurve (Abb. 13b) lassen es wahrscheinlich erscheinen, daß es sich hier um Ablagerungen aus hochkonzentrierten Suspensionsströmen handelt. Als auslösende Ereignisse sind Sturmfluten vorstellbar.

Für diesen randnahen Bereich der Böhmi­schen Masse ist eine ästuarartige Gliederung vorstellbar, wobei periodisch Flüsse und Bäche größere Mengen von grobklastischem Material angeliefert haben. Die wiederholt zu beobachtende Bioturbation in Form von großen Bauten vom Typ Ophiomorpha weist auf die marinen Bedingungen dieser Sedimentationsräume hin.

Die Grobblocklage in Außertreffling läßt es wahrscheinlich erscheinen, daß auch gravitativ induzierter Sedimenttransport bei der Sedimentation dieser Fazies beteiligt war. Aus dem Umstand, daß diese grobe Fazies lagenweise auch in die schräggeschichtete Grobsandfazies eingreift (z. B. Weinzierlbruck – Sandgrube Hellmayr Abb. 5, Abschnitt VI), kann geschlossen werden, daß diese Fazies in weiten Gezeitenrinnen zur Ablagerung gekommen ist. Über die Art des sedimentären Environments lassen sich erst dann nähere Angaben machen, wenn über die regionale Verbreitung der Feinkies- und Grobsandfazies genauere Informationen vorliegen.

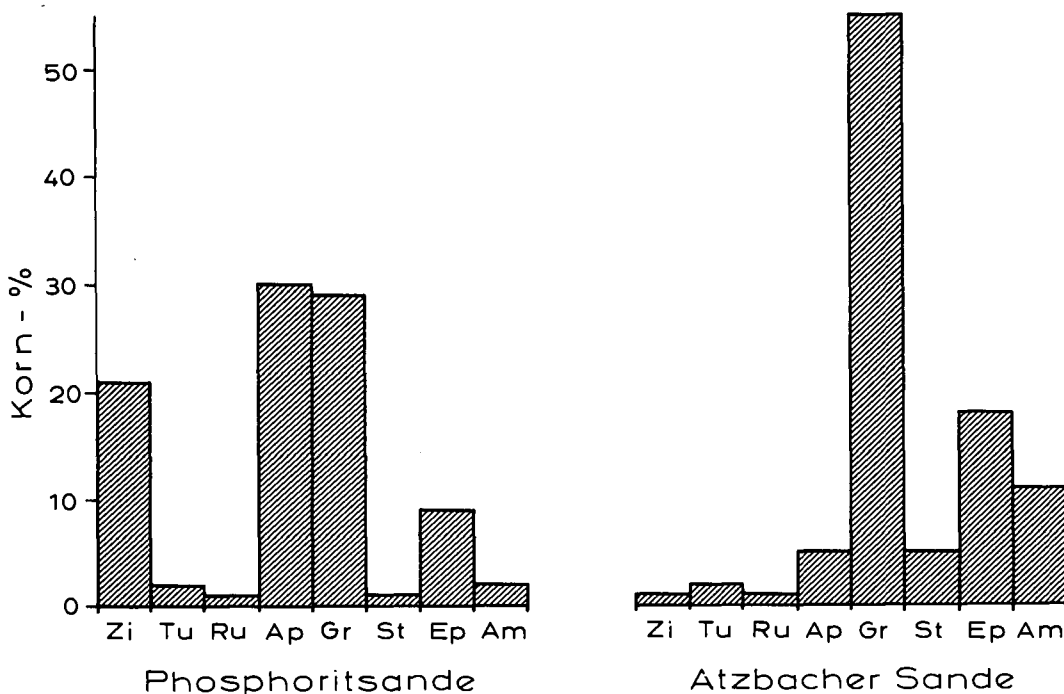


Abb. 15. Gegenüberstellung der durchschnittlichen Schwermineralverteilung der Phosphoritsande und Atzbacher Sande. Zi = Zirkon; Tu = Turmalin; Ru = Rutil; Ap = Apatit; Gr = Granat; St = Staurolith; Ep = Epidot; Am = Amphibol.

6. Die Schwermineralverteilung

Aus den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden liegen insgesamt 20 auswertbare Schwermineralproben (Kornzahl >100) vor. Allerdings weisen nur 11 Proben über 200 transluzente Mineralkörner auf, wobei Glimmer und Chlorit nicht mitgezählt wurden. Das untersuchte Korngrößenspektrum liegt bei 0,4–0,063 mm.

Wie der Tabelle 1 zu entnehmen ist, handelt es sich um Apatit-Granat-Zirkon-dominierte Spektren. Der Anteil des nächsthäufigen Minerals Epidot, mit durchschnittlich 9 %, ist jedoch in den Sanden der Aufschlüsse Gschnarret und Mitterndorf deutlich höher (bis 39 %) als in den übrigen Aufschlüssen.

Für Vergleichszwecke stehen in Tab. 1 noch 15 Schwermineralproben von G. WOLETZ (1964) zur Verfügung (Korngrößenspektrum: 0,1–0,05 mm). Zirkon, Apatit und Granat lassen denselben Trend erkennen, jedoch zeichnet sich die Mehrzahl der Proben von G. WOLETZ durch deutlich höhere Gehalte an Epidot und Amphibol aus. Auch bei Staurolith werden etwas höhere Werte mitgeteilt. Betrachtet man jedoch die großen Variationsbreiten, so ist zu vermuten, daß die Unterschiede bei den Mittelwerten hauptsächlich auf eine zu geringe Probenzahl zurückzuführen sein werden. Auch den verschiedenen Korngrößenspektren wird ein entsprechender Einfluß zukommen.

Besonders markante Unterschiede ergeben sich zwischen den Phosphoritsanden und den Atzbacher Sanden (Abb. 15 und 16). Die Atzbacher Sande führen fast keinen Zirkon und nur sehr wenig Apatit. Es ist daher naheliegend, daß der erhöhte Gehalt an Zirkon und Apatit in den Phosphoritsanden den Einfluß der Böhmisches Masse repräsentiert. Hingegen weisen Granat,

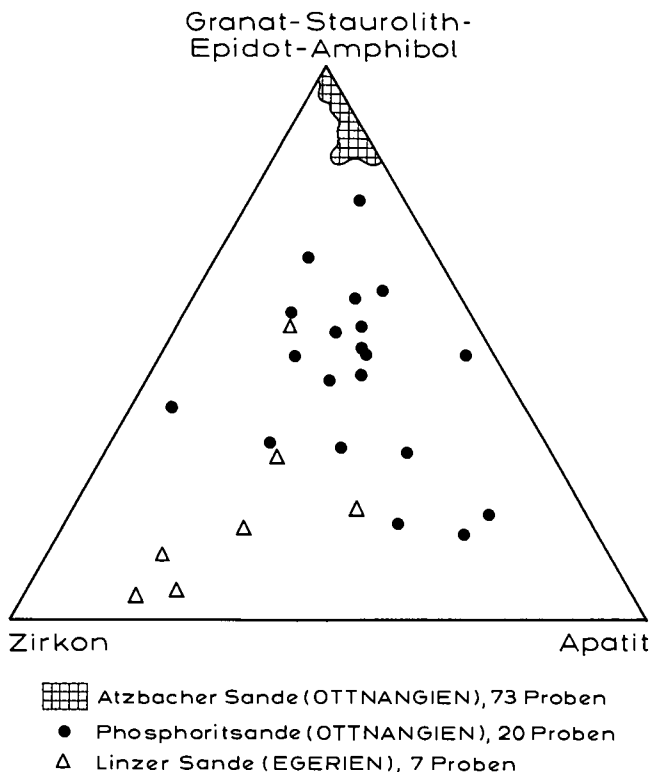


Abb. 16. Die Verteilung der Schwerminerale der Atzbacher Sande, Phosphoritsande (und Fossilreichen Grobsande) und Linzer Sande im Dreieck [Granat-Staurolith-Epidot-Amphibol] – [Zirkon] – [Apatit].

Tabelle 1. Die durchschnittlichen Schwermineralgehalte in Korn-% sowie deren Variationsbreite.

1 = Oberflächenproben aus den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden dieser Untersuchung; 2 = Vergleichsdaten aus Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden von G. WOLETZ (1964); 3 = Atzbacher Sande.

	1	2	3
Zirkon	21 (4–47)	20 (4–70)	1 (0– 5)
Turmalin	2 (0– 8)	3 (0– 9)	2 (0– 5)
Rutil	1 (0– 4)	2 (0–11)	1 (0– 3)
Apatit	30 (5–65)	10 (0–60)	5 (0–14)
Granat	29 (4–68)	15 (+–62)	55 (6–88)
Staurolith	1 (0– 3)	3 (0– 8)	5 (0–10)
Chloritoid	+ (0– 1)	+ (0– 1)	+ (0– 5)
Disthen	+ (0– 2)	1 (0– 2)	2 (0– 5)
Epidot	9 (0–39)	26 (+–76)	18 (1–62)
Amphibol	2 (0–12)	18 (0–58)	11 (0–37)
Andalusit	+ (0– 2)	+ (0– 1)	+ (0– 3)
Sillimanit	+ (0– 2)	1 (0– 3)	+ (0– 1)
Sonstige	4 (0–30)	1 (0– 7)	+ (0– 4)
Probenanzahl	20	15	73

Staurolith, Epidot, Amphibol sowie akzessorischer Chloritoid auf das alpine Liefergebiet hin (vgl. J. HERBST, 1985; P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987; P. FAUPL et al., 1988). Auch die unterlagernden Linzer Sande (7 Analysen) zeigen eine deutliche Zirkon-Apatit-Dominanz. Das metamorphe Spektrum tritt dort weitgehend zurück. Es ist daher vorstellbar, daß ein bedeutender Teil von Zirkon und Apatit in den Phosphoritsanden nicht alleine auf primäre Zufuhr aus der Böhmisches Masse zurückzuführen ist, sondern daß beträchtliche Mengen aus der Aufarbeitung von solchen Zirkon- und Apatit-dominierten Sandserien auch aus dem Liegenden der Phosphoritsande stammen. Hinweise auf intensive Fossilumlagerungen (J. SCHADLER, 1944; W. FUCHS, 1968) stützen diese Vorstellung.

7. Paläogeographie

Gezeitenbeeinflusste Sedimente sind sowohl aus der westlichen als auch aus der zentralen Paratethys bekannt. Es handelt sich dabei um Ablagerungen des Burdigals.

Aus der Umgebung von Fribourg haben Ph.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (1984) Sand Waves mit Sethöhen von 1 bis 2 m beschrieben, die eine ausgeprägte Bündelstruktur erkennen lassen. In der Ausbildung des Muschelsandsteins, im off-shore Bereich der Oberen Meeresmolasse, konnten Ph.A. ALLEN et al. (1985) zwei Sand Wave-Fazies unterscheiden. Die eine Fazies, charakterisiert durch steiles Einfallen der Leeblätter, ist durch stark asymmetrische Tidenströmungen geprägt. Für die zweiten Fazies, mit niedrigen Leeblattwinkeln, wird eine weniger stark ausgeprägte Asymmetrie angenommen.

J. HÜLSEMANN (1955) beschreibt aus der Oberen Meeresmolasse von Oberschwaben sedimentäre Strukturen und Paläoströmungsdiagramme, und vergleicht sie mit rezenten Sedimenten des Nordsee-Watts. Es

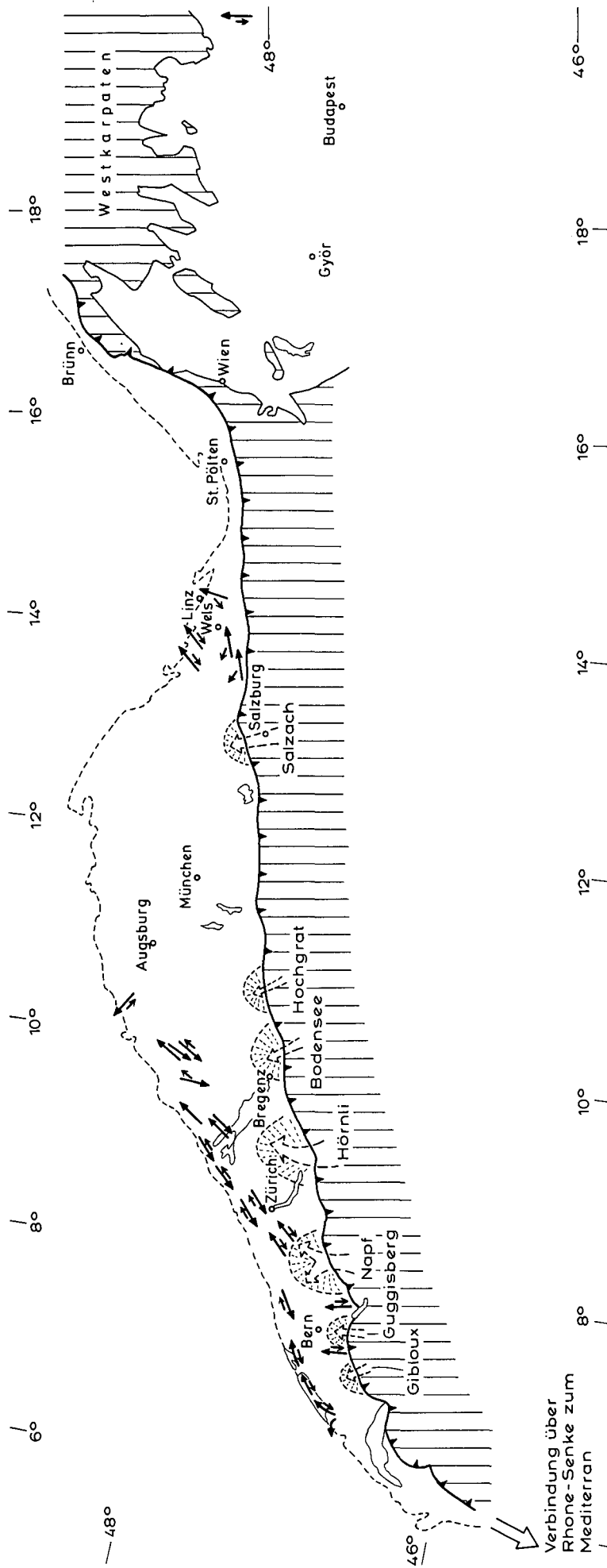


Abb. 17.
 Zusammenstellung der Paläoströmungsdaten von gezeitenbeeinflussten Sedimenten des Oberen Eggenburgens bis Otnangiens (Burdigal) in der zentralen und westlichen Paratethys.
 Paläoströmungsdaten nach Ph.A. ALLEN et al. (1985); J. HÜLSEMANN (1955); P. FAUPL & R. ROETZEL (1987); H. G. KRENNMAYR (1989); G. TARI et al. (1989).
 Große Pfeile = dominierender Tidenstrom, kleine Pfeile = untergeordneter Tidenstrom.

darf angenommen werden, daß es auch bei diesen Schrägschichtungsgefügen (l.c., Abb. 10 u. 11, Fig. 3 u. 4) um Sand Wave-Strukturen handelt.

Im Ottnangien der oberösterreichischen Molassezone (Atzbacher und Enzenkirchner Sande) konnten P. FAUPL & R. ROETZEL (1987) ebenfalls Sand Wave-Strukturen beobachten, die sich mit den in dieser Arbeit dargestellten ebenfalls gut vergleichen lassen. Besonders das Schrägschichtungsgefüge der Fazies A3-4 sowie B1-2 sind besonders hervorzuheben. Der Hauptunterschied zu den Phosphoritsanden liegt in der Dimension der Schrägschichtungssets. So bleiben die Setmächtigkeiten in den Atzbacher und Enzenkirchner Sanden deutlich unter einem Meter, während in den Phosphoritsanden bis zu mehrere Meter hohe Sets auftreten. Ein weiterer Unterschied liegt darin, daß in den Atzbacher Sanden, besonders in der Fazies A3, trogförmige Sets eine größere Verbreitung erlangen. Die Bedeutung dieser trogförmigen Sets wurde aufgrund der damaligen schlechteren Aufschlußsituation etwas unterschätzt (l.c., S. 423).

Aus dem Pétervásara Sandstein (Eggenburgien) von Nordungarn beschrieb G. TARI et al. (1989) ebenfalls eine Sand Wave Fazies mit bis zu 8 m dicken Sets, welche durch stark asymmetrische Gezeitenströmungen geprägt wurde.

Eine Zusammenschau der Paläoströmungsdaten aus der Paratethys wird in Abb. 17 gegeben. Ph.A. ALLEN et al. (1985, Fig. 19) konnten geschlossene Strömungszellen feststellen. Es darf daher angenommen werden, daß das Gezeitenregime der Paratethys durch eine ganze Reihe amphidromischer Knoten gekennzeichnet war.

Um eine so markante Faziesprägung durch die Aktivität von Gezeiten zu erhalten, erscheint mindestens ein mesotidales Meeresregime notwendig (vgl. P. HOMEWOOD & Ph.A. ALLEN, 1981). Lokale Beckenkonfigurationen scheinen zusätzlich zu Verstärkungen der Gezeitenwirkung geführt zu haben. Eine ästuarartige Gliederung der Küstenlinie im Bereich der Böhmisches Masse ist vorstellbar. Die allgemeine Verengung des Seeweges gegen Osten durch den Sporn der Böhmisches Masse wird ebenfalls aufschaukelnd gewirkt haben.

Eine der paläogeographischen Voraussetzungen für eine starke Gezeitentätigkeit liegt in einer durchgängig entwickelten Paratethys mit einer breiten Verbindung zum Ozean. Eine solche paläogeographische Situation hat kurzfristig im Untermiozän bestanden (vgl. F. RÖGL

& F. STEININGER, 1983, Taf.5), wo über die Rhonesenke eine weiträumige Verbindung zum Mittelmeer und Atlantik gegeben war. Auch aus dem Gebiet der Rhonesenke, in der burdigalen Molasse von Digne haben B. TESSIER & P. GIGOT (1989) Gezeitensedimente bekannt gemacht.

Nach B.U. HAQ et al. (1987) fällt in den Zeitraum zwischen 21 und 17,5 Ma ein markanter eustatischer Meeresspiegelanstieg um ca. 60 m (Zyklus TEJAS 2.1). Es wird hier vermutet (Abb. 18), daß die oben erwähnten intensiv gezeitenbeeinflussten Ablagerungen der westlichen und zentralen Paratethys bis Ungarn gemeinsam diesem kurzen Transgressionsereignis von ca. 4,5 Ma zugeordnet werden können (vgl. G. TARI et al., 1989). Eine relativ rasche Transgression ist unter anderem eine der Voraussetzungen für die Akkumulation relativ mächtiger Sandserien und wahrscheinlich auch für die Erhaltung der Sand Wave-Strukturen mitverantwortlich.

8. Schlußfolgerungen

In den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden am Nordrand der oberösterreichischen Molassezone können, so wie in den Atzbacher Sanden (P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987), deutliche Merkmale von starker Gezeitenaktivität festgestellt werden.

Dominierend ist in diesen Sanden eine schräggeschichtete Grobsandfazies (Lithofazies II) mit mehreren Meter mächtigen Schrägschichtungseinheiten, die in Verbindung mit einer pelitreichen Subfazies mit Wechschichtung von Sand und Pelit steht.

Untergeordnet tritt eine Feinkies- und Grobsandfazies (Lithofazies I) auf, in der schräggeschichtete Partien nur sehr selten anzutreffen sind.

Die schräggeschichtete Grobsandfazies (Lithofazies II) kann als subtidale Sandwellenfazies interpretiert werden. Zwischen diesen Großrippelfeldern wurde die pelitreiche Subfazies abgelagert.

Der Schrägschichtungstyp der Lithofazies II ist etwa mit den Sand-Wave-Klassen III und IV von J.R.L. ALLEN (1980) zu vergleichen. Es handelt sich dabei um transversal zur Strömung angeordnete Sohlformen des unteren Strömungsregimes, und zwar um 2D-Sand Waves mit geraden Kammlinien.

Die Auswertung der granulometrischen Daten zeigt, daß trotz der Grobkörnigkeit der Sedimente, so wie bei

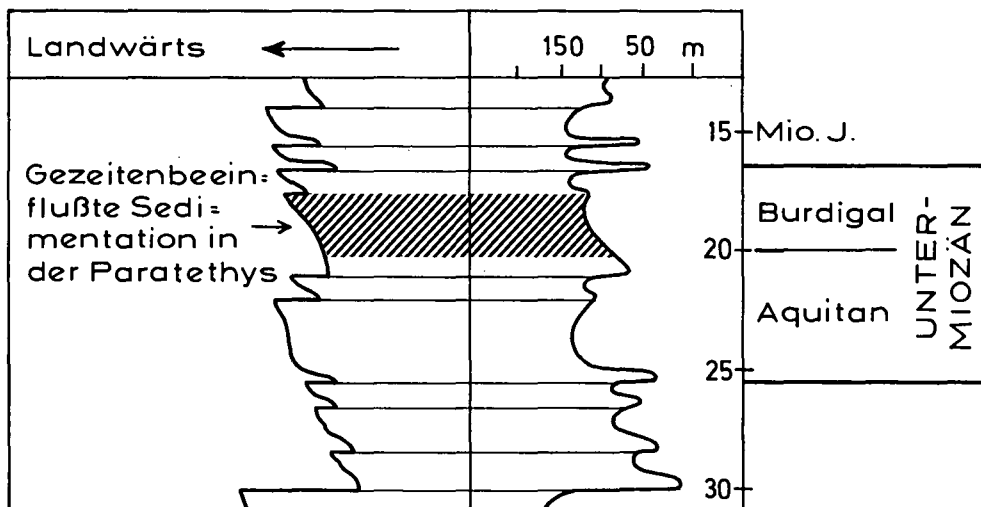


Abb. 18. Relative Änderung des Coastal Onlaps und der eustatischen Meeresspiegelkurve im Untermiozän mit dem Zyklus 3. Ordnung TEJAS 2.1, (B.U. HAQ et al., 1987), dem vermutlich alle burdigalen gezeitenbeeinflussten Sedimente der Paratethys zuzuordnen sind.

den Atzbacher Sanden, ein Großteil der Sande in Bodennähe, teilweise in gradierter Suspension, teilweise auch rollend transportiert wurde. Dies ist wahrscheinlich auf die höhere Strömungsgeschwindigkeit zurückzuführen.

Die weitgehend strukturlose Feinkies- und Grobsandfazies (Lithofazies I) kann am ehesten mit Ästuarablagerungen in Verbindung gebracht werden. Untergeordnet sind in dieser Lithofazies Hinweise auf hochkonzentrierte Suspensionsströme innerhalb submariner Rinnen zu erkennen, für die als auslösendes Ereignis Sturmfluten vorstellbar sind.

Die Paläoströmungsdaten zeigen, ähnlich wie bei den Atzbacher Sanden (P. FAUPL & R. ROETZEL, 1987) eine polymodale Verteilung und lassen eine ausgeprägte Asymmetrie in der Intensität der Gezeitenströmung erkennen. Aus paläogeographischen Gründen kann angenommen werden, daß die gegen NE bis NNE gerichtete Hauptströmung dem Flutstrom entsprochen hat. Die entgegengesetzte Strömung ist im Sedimentgefüge nur sehr untergeordnet vertreten und kann dem Ebbstrom zugeordnet werden.

Die Strömungsgeschwindigkeit in den Phosphoritsanden und Fossilreichen Grobsanden liegt schätzungsweise um 0,7 m/sec und ist damit etwas höher, als in den Atzbacher Sande, wo Strömungsgeschwindigkeiten um 0,5 m/sec errechnet wurden.

Die Schwermineralspektren der Grobsande führen als Hauptkomponenten Apatit, Granat, Zirkon und Epidot. Untergeordnet treten Amphibol, Turmalin, Rutil und Staurolith auf. Die Sande unterscheiden sich von den Atzbacher Sanden durch relativ hohe Apatit- und Zirkon-Gehalte und zeigen ein charakteristisches Mischspektrum von Mineralen des alpinen Liefergebietes und der Böhmisches Masse. Durch eine ebenfalls deutliche Zirkon-Apatit-Dominanz in den oligozänen Linzer Sanden ist es jedoch auch vorstellbar, daß ein beträchtlicher Teil der Grobsande des Ottnangiens nicht nur durch direkte Zufuhr von der Böhmisches Masse entstand, sondern durch Aufarbeitung älterer Sandserien aus dem Liegenden der Phosphoritsande gebildet wurde. Diese Annahme wird auch durch die zahlreichen umgelagerten älteren Fossilreste bekräftigt.

Die in dieser Arbeit präsentierte Faziesinterpretation steht im Gegensatz zu dem bisher vielfach vertretenen Fazieschema, in dem die Phosphoritsande und Fossilreichen Grobsande als Litoralfazies des Ottnangiens aufgefaßt wurden.

Die zahlreichen Sedimentmerkmale sprechen jedoch sehr deutlich für eine Faziesprägung in einem stark gezeitenbeeinflussten subtidalen Milieu. Es konnten keine Hinweise auf eine Strandfazies gefunden werden.

Für eine derart markante Faziesprägung muß zumindest ein mesotidales Meeresregime angenommen werden.

Der deutliche Einfluß von Gezeiten auf das Sedimentgefüge konnte in den letzten Jahren von zahlreichen Bearbeitern in Sedimenten der zentralen und westlichen Paratethys festgestellt werden.

Die Voraussetzung für eine derartig starke Gezeitenaktivität ist eine durchgehend entwickelte Paratethys mit einer breiten Verbindung zum Ozean. Diese bestand kurzzeitig im Untermiozän, während des Oberen Eggenburgiens bis Ottnangiens.

Es ist anzunehmen, daß die intensiv gezeitenbeeinflussten Sedimente der zentralen und westlichen Parate-

thys und die große Sedimentakkumulation in direkten Zusammenhang mit dieser kurzzeitigen Meerestransgression im Untermiozän stehen.

Dank

Die Autoren danken besonders Frau Dr. G. WOLETZ für die Überlassung ihrer Schwermineraldaten und Herrn Dr. G. MALECKI, der das EDV-Programm Sedpak 4 zur Verfügung stellte.

Für die wertvollen Hinweise und Diskussionen sei Herrn Dr. Ch. RUPP herzlichst gedankt.

Allen Sandgrubenbesitzern danken wir für das Entgegenkommen und die Unterstützung bei den Geländearbeiten.

Die finanzielle Unterstützung für diese Arbeit kam aus dem Projekt OC 4a/1987 (Begleitende geologische Kartierung Innviertel).

Literatur

- ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23–93, 1 geol. Kt., Wien 1958.
- ABERER, F.: Das Miozän der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **52** (1959), 7–16, 1 Abb., 1 Beil., Wien 1960.
- ALLEN, J.R.L.: Sand waves: a model of origin and internal structure. – Sed. Geol., **26**, 281–328, 8 figs., Amsterdam 1980.
- ALLEN, Ph.A. & HOMEWOOD, P.: Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. – Sedimentology, **31**, 63–81, 13 figs., 6 tabs., Oxford 1984.
- ALLEN, Ph.A., MANGE-RAJETZKY, M., MATTER, A. & HOMEWOOD, P.: Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. – Eclogae geol. Helv., **78/2**, 351–381, 19 figs., 1 tabl., Basel 1985.
- BAUBERGER, W. & UNGER, H.J.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7446 Passau. – 175 S., 28 Abb., 16 Tab., 8 Beil., 1 Kt., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1984.
- BELDERSON, R.H., JOHNSON, M.A. & KENYON, N.H.: Bedforms. – In: STRIDE, A.H. [Ed.]: Offshore Tidal Sands. – 27–57, London-New York (Chapman & Hall) 1982.
- BIERBRAUER, E.: Über ein neues Aufbereitungsverfahren. – Berg-Hüttenm. Jb., **85/3–4**, 204–208, 2 Abb., Wien 1937a.
- BIERBRAUER, E.: Das Pickverfahren – eine neue Aufbereitungsmöglichkeit für grobkörnige Mineralgemische. – Metall und Erz, **34/23**, 599–610, 7 Bilder, 3 Taf., Halle/S. 1937b.
- BRAUMÜLLER, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. – Erdöl-Z., **77/11**, 509–520, 2 Taf., Wien – Hamburg 1961.
- BRZOBHATY, R. & SCHULTZ, O.: Die Fischfauna der Innviertler Schichtengruppe und der Rzehakia Formation. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J.: M₂ Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarjánier, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **3**, 652–693, 5 Taf., Bratislava 1973.
- BÜRGL, H.: Die oligo-miozäne Schichtfolge im Gebiet von Taufkirchen – Andorf im oberösterreichischen Innviertel. – Geol. Ber. Nr. **5**, PRAM-Erdöl-Explorations-Ges.m.b.H., II+31 S., zahlr. Fotos, 2 Beil. (1 Kt.), Leoprechting 1951a.
- BÜRGL, H.: Die jüngsten Ergebnisse der Schurfböhrungen Taufkirchen. – Ber. Nr. **6**, PRAM-Erdöl-Explorations-Ges.m.b.H., V+11 S., 10 Beil., 1951b.
- CICHA, I., RÖGL, F., ČTYROKA, I., ZAPLETALOVÁ, I. & PAPP, A.: Die Foraminiferen des Ottnangien. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J.: M₂ Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarjánier, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostatotypen, **3**, 297–325, 328–353, Taf.1–11, Bratislava 1973.

- COMMENDA, H.: Materialien zur Geognosie Oberöstereichs. – Jahresber. Mus. Francisco-Carolinum, **58**, 272 S., 1 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Linz 1900.
- CONSTANTINI, G.: Österreichs Phosphoritlager. – Z. prakt. Geol., **44/5**, 81–82, 1 Abb., Halle 1936.
- COSTELLO, W.R. & SOUTHARD, J.B.: Flume experiments on lower flow regime bed forms in coarse sand. – J. Sed. Petr., **51**, 849–864, Tulsa 1981.
- ČTYROKÝ, P., HÖLZL, O., KÓKAY, J., SCHLICKUM, W.R., SCHULTZ, O., STRAUCH, F. & STEININGER, F.: Die Molluskenfaunen des Ottnangien. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J.: M₂ Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die *Rzehakia* Formation. – Chronostratigraphie und Neostratotypen, **3**, 380–615, 30 Taf., Bratislava 1973.
- DALRYMPLE, R.W.: Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. – Sedimentology, **31**, 365–382, Oxford 1984.
- EDER, M.R.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen des Jungtertiärs im Raum von Passau. – Diss. Univ. München, III+90 S. + Anhang (V S.), 6 Bilder, München 1955.
- ENICHLMAYR, E.: Kohlenprospektion der SAKOG. – Berg-Hüttenm. Mh., **128/4** (1983), 119–125, 4 Abb., Wien 1983.
- FAUPL, P. & ROETZEL, R.: Gezeitenbeeinflusste Ablagerungen der Innviertler Gruppe (Ottnangien) in der oberösterreichischen Molassezone. – Jb. Geol. B.-A., **130/4**, 415–447, 30 Abb., 3 Tab., Wien 1987.
- FAUPL, P., ROHRICH, V. & ROETZEL, R.: Provenance of the Ottnangian Sands as Revealed by Statistical Analysis of their Heavy Mineral Content (Austrian Molasse Zone, Upper Austria and Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **131/1**, 11–20, 5 figs., 5 tabs., Wien 1988.
- FRIEDMAN, G.M.: On sorting, sorting coefficients, and the log-normality of the grain-size distribution of sandstones. – J. Geol., **70**, 737–753, 10 figs., 5 tabs., Chicago 1962.
- FUCHS, W.: Bericht 1962 über Aufnahmen auf Blatt Schärding (29). – Verh. Geol. B.-A., **1963/3**, A21–A22, Wien 1963.
- FUCHS, W.: Bericht 1963 über Aufnahmen auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreise (30). – Verh. Geol. B.-A., **1964/3**, A19–A20, Wien 1964.
- FUCHS, W.: Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes. – In: FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – 43–58, 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1968.
- FUCHS, W.: Die Molasse und ihr nichthelvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. – In: OBERHAUSER, R. [Hrsg.]: Der geologische Aufbau Österreichs. – 1. Aufl., 144–176, 11 Abb., Wien-New York (Springer) 1980.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl u. Kohle, **12/8**, 605–613, 7 Abb., 2 Taf., Hamburg 1959.
- GERSCHBACHER, H.: Untersuchungen über den Aufschluß ostmärkischer Phosphorite mit heißen Säuredämpfen. – Berg-Hüttenm. Mh., **87/6**, 128–132, 1 Abb., Wien 1939.
- GLAISTER, R.P. & NELSON, H.W.: Grain-size distributions, an aid in facies identification. – Bull. Canad. Petrol. Geol., **22/3**, 203–240, 14 figs., 4 tabs., 1 pl., Calgary 1974.
- GOLDBRUNNER, J.E.: Zur Hydrogeologie des oberösterreichischen Molassebeckens. – Steir. Beitr. Hydrogeol., **36**, 83–102, 6 Abb., 2 Tab., Graz 1984.
- GÖTZINGER, M.A.: Industriemineralien, Steine und Erden in Österreich. – Schriften Ver. Verbreitung naturwiss. Kenntnisse Wien, **122/123**, 27–66, Wien 1984.
- GRILL, R.: Oligocän und Miocän im Gallneukirchner Becken östlich Linz a.d. Donau und den anschließenden Gebieten des böhmischen Massivrandes. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **70/26**, 306–308, Wien 1933.
- GRILL, R.: Das Oligocänbecken von Gallneukirchen bei Linz a.d. und seine Nachbargebiete. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **28** (1935), 37–72, 1 Kt., Wien 1937.
- GRILL, R.: Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1945/1–3**, 4–28, 3 Abb., Wien 1947.
- GRILL, R.: Aufnahmen 1953 auf Blatt Wels (49). – Verh. Geol. B.-A., **1954/1**, 42–44, Wien 1954.
- GRILL, R.: Aufnahmen 1954 auf Blatt Wels (49). – Verh. Geol. B.-A., **1955/1**, 34–36, Wien 1955.
- GÜMBEL, C.W. v.: Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete und die Stellung des Schliers von Ottnang. – Sitz. Ber. bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Cl., **17** (1887), 221–325, Abb., München 1888.
- HAGN, H., MALZ, H. & MARTINI, E.: Miozäne Vorland-Molasse Niederbayerns und Kreide von Regensburg. Exkursion G 3: Holzbach. – Geologica Bavarica, **82**, 269–272, 2 Abb., München 1981.
- HAUER, F. v.: Ein geologischer Durchschnitt der Alpen von Passau bis Duino. – Sitz. Ber. k. Akad. Wiss., math.-natw. Cl., **25/1**, 253–348, 4 Taf., Wien 1857.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R.: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. – Science, **235**, 1156–1167, 1987.
- HERBST, J.: Die Ursalzach-Schüttung (Ottnang/Miozän) - Eine Studie über das Liefergebiet aufgrund der Schwermineralführung. – Unveröff. Diss. natw. Fak. Univ. Salzburg, VI+138 S., 16 Abb., 2 Tab., 6 Fotos, 8+2 Taf., Salzburg 1985.
- HOFMANN, E.: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau. I. Teil. – Palaeontographica, **88**, Abt. B, 1–86, 14 Abb., 13 Taf., Stuttgart 1944.
- HOFMANN, E.: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberösterreich. II. Teil. – Palaeontographica, **92**, Abt. B, 121–183, 18 Abb., 5 Taf. (Taf. IX–XIII), Stuttgart 1962.
- HOLY, H.: Abschlußbericht über den Forschungsauftrag Taufkirchen. – Ber. PRAM-Erdöl-Explorations-Ges.m.b.H., III+8 S., 6 Beil., 1952.
- HOMEWOOD, P. & ALLEN, Ph.: Wave-, tide-, and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **65/12**, 2534–2545, 16 figs., 1 tab., Tulsa 1981.
- HOUTHUYS, R. & GULLENTOPS, F.: Tidal transverse bars building up a longitudinal sand body (Middle Eocene, Belgium). – In: DE BOER, P.L., VAN GELDER, A. & NIO, S.D. [eds.]: Tidal-Influenced Sedimentary Environments and Facies, 153–166, Dordrecht-Boston-Lancaster-Tokyo (Reidel Pub. Comp.) 1988.
- HÜLSEMANN, J.: Großrippeln und Schrägschichtungs-Gefüge im Nordsee-Watt und in der Molasse. – Senck. leth., **36/5–6**, 359–388, 14 Abb., 3 Taf., Frankfurt/M. 1955.
- KLEIN, G. DE VRIES: Clastic Tidal Facies. – 149 S., Champaign (Continuing Education Publ. Comp.) 1977.
- KOHL, H.: Die geologischen Aufschlüsse beim Bau der Mühlkreis-Autobahn 1974–1980. – Naturk. Jb. Stadt Linz, **30** (1984), 9–42, 15 Abb., Linz 1987.
- KRAUS, E.: Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau. – Geognost. Jh., **28** (1915), 91–168, 14 Abb., 1 geol. Kt., München 1916.
- KREISA, R.D. & MOIOLA, R.J.: Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. – Geol. Soc. Am., Bull., **97**, 381–387, Boulder 1986.
- KRENMAYR, H. G.: Beiträge zum Quartär und Tertiär im Gebiet der Ager und Vöckla zwischen Vöcklamarkt und Attnang-Puchheim (O. Ö.). – Unveröff. Dipl.-Arb. form.-natw. Fak. Univ. Wien, 113 S., 57 Abb., 6 Beil., Wien 1989.
- KÜHN, O. mit Beiträgen von STEININGER, F. & SCHULTZ, O.: Korallen aus dem Helvetien von Österreich. – Sitz. Ber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **174/7–10**, 279–313, 1 Abb., 2 Taf., Wien 1965.
- KYRLE, G.: Wirtschaftsgeographie der neuentdeckten Phosphoritlager in Oberösterreich. – Mitt. Geogr. Ges. Wien, **77**, 44–53, 2 Abb. (Taf. II, III), Wien 1934a.
- KYRLE, G.: Die Lagerstätten der neuentdeckten Phosphorite in Oberösterreich. – Die Landeskultur, **10/1934**, 1–4, Wien 1934b.

- LENGAUER, Ch., TICHY, G. & ENICHLMAYR, E.: Beiträge zur paläogeographischen Entwicklung der Taufkirchner Bucht (Oberösterreich). – Jb. Oö. Mus. Ver., **132**, 165–210, 15 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Linz 1987.
- MALECKI, G.: SEDPAK – Charakterisierung von Sedimenten aufgrund der Korngrößenanalyse. – Ber. Geol. B.-A., **1**, Blg. 12, Wien (Geol. B.-A.) 1986.
- MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – XII+152 S., 40 Abb., 7 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1967.
- MCCABE, P.J. & JONES, C.M.: Formation of reactivation surfaces within superimposed deltas and bedforms. – J. Sed. Petr., **47**, 707–715, Tulsa 1977.
- MEIXNER, H.: Zur Phosphorit-Kollophanfrage. – In: MEIXNER, H.: Früchte mineralogischer Gemeinschaftsarbeit. – Fortschr. Min. Krist. Petrogr., **23**, 142, Berlin 1939.
- MILLER, M.C., McCAVE, I.N. & KOMAR, P.D.: Threshold of sediment motion under unidirectional currents. – Sedimentology, **24/4**, 507–527, Oxford 1977.
- MOSS, A.J.: The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part I. – Am. J. Sci., **260**, 337–373, New Haven 1962.
- MOSS, A.J.: The physical nature of common sandy and pebbly deposits, Part II. – Am. J. Sci., **261**, 297–343, New Haven 1963.
- MOWBRAY, T. de & VISSER, M.J.: Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, southwest Netherlands. – J. Sed. Petr., **54/3**, 811–824, Tulsa 1984.
- MÜLLER, G.: Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. – N. Jb. Mineral., Mh., **1961**, 148–163, 11 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1961.
- MÜLLER, R. & GERSCHBACHER, H.: Neue Wege zum Aufschluß von Rohphosphoriten. – Berg-Hüttenm. Mh., **86/10**, 241–244, 1 Abb., Wien 1938.
- NATHAN, H.: Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel. – Geologica Bavarica, **1**, 1–68, 5 Abb., 6 Tab., 1 Taf., München 1949.
- NEUMAIER, F. & WIESENER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär. – Sitz. Ber. bayr. Akad. Wiss., math.-natw. Abt., **1939/1-II**, 177–252, 7 Fig., 2 Taf. (1 geol. Kt.), München 1939.
- OLIVIER, J.P., HICKIN, G.K. & ORR, C.Jr.: Rapid, automatic particle size analysis in the subsieve range. – Powder Technology, **4** (1970/71), 257–263, 4 figs., 1 tab., Amsterdam 1971.
- PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F.: Führer zur Paratethys-Exkursion 1970 in die Neogen-Gebiete Österreichs. – 57 S., 2 Tab., Wien (Paläont. Inst. Univ. Wien) 1970.
- PASSEGA, R.: Texture as characteristic of clastic deposition. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **41/9**, 1952–1984, 17 figs., Tulsa 1957.
- PASSEGA, R.: Grain size representation by CM Patterns as a geological tool. – J. Sed. Petr., **34/4**, 830–847, 11 figs., Tulsa 1964.
- PASSEGA, R. & BYRAMJEE, R.: Grain-size image of clastic deposits. – Sedimentology, **13**, 233–252, 5 figs., Amsterdam 1969.
- PESCHEL, R.: Erläuterungen zur „Geologischen Karte von Linz und Umgebung“. – Naturk. Jb. Stadt Linz, **28** (1982), 181–236, 6 Abb., 1 Kt., Linz 1982.
- PFEIL, F. H.: Zahnmorphologische Untersuchungen an rezenten und fossilen Haien der Ordnung Chlamydoselachiformes und Echinorhiniformes. – Palaeoichthyologica, **1**, 1–315, 146 Abb., München 1983.
- POLAGNOLI, J.: Über Quarzsandvorkommen in der Ostmark. – Unveröff. Diss. Techn. Hochsch. Wien (Inst. Mineral. Bau-stoffkunde II), 86 S., Abb., Wien um 1940.
- REISSNER, R.: Untersuchungen über den thermischen Aufschluß österreichischer Phosphorite. – Berg-Hüttenm. Mh., I. Teil: **86/3**, 45–50; II. Teil: **86/4**, 57–67, 1 Abb., 18 Tab., Wien 1938.
- RITTER, L.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassegesteinen von Niederbayern und Oberösterreich. – Unveröff. Diss. Univ. München, 77+X S., 35 Abb., München 1953.
- RÖGL, F.: Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich) – Ottnangien (Unter-Miozän). – Naturk. Jb. Stadt Linz, **15** (1969), 213–234, 1 Tab., 4 Taf., Linz 1969.
- RÖGL, F., SCHULTZ, O. & HÖLZL, O.: Holostratotypus und Faziostratotypen der Innviertler Schichtengruppe. – In: PAPP, A., RÖGL, F. & SENEŠ, J.: M₂ Ottnangien. Die Innviertler, Salgótarján, Bántapusztaer Schichtengruppe und die Rzehakia Formation. – Chronostratigraphie und Neostratotypen, **3**, 140–196, Abb. 19–23, Tab. 4, Bratislava 1973.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.: Vom Zerfall der Tethys zu Mediteran und Paratethys. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **85/A**, 135–163, 2 Abb., 14 Taf., Wien 1983.
- ROLLE, F.: Über die geologische Stellung der Horner Schichten in Nieder-Österreich. – Sitz.-Ber. k. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **36/13–16**, 37–84, 3 Taf., Wien 1859.
- SALVERMOSER, St.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen der tertiären und quartären Sedimente im westlichen Sauwald/Oö. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, 138 S., 44 Abb., 11 Tab., 5 Taf., 4 Beil. (1 geol. Kt.), München 1989.
- SCHADLER, J.: Ein neues Phosphoritvorkommen (Plesching bei Linz, Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1932/7–8**, 129–130, Wien 1932.
- SCHADLER, J.: Weitere Phosphoritfunde in Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A., **1934/4–5**, 58–60, Wien 1934a.
- SCHADLER, J.: Phosphoritvorkommen in Oberösterreich. – Min. Petrogr. Mitt., **45/5–6**, 466–469, 1 Abb., Leipzig 1935b.
- SCHADLER, J.: Aufnahmebericht von Dr. J. Schadler über Blatt Linz-Eferding (4652). – Verh. Geol. B.-A., **1936/1–2**, 79–81, Wien 1936.
- SCHADLER, J.: Zur Phosphatfrage in der Ostmark. – Z. dt. Geol. Ges., **90/6–7**, 405–408, Berlin 1938.
- SCHADLER, J.: Fundumstände und geologisches Alter der Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau. – In: HOFMANN, E.: Pflanzenreste aus dem Phosphoritvorkommen von Prambachkirchen in Oberdonau. – Palaeontographica, **88**, Abt. B, 3–10, Abb. 1–2, Stuttgart 1944.
- SCHADLER, J.: Das Phosphoritvorkommen Plesching bei Linz a.d. Donau. – Verh. Geol. B.-A., **1945/1–3**, 70–77, 1 Kt., Wien 1947.
- SCHADLER, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Linz-Eferding. – Wien (Geol. B.-A.) 1952.
- SCHADLER, J.: Bodenrohstoffe. – In: OÖ-LANDESREGIERUNG [Hrsg.]: Oberösterreich. – 141–148, Linz um 1953.
- SCHADLER, J.: Geologische Karte von Linz und Umgebung 1 : 50.000. – Linzer Atlas, Linz (Kulturverwaltung Stadt Linz) 1964.
- SCHAFFER, F.X. & GRILL, R.: Die Molassezone. – In: SCHAFFER, F.X. [Hrsg.]: Geologie von Österreich. – 2.Aufl., 694–761, Abb. 1–7, 1 Tab., Wien (Franz Deuticke) 1951.
- SCHULTZ, O.: Der tertiäre Grobsand zwischen Höbmansbach und Rainbach bei Schärding am Inn, OÖ. – In: KÜHN, O.: Korallen aus dem Helvetien von Österreich. – Sitz. Ber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **174/7–10**, 282–285, Wien 1965.
- SCHULTZ, O. mit einem Beitrag von STEININGER, F.: Die Selachierfauna (Pisces, Elasmobranchii) aus den Phosphoritsanden (Unter-Miozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. – Naturk. Jb. Stadt Linz, **14** (1968), 61–102, 20 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Linz 1969.
- SCHULTZ, O.: Eine Fischzahn-Brekzie aus dem Ottnangien (Miozän) Oberösterreichs. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **76**, 485–490, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1972.
- SEITNER, L.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen der ostniederbayrischen Molasse im Gebiet zwischen Fürstzell, Neukirchen am Inn und Rittsteig bei Passau. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, Teil I: [Kartierungsbericht]. – 136+X S., 50 Abb., 3 Tab., 2 Taf. (Tl. II), 2 Beil. (Tl. II). Teil II: Sedimentpetrographische Untersuchungen

- gen der Oberen Meeresmolasse im Aufschluß Höch bei Fürstdohl. – 81 S., 50 Abb., 1 Tab., 2 Beil., München 1977.
- SINDOWSKI, K.-H.: Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. – Geol. Jb., **73**, 235–275, 68 Abb., Hannover 1957.
- SLANSKY, M.: Géology des phosphates sédimentaires. – Mém. BRGM, **114**, 1–92, 33 figs., 19 tabl., Orléans Cedex (Bureau de recherches géologiques et minières) 1980.
- SLANSKY, M.: Geology of sedimentary phosphates. – Studies in Geology, 210 p., 41 figs., 18 tabs., London (North Oxford Academic) 1986.
- SPILLMANN, F.: Contribución al estudio de la génesis de fosforitas. – Bol. Soc. Geol. Perú, **25**, Lima 1952.
- SPILLMANN, F.: Ein Versuch, die Entstehung der Phosphorite aus dem Raum von Linz zu klären. – Jb. Oö. Mus. Ver., **117**, I. Abh., 251–280, 7 Abb., 6 Taf. (Taf. XXIX–XXXIV), Linz 1972.
- STADLER, J.: Geologie der Umgebung von Passau. – Geognost. Jh., **38** (1925), 39–118, 28 Abb., 1 geol. Kt., München 1926.
- STEININGER, F.: Über eine Fossilienammlung aus dem Stadtbereich von Linz. – Naturk. Jb. Stadt Linz, **12** (1966), 7–10, Taf. I–IV, Linz 1966.
- STEININGER, F.: Das Tertiär des Linzer Raumes. – In: PODZEIT, W. & STEININGER, F. [Red.], STADTMUSEUM LINZ UND OÖ. LANDESMUSEUM [Hrsg.]: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes. – Kat. Nr. **64**, 35–53, 1 Tab., Taf. 1–14, Linz 1969.
- SUESS, F.E.: Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. – Ann. k.k. Naturhist. Hofmus. Wien, **6/3–4**, 407–429, 3 Abb., Wien 1891.
- TANZMEISTER, H.: Die Phosphoritlager von Prambachkirchen und ihre Gewinnung. – Montan-Ztg., **67**, 24–25, Wien 1951.
- TARI, G., LEÉL-ÖSSY, S. & SZTANO, O.: Sand waves in the Early Miocene Pétervársara Sandstone, northern Hungary. – 10th IAS Reg. Meeting on Sedimentology, Abstracts, 233–234, Budapest 1989.
- TAUSCH, L. v.: Bericht über geologische Beobachtungen bei einigen Tertiärvorkommnissen im Innviertel (Oberösterreich) und in einem Theile von Nieder- und Oberbayern. (Ueber Schlier, Oncophora-Schichten und die Braunkohle des Hausrucks). – Verh. Geol. R.-A., **1896/11**, 304–311, Wien 1896.
- TERWINDT, J. H.J. & BROUWER, M.J. N.: The behaviour of intertidal sandwaves during neap-spring tide cycles and the relevance for palaeoflow reconstruction. – Sedimentology, **33/1**, 1–31, 17 figs., apdx., Oxford 1986.
- TESSIER, B. & GIGOT, P.: A vertical record of different tidal cyclicities: an example from the Miocene Marine Molasse of Digne (Haute Provence, France). – Sedimentology, **36/5**, 767–776, 6 figs., Oxford 1989.
- THENIUS, E.: Wirbeltierfunde aus der paläogenen Molasse Österreichs und ihre stratigraphische Bedeutung. – Verh. Geol. B.-A., **1960/1**, 82–88, Wien 1960.
- UNGER, H.J.: Geologische Karte von Bayern 1 : 50.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L7544 Griesbach im Rottal. – 245 S., 53 Abb., 19 Tab., 6 Beil., 1 Kt., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1984.
- UNGER, H.J. & BAUBERGER, W.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7546 Neuhaus a. Inn. – 103 S., 15 Abb., 7 Tab., 1 Beil., 1 Kt., München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1985.
- VISHER, G.S.: Grain size distributions and depositional processes. – J. Sed. Petr., **39/3**, 1074–1106, 21 figs., Tulsa 1969.
- VISHER, G.S. & HOWARD, J. D.: Dynamic relationship between hydraulics and sedimentation in the Altamaha Estuary. – J. Sed. Petr., **44/2**, 502–521, 26 figs., Tulsa 1974.
- VISSER, M.J.: Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. – Geology, **8**, 543–546, 5 figs., Boulder 1980.
- WALGER, E.: Die Korngrößenverteilung von Einzellagen sandiger Sedimente und ihre genetische Bedeutung. – Geol. Rdsch., **51/2**, 494–507, 8 Abb., Stuttgart 1961.
- WALTJ, J.: Passau und seine Umgebung. – Jber. Lyzeum Passau, 1–18, Passau 1853.
- WENGER, W. F.: Die Foraminiferen des Miozäns der bayerischen Molasse und ihre stratigraphische sowie paläogeographische Auswertung. – Zitteliana, **16**, 173–340, 28 Abb., 22 Taf., München 1987.
- WOLETZ, G.: Sande vom Rande des Sauwaldes. Proben von W. Fuchs. – Unveröff. Bericht Geol. B.-A., 1 S., 2 Beil. (Ergebnisse von Schwermineralanalysen), Wien 1964.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. Februar 1990.

Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen Belt – Überblick und Problematik

Von HELMUT W. FLÜGEL*)

Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle



IGCP PROJECT No 5
Correlation
of Prevariscan and Variscan events
of the Alpine-Mediterranean mountain belt

*Stratigraphie
Paläogeographie
Ablagerungsraum
Paläozoische Plattentektonik*

Inhalt

Zusammenfassung	181
Abstract	181
Einleitung	182
1. Die präalpine Entwicklung	182
1.1. Der fennoarmatische Rand	183
1.2. Die höhermetamorphen „alpinen“ paläozoischen Zonen	186
1.3. Das Karbon von Nötsch-Ochtina	189
1.4. Die geringmetamorphen „alpinen“ paläozoischen Zonen	190
1.4.1. Die Norisch-Bosnische Entwicklung	190
1.4.2. Die Toskanische Zone	192
1.4.3. Die Westserbische Fazies	193
1.4.4. Das Westmazedonische Paläozoikum	194
1.5. Die „alpinen“ paläozoischen Klastitfolgen	196
1.6. Die Pelagonisch-Anatolischen Terranes	197
1.7. Der Nordgondwanische Kontinentalschelf	198
2. Ergebnisse und Probleme	198
Dank	203
Literatur	203

Zusammenfassung

Eine Übersicht des derzeitigen Kenntnisstandes der präalpinen Entwicklung des Basements des Alpin-Mediterranen Belts zeigt dessen komplexen Aufbau. Variszisch bildete dieses Basement den Rand der permischen „Paläotethys“, sowie Abschnitte der Kollisionszone zwischen Gondwana und Laurasia, wobei wir noch keine völlig Klarheit über die Zuordnung der verschiedenen Elemente haben. Zur orogenen Collage am Südrand von Fennoarmatia gehörten vermutlich Teile des Kaukasus, das Paläozoikum der Norddobrogea, die Moesische Tafel mit ihrem proterozoisch/paläozoischem S- und W-Rahmen (O- und S-Karpathen, Balkan, Istanbul etc.). Dem gondwanischen S-Rand der Paläotethys werden das proterozoisch/kambrische pelagonisch-anatolische Basement, bzw. das des Kykladen-Menderes-Bittlis-Bogen zugerechnet. Sie werden durch die Izmir-Ankara-Sutur voneinander getrennt, und weisen ein unterschiedliches permo-triassisches Deckgebirge auf. Die präalpidischen Elemente der variszischen Kollisionszone südlich des Ligerisch-moldanubischen Bogens lassen sich einer „Mediterranen“ kristallinen Zone mit dem Karbontrog von Nötsch-Ochtina, der „Norisch-Bosnischen“ differenzierten Karbonatplattform und der klastischen Tiefwasserfazies der „Betischen-Serbischen“ Zone zuordnen. Die Problematik der Anordnung und der geodynamischen Entwicklung dieser Regionen wird diskutiert.

The Pre-Alpine Basement in the Alpine-Mediterranean Belt

Abstract

Numerous fragments of the Variscan mountain were later involved into the Alpine-Mediterranean Belt. Although the southern region of this Variscan chain was much larger than that of "Mesoeurope", most of the models of the Variscan history don't consider the Alpine-Mediterranean Belt. The reasons for it are obscurities of the extensiveness of the Alpine disorganisations and fragmentations and the scanty and heterogeneous knowledge of the evolution of the prealpidic areas.

The Variscan within the Alpine-Mediterranean Belt consisted of an assemblage of various terranes and zones of different pre-Paleozoic and Paleozoic development. Their accretion with Laurasia was the result of the subduction of a "prototethyd" ocean, and later, of the collision of this continent with Gondwana. Outside the last-named zone, the Variscan event brought only the development of a tectonic collage of different accretion wedges on the edge of Fennoarmatia and the evolution of the Permian Paleotethys.

It is possible that the southern boundary of this collage is the "Svaneti-zone" of the Caucasus Mt. and the "Turkman-zone" of Afghanistan. The terranes northern of the first-named zone are interpreted as Paleozoic island arcs (Main Range), intra-(Forerange) and inter-arc basins. The sedimentary and metamorphic sequences of this zones are covered by post-orogenic Namurian and younger molasses etc. Their western

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. HELMUT W. FLÜGEL, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

continuation (N-Dobrogea, Moesian Platform?) is doubtful. In the "Kucaj-Stara Planina zone" of Bulgaria and E-Serbia the Proterozoic-early Paleozoic ophiolites of the basement are overlain by deep water sequences, which are followed by the post-orogenic molasse of the Svoge Basin. Contrary to this continental slope (?) development, the Paleozoic of the Istanbul nappe consists of a carbonatic-terrigene shallow water succession, which becomes deeper during the Upper Devonian and Lower Carboniferous. That reminds of the Noric-Bosnian zone.

The polymetamorphic suites of the alpine nappes of the S- and the E-Carpathians possibly are also fragments of the Fennoarmatian collage. The question is unsolved, whether they are different pre-Alpidic amalgamated terranes and arcs or stratigraphic sequences. The metasediments and -magmatites are unconformably covered by Upper Carboniferous molasses and Permian redbeds. Similar insecurities exist about the age of the protoliths and the metamorphism of the thick sequences of the Serbo-Macedonian and the Rhodopian massif.

The area between the "Fennoarmatian" collage and the North-Gondwanian Paleozoic carbonate-shelf of the Taurus Mts. and Armenia is occupied by different Cimmeric and Alpidic plates and microcontinents. They are separated by Mesozoic ophiolitic sutures. The pre-Alpidic evolution of these elements, of that of the "collage" and of North-Gondwanian are completely different.

Whereas the Proterozoic-Cambrian metamorphic basement of the Cyclade-Menderes-Bitlis massif is overlain by Permian shallow water limestones, the cover of the metamorphic Variscic (?) socle of the Pelagonic-Thessalic massif consists of marine clastic sequence of Permian age, that of the Sakarya microplate northern of the Izmir-Ankara suture of greywackes etc. of Triassic (?) age.

The primary positions of these different metamorphic basements on both sides of the Ankara suture are also uncertain as those of the Paleozoic sequences of both nappes of Chios that suture. The lower nappe consists of a Silurian to Moscovian complex of turbidites, radiolarites, pelagic limestones etc., comparable with the Paleozoic successions of the southwest Mediterranean (Menorca etc.). On the other side reminds the Upper Carboniferous and Permian of the upper nappe of Chios to that of W-Serbia.

The Variscic collision region of the Alpine Belt between the Armorican-Moldanubian arc and Gondwana includes different Paleozoic zones and developments:

- 1) To the Northern (and Southern?) higher metamorphic zone belong the Alpidic sheets of the Penninic, Austroalpine, Tatric, Veporic units etc. but also the "Austroalpine" nappe of Calabria etc. at southwest Mediterranean. The sequences are characterised by polymetamorphic metasediments and -magmatites, which probably belong to different Proterozoic and Lower Paleozoic terranes amalgamated at different times. They are covered by Upper Carboniferous molasses and Permian redbeds.
- 2) The occurrence of a carbonatic-clastic foredeep succession between Nötsch (Austria) and Ochtina (Slovakia) above a Devonian (?) basement suggested, that presumably already during the Upper Devonian and Lower Carboniferous the uplift of parts of the metamorphic belt started.
- 3) The paleozoic socle of the Alpine nappes of the Alps, Apennines and Dinarides consists of different carbonatic and clastic Ordovician to Devonian sediments, which were laid down on a passive continental margin. Only locally occur hints to a rift volcanism. A characteristic of this Noric-Bosnian zone, with their different developments, is a timely difference of the begin of the Upper Paleozoic "Flysch" facies and the wide distribution of a marine postorogenic development.
- 4) In contrast to this shallow-water sequences are the Drina (Serbia), Gemic (Slovakia) and the southwestern Mediterranean (Calabria - Rif) Paleozoic Sedimentary complexes characterised by a deep-water facies. The partly thick fan- and slope successions are built up by shales, conglomerates (locally with limestone-pebbles of Silurian to Bashkirian age), turbidites, olistostromes etc. They are detached from their base and form everywhere Alpidic nappes. The primary position of this "Betic-Serbic zone" and the hinterland (Africa, Europe?) of the detritus is unknown.

In a reconstruction of the Variscan basement of the Alpine-Mediterranean Belt some constraints have to be considered. To these belong the configuration of Pangea and of the Paleotethys, the arrangement of the Variscan zones and terranes parallel to the axis of the former mountain belt and the Variscan and later orogenic movements of the different elements. Additional to this, many geological, petrological, paleontological etc. problems of the Prealpidic evolution are presently unsolved. Therefore such a reconstruction (Fig. 7) could only be an imperfect trial and an allusion for the future researches.

Einleitung

Ogleich, bei Außerachtlassung des Känozoikums, die Fläche des Präalpidikums im Alpin-Mediterranen Belt mindestens der des Alpidikums entsprechen würde, wurde es bisher in den Hypothesen der variszischen Entwicklung von Europa kaum berücksichtigt. Einer der Gründe dafür war, daß dieses Präalpidikum aus zahlreichen, voneinander getrennten, und verschieden gebauten Elementen besteht, die sich auf über ein Dutzend Staaten zwischen Marokko und dem Iran verteilen (Abb. 1). Dementsprechend unterschiedlich und oft mangelhaft war der Kenntnisstand. Im letzten Jahrzehnt hat sich dieser nicht zuletzt durch die mehr als 1100 Publikationen des IGCP-Projektes Nr. 5 „Correlation of Pre-Variscan and Variscan Events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt“ (CARDIN, 1989) deutlich verändert. Wenngleich noch zahlreiche Fragen ungelöst sind (vgl. Kap. 2.), scheint daher eine zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse geboten.

Entsprechend ihrem Ziel wird im ersten Abschnitt versucht, die Entwicklung der verschiedenen, in das alpidische Gebirge eingebauten, präalpidischen Elemente herauszuarbeiten. Seine Ergänzung findet dieser Teil in den dzt. in Druck befindlichen stratigraphischen Tabellen im 2. Abschlußband des IGCP-Projektes Nr. 5. Der zweite Teil diskutiert die Problematik der variszischen bzw. älteren Positionen dieser Elemente.

1. Die präalpine Entwicklung

Paläomagnetischen Daten zufolge war das geodynamische Geschehen des Paläozoikums beherrscht von der Verschmelzung der Kratone Baltica (Fennoarmatia), Laurentia und Gondwana zu dem Superkontinent (Kap. 2.) Pangea. Die Varisziden werden hierbei als Ergebnis von Subduktionen und Kollisionen aufgefaßt. Entsprechend der Konfiguration von Pangea führt dies zur Vorstellung, daß ein westliches „alpinotypes“ Kollisionsgebirge zwischen Gondwana und Laurussia gegen Osten in eine Collage herzynischer Akkretionskeile bzw. Terranes am aktiven Rand von Fennoarmatia gegen eine permotriassische Paläotethys überging. Diese Collage trennt heute, als schmale Zone, Fennoarmatia von erst kimmerisch angeschweißten Fragmenten, und läßt sich über den Kaukasus, Afghanistan und dem Pamir bis in den Kunlun-Shan nachweisen (BOULIN, 1988; STÖCKLIN, 1984; ZIEGLER, 1988b; u.a.), wobei eine sichere Korrelation der einzelnen Zonen derzeit nicht möglich ist. Der Süd- und Westrand dieser Paläotethys ist im Gegensatz zu ihrem herzynischen Nordrand unklar. Die Ursachen liegen in der mesozoischen Entwicklung, die zu einem komplexen und unterschiedlich

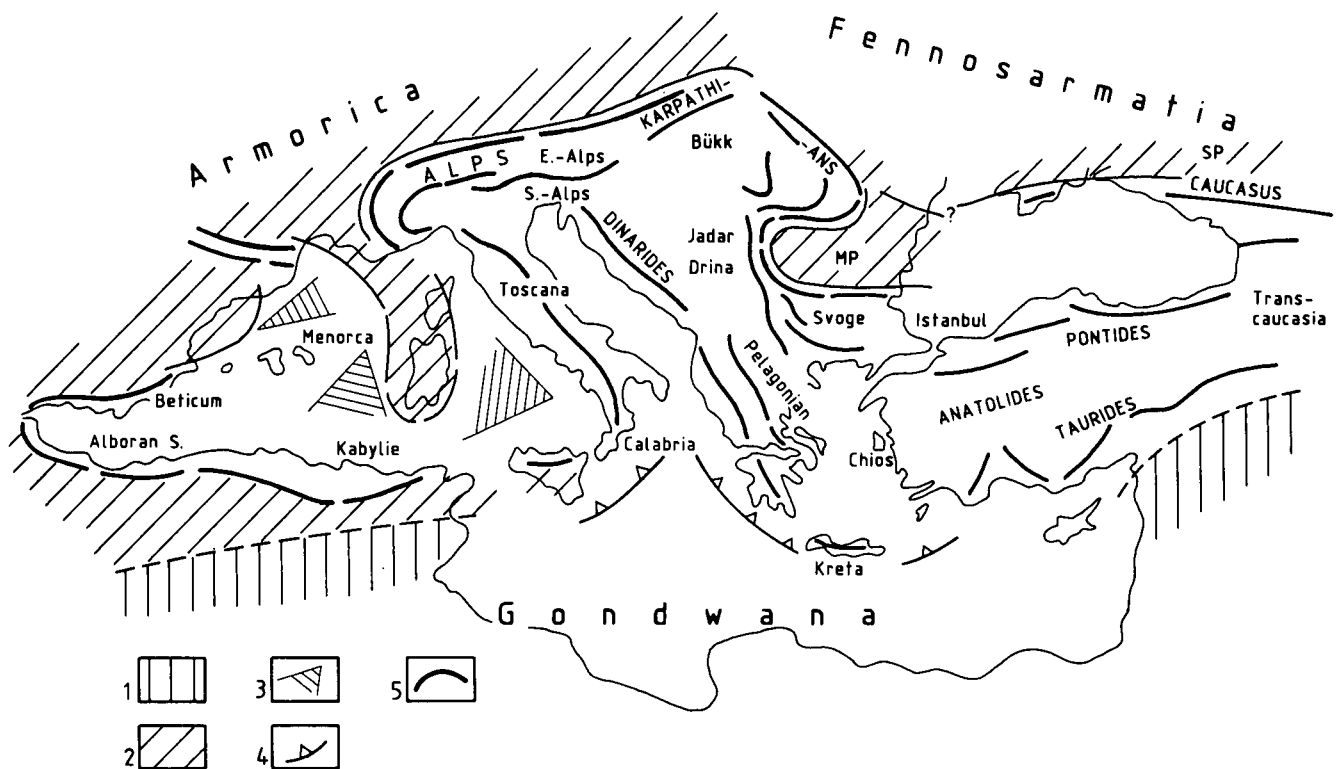


Abb. 1.
Der Alpin-mediterrane Gürtel.
1 = Gondwana; 2 = Außeralpines Vorland; 3 = Westmediterrane Spreading-Zonen; 4 = Mediterrane Subduktionszone; 5 = Alpine Gebirgsgürtel.

gedeuteten (DERCOURT et al., 1986; SENGÖR, 1984; u.a.) Anbau ehemaliger S- und W-Randelemente der „Paläotethys“ an diesen herzynischen Belt führten. Daraus ergibt sich die Frage, ob und wie weit diese „Terranes“ im Perm noch Teile von Gondwana waren (VAI, 1979; SENGÖR et al., 1984; u.a.), oder ob, und in welchem Umfang, auch sie bereits durch das variszische Geschehen dislozierte Elemente darstellen (ADAMIA et al., 1987; ZIEGLER, 1988a) (Kap. 2.).

1.1. Der fennosarmatische Rand

Die Grenze der herzynischen Zonen am Südrand von Fennosarmatia gegen die mesozoisch angeschweißten Elemente ist ebenso umstritten, wie das variszische Geschehen (ADAMIA et al., 1987b; BELOV et al., 1978, 1986; ROBERTSON & DIXON, 1984; SENGÖR et al., 1984b; STÖCKLIN, 1984; u.a.). Für die präalpidische Entwicklung des Kaukasus liegen mehrere Darstellungen von ADAMIA et al. (1980, 1981, 1982, 1987b) vor. Sie nehmen eine Akkretion verschiedener paläozoischer Inselbögen, Inter-Arc- und Back-Arc-Becken durch eine nordgerichtete Subduktion einer paläozoischen Tethys an. Ophiolithzonen südlich des Transkaukasus (Sevan-Zone) und der Pontiden wurden dabei als eine mesozoische Suture gedeutet, die die Existenz eines paläomesozoischen Ozeans zwischen einem aktiven Nord- und einem passiven Südrand belegt. Demgegenüber betrachteten SENGÖR, BELOV u.a. Transkaukasien als ein erst kimmerisch dem Kaukasus angeschweißtes Element, und nahmen eine mesozoische Suture innerhalb des Südkaukasus an (Kap. 2.). Tatsächlich finden sich hier, in der Svaneti-Zone, die westlichsten (?) Teile einer vom übrigen Paläozoikum dieses Raumes auffallend abweichenden Entwicklung, die sich bis in die

Turkman-Zone Afghanistans verfolgen läßt (BOULIN, 1988). Sie wird hier als die Südgrenze des herzynischen Belts am Rand der Turkestan-Tarim-Platte aufgefaßt, und als ordovizisch-triassischer Rand eines „West-Hindukush Ozeans“ interpretiert. Im Südkaukasus handelt es sich um eine bis sieben Kilometer mächtige, terrigene Turbiditfolge, die vom Devon (?) ohne Bruch bis in die Trias reicht (Abb. 2). Sie zeigt, so wie in Afghanistan, keine Hinweise auf eine variszische Orogenese oder Metamorphose. Wie dort wurde die Svaneti-Zone erst kimmerisch in das Kollisionsgeschehen einbezogen.

Der herzynische Belt des Großen Kaukasus besteht aus einem, vermutlich proterozoisch-frühpaläozoischen, amphibolit- bis grünschieferfaziellen, metamorphen vulkano-klastischen Basement (ADAMIA et al., 1987b, cum lit.). In der Main Range dürfte die Metamorphose Folge bis in das Unterkarbon reichen, während sich in der nördlich gelegenen Fore-range-Zone im Silur eine mächtige tiefmarine sedimentär-vulkanogene Folge klastischer Turbidite mit Wildflysch-Einschaltungen entwickelte. Charakteristisch sind zum Teil mächtige, bimodale Effusiva und Pyroklastite. Die Entwicklung reicht bis in das Visé. Sie wird als Inter-Arc-Becken interpretiert. Das Hangende dieses Autochthons bilden bis zu einem Kilometer mächtige allochthone Ophiolithe. Aufgrund ihrer Zusammensetzung und ihres Chemismus werden sie als Ozeanboden-Assoziationen gedeutet. Es wird u.a. angenommen, daß sie variszisch aus dem Raum südlich der Main Range obduziert wurden, wobei die in diesem Raum auftretenden Metaophiolithe Reste einer „Wurzelszone“ seien (ADAMIA et al., 1987b, cum lit.; GAMKRELIDZE, 1982). Mit dieser Obduktion endete im Großen Kaukasus das variszische Geschehen. In der Main Range folgen im Westfal über dem Basement fluviatil-limnische Ablagerungen, sowie

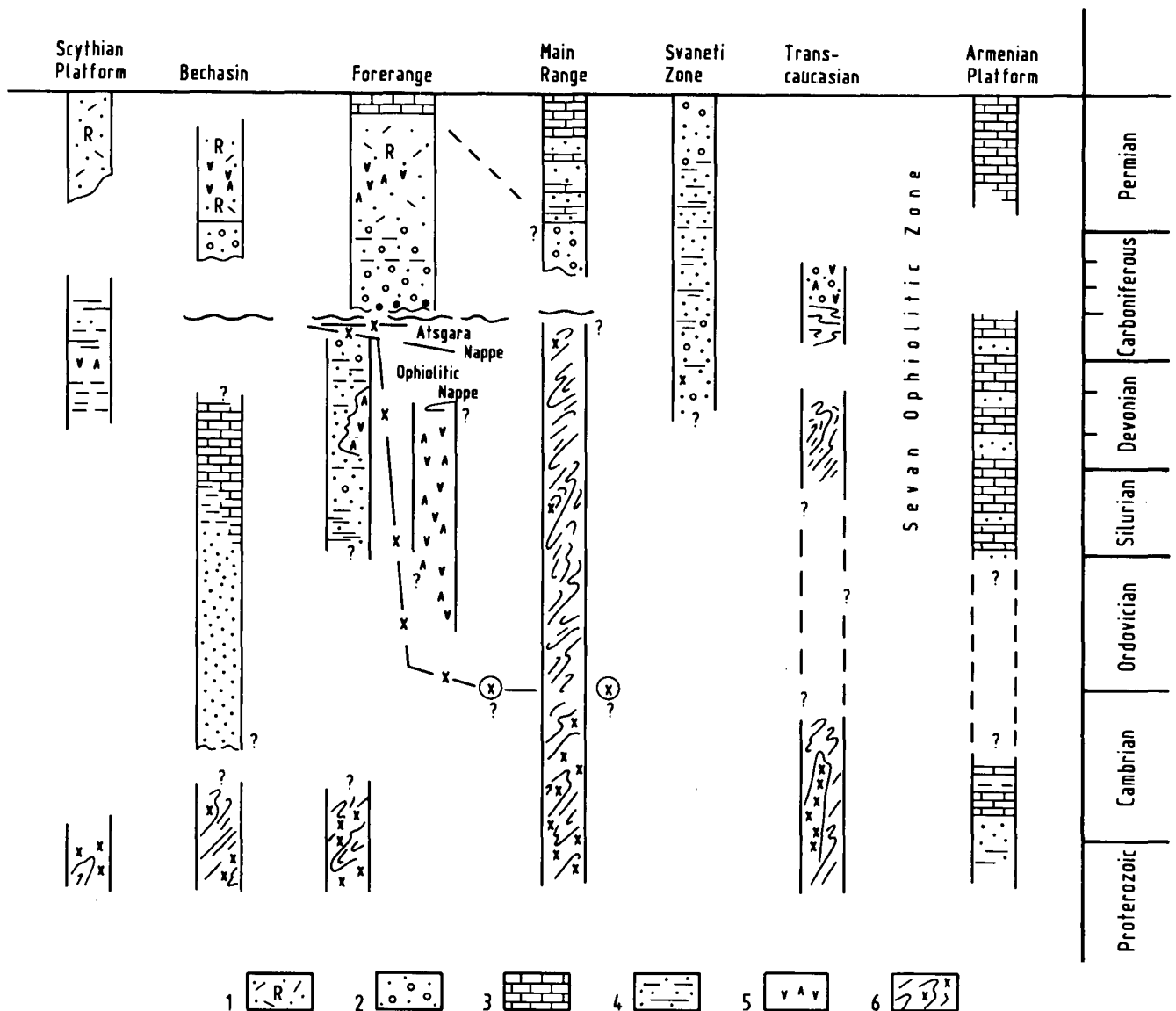


Abb. 2.

Die variszischen Zonen des Kaukasus.

1 = Redbeds; 2 = Molasse; 3 = Flachwasserkarbonate; 4 = Turbiditfolgen; 5 = Vulkanite; 6 = Metamorphite.

andesitische bis rhyolithische Vulkanite. Eine Schichtlücke trennt sie von permischen Redbeds und flachmarinen terrigen-karbonatischen Sedimenten. In der Forerange-Zone werden Autochthon und Allochthon bereits ab dem tieferen Namur von bis zu 2,5 km mächtigen kohleführenden Molassesedimenten überlagert. Ihre Gerölle lassen sich zum Teil aus der Main Range ableiten. Die Molasse bildet das Liegende von mehrere km mächtigen, vulkano-klastischen, permischen Redbeds, die im Oberperm in Evaporite und marine Ablagerungen übergehen. In der nördlich der Forerange gelegenen Bechasin-Zone wird das proterozoische Basement von vorwiegend grobklastischen, kambro-ordovizischen, flachmarinen Molassesedimenten, sowie im Silur und Devon von flachmarinen Karbonaten mit mitteleuropäischen Faunenelementen (ADAMIA et al., 1980) überlagert. Im Jungpaläozoikum entwickelten sich teilweise bis auf das Präkambrium übergreifende terrestrische Sedimentbecken, die, mit höherem Westfal beginnend, wie in der Forerange- und Main Range-Zone, im Perm in rote Schuttdecken mit Einschaltungen saurer Effusiva übergehen (SHAVISHVILLI, 1988).

Die westliche Fortsetzung dieses herzynischen Belts ist unklar. Westlich des Schwarzen Meeres trennt das Paläozoikum der Nord-Dobrogea die Skythische von der Moesischen Tafel. Seine Position ist umstritten (BONCEV, 1974; BERCOURT et al., 1986; SANDULESCU, 1974; SENGÖR et al., 1984b). Die Überlagerung des Präkambriums der „Zentralen Dobrogea“ durch Jura erinnert an die Bechasin-Zone des Kaukasus (ADAMIA et al., 1980). In der Macin- bzw. Tulcea-Einheit der Nord-Dobrogea folgen über metamorphen, proterozoisch-kambrischen (?) Metaklastiten Radiolarite, Schwarzschiefer und Kalke des Silurs. Sie bilden die Basis einer terrigenen, zum Teil turbiditischen (JORDAN, 1988; MIRAUTA, 1983; SEGHEDI, 1985) Entwicklung. Das variszische Geschehen wird durch die unkonforme Überlagerung durch vermutlich unter- bis mittelkarboner, mächtiger alluvialer Molasse mit Einschaltungen saurer Vulkanoklastika angezeigt (SEGHEDI 1980, SEGHEDI & OALE, 1986). Permische Redbeds und Vulkanite, z.T. auch Algenkalke, beenden die paläozoische Folge. Synkinematische Granitintrusionen haben variszisches Alter (MINZALU et al., 1975). Ob ein Vergleich dieser Zo-

ne mit dem polnischen Kaledonischen Trog möglich ist (ZNOSKO, 1986; GARECKIJ et al., 1987; ZIEGLER, 1984, 1986, 1988b,c), ist schwer zu beurteilen, umsomehr als dieser zwar gleiche Position am Rand der Skythischen Tafel besitzt, jedoch eine andere Entwicklung zeigt.

Das proterozoische, metamorphe, cadomische Basement der Moesischen Tafel besteht in der Zentralen Dobrogea aus mächtigen, monotonen, grünschieferfaziellen Metapeliten im Hangenden höher metamorpher Gesteine (BONCEV, 1974; BURCHFIEL & BLEAHU, 1976). Ihr transgressiv Hangendes bilden cambro-ordovizische Sandsteine und silurische Graptolithenschiefer (LORDAN 1981, 1984; LORDAN et al., 1982; TENCHOV & JANEV, 1979; SPASSOV et al., 1978). Klastische, zum Teil als Deltabildungen gedeutete Folgen des Unterdevons leiten eine bis in das Namur reichende und bis 3 km mächtig werdende, vorwiegend karbonatische Flachwasserfazies ein (LORDAN, 1988; PARASCHIV et al., 1986; SAVU & PARASCHIV, 1982; VINOGRADOV & POPESCU, 1984; u.a.). Im Mittel- und Oberdevon sind in sie Evaporite eingeschaltet. Die Faunenbeziehungen zu W- und Zentraleuropa sind deutlich. Verschiedentlich finden sich Schichtlücken. Über die Wirkung der variszischen Orogenese ist wenig bekannt. Die Überlagerung durch grobklastisches Oberkarbon bzw. oberpermische vulkano-klastische Sedimente und die Bindung des Vulkanismus an Störungen (STAN, 1987) sind Hinweise auf eine, bereits alpidische, Rifttektonik.

In der Süd-Dobrogea trennt eine Schichtlücke das karbonatische Oberdevon von einer mächtigen Kulmfazies des oberen Visé, die, bei regressiver Tendenz, im höheren Namur in paralische, kohleführende Deltabildungen übergeht. Sie werden als Bildungen einer Vortiefe der Moesischen Tafel aufgefaßt (TENCHOV, 1987) (vgl. Kap. 2.). Wie auf dieser folgen, nach einer Schichtlücke, mächtige Redbeds.

Ein Problem ist die Beurteilung der zeitlichen Zuordnung der lithostratigraphischen Einheiten in den Ost- und Südkarpathen. Sie stützt sich vorwiegend auf deren Position in der Folge und einzelne, schwer überprüfbare, biostratigraphische Einstufungen mit Palynomorpha. Die Unsicherheiten drücken sich auch in den, in letzter Zeit vorgenommenen, Änderungen in den stratigraphischen Beurteilungen aus. Die Folge beginnt mit mehrere km mächtigem, polymetamorphem, mehrfach deformiertem, metapelitischem bis -psammitischem Proterozoikum bis Unterordovizium (KRÄUTNER, 1987, cum. lit.). Zum Teil mächtige Einschaltungen oft bimodaler Vulkanite, Ultramafite und Leptynoamphibolite könnten Hinweise auf verschieden alte Inselbögen oder Back-Arc-Becken sein, die präpaläozoisch oder intraordovizisch verschweißt wurden. Nähere Untersuchungen fehlen. Synorogene kalkalkalische und postorogene alkalische Granitoide (GRÜNENFELDER et al., 1983; KRÄUTNER, 1987; SAVU, 1978) ließen sich vielleicht diesem frühkaledonischen (?) Geschehen zuordnen. In der Supragetischen bzw. Danubischen Einheit folgt im Hangenden, eventuell nach einer Schichtlücke, eine überwiegend metapelitische bis -psammitische Abfolge des oberen Ordovizium bis tieferen Devon. Manganquarzite, Metagrauwacken und -lydite deuten auf einen zeitweise, zumindest örtlich, tiefmarinen Ablagerungsraum. Teilweise mächtige Karbonate, die bis in das Unterkarbon reichen (BERCIA et al., 1976; DIMITRESCU, 1976, 1985; FOLEA & KRÄUTNER, 1980, 1982,

1983; KRÄUTNER, 1987; KRÄUTNER et al., 1981, 1983; NASTASEANU et al., 1978, 1981; SANDULESCU, 1980; SAVU, 1978, 1979; SAVU et al., 1978a,b,) sind dagegen Hinweise auf Flachwasserbedingungen. Die Makrofaunen des Tournai zeigen westeuropäische Affinität. In den Südkarpathen wird das grünschieferfaziell metamorphe, mehrfach deformierte Paläozoikum im höheren Westfal und Stefan von mächtigen fluviatil-limnischen Füllungen sich bildender Becken überlagert. Sie gehen im Unterperm in vulkano-sedimentäre Redbeds über, die bis auf das metamorphe Basement ausgreifen können (NASTASEANU, 1987). Die Alterswerte der variszischen granitoiden Gesteine der Südkarpathen und Bulgariens streuen stark. Eine Beurteilung ist nicht möglich (BERCIA & BERCIA, 1980; KRÄUTNER et al., 1976; AVELESCU et al., 1979, 1983, MOORBATH & ZAGORCEV, 1983; ZAGORCEV & MOORBATH, 1986).

In den Ostkarpathen, dessen Proterozoikum und Paläozoikum an das der Südkarpathen erinnert (KRÄUTNER et al., 1975, 1976; OLARU & ONICEANU, 1984; SANDULESCU et al., 1981), treten nur im Marmarosh-Gebirge oberkarbone terrestrische Molassen auf (RUDAKOV, 1980, 1983, 1987). Auch hier werden sie von vulkano-klastischen, permischen Redbeds überlagert. Mit diesen Folgen beginnt auch in den übrigen Ostkarpathen die postvariszische Sedimentation (BORDEA & BORDEA, 1982; STAN, 1983, 1984, 1987; STAN & UDRESCU, 1980).

In dieses Entwicklungsschema fügt sich auch das der allochthonen Decken des nördlichen Apuseni-Gebirges (möglicherweise auch von Tisia, Kap. 2.) ein (BLEAHU, 1963; BURCHFIEL & BLEAHU, 1976). Auch hier überlagern ein polymetamorphes, proterozoisch-paläozoisches Basement (MARZA & OLARU, 1983) mächtige permischen Redbeds mit Einschaltungen biomodaler Vulkanite (STAN, 1987). Die gegensätzlichen Ansichten hinsichtlich der Einordnung dieses Gebirges in den alpinen Bau lassen viele Fragen, die auch das Präalpidikum betreffen, offen.

In deutlichem Gegensatz zu dieser Entwicklung steht die der „Kucaj- bzw. Stara-Planina-Zone“ Ostserbiens und Nordbulgariens. Sie wird in ihrer tektonischen Position mit dem „Geticum“ der Südkarpathen verglichen (GOCEV, 1982; GRUBIC, 1980). Die Folge beginnt mit einem über 2 km mächtigen „Diabas-Phylloid-Komplex“, der aus einer basalen, vermutlich proterozoisch bis kambro-ordovizischen Ophiolithserie und einer höheren sedimentär-vulkanogenen Formation besteht (HAYDOUTOV, 1987; HAYDOUTOV et al., 1979, 1985; KALVACHEVA, 1982; KALVACHEVA & DIMITROVA 1973; KALVACHEVA & CATALUV, 1974; ZAGORCEV, 1974). Erstere wird als Ozeanboden, letztere als Inselbogen gedeutet (HAYDOUTOV, 1987). In der Stara-Planina bilden mittelordovizische Sandsteine das Hangende. Sie leiten eine, bis in das Visé reichende, Tiefwasserentwicklung aus Graptolithenschiefeln, Tentakulitenkalken und Grauwacken ein, die in Ostserbien in ihren höheren Anteilen als Wildflysch entwickelt ist (KRSTIC et al., 1988; MSLAREVIC & KRSTIC, 1987a,b; NACHEV, 1981; SPASSOV, 1983, 1987; SPASSOV et al., 1978; STATTEGGER, 1986). Ihre Komponenten bestehen, neben Metamorphiten, aus Obersilur- bis Tournai-Kalken verschiedenster Fazies, die von Osten bzw. Nordosten eingeschüttet wurden. In dieser Position fehlen heute derartige Gesteine. Dementsprechend wichtig wären eingehendere Untersuchungen dieser Komponenten. Im Svoge-Becken wird ab dem tieferen Namur diese variszisch verfaltete

Folge diskordant von kohleführenden, bis 1,7 km mächtigen, intramontanen Molassen überlagert (TENCHOV, 1975, 1987). In ihnen finden sich im Stefan und Perm Einschaltungen basaltischer, dazitischer und rhyolithischer Vulkanite (TCHOUNEV & BONEV, 1975; HARKOVSKA, 1987). Den Abschluß bilden bis zu 3 km mächtige kontinentale Redbeds (TENCHOV & JANEV, 1979), in deren Konglomeraten örtlich devone Fe-Oolithkalke als Gerölle auftreten, deren Sedimentationsraum gleichfalls unbekannt ist (EBNER et al., 1976).

Die Fortsetzung dieser Zone ist fraglich. Sowohl in der Ausbildung ihres prävariszischen Basements, vor allem aber der bereits mit dem Namur einsetzende Molasseentwicklung erinnert sie an die Forerange-Zone des Kaukasus. In Nordbulgarien wird die Kucaj-Stara-Planina-Zone von metamorphen, möglicherweise teilweise proterozoischen Basementgesteinen der Srednagora-Zone, in Ostserbien und Westbulgarien vom Serbo-Mazedonischen Massiv überschoben. Dieses mehrere km mächtige, grünschiefer- bis amphibolitfazielle, vorwiegend aus Metaklastiten aufgebaute Massiv, mit gelegentlichen Einschaltungen mafischer und saurer Metavulkanite, wird meist dem Proterozoikum bis Frühkambrium zugeordnet (ARSOVSKI, 1984; ARSOVSKI et al., 1983; DIMITRIJEVIC, 1972, 1974, 1983; GRUBIC, 1980; KARAMATA, 1982; PAPANIKOLAOU, 1984; RAMOV, 1984; STOJANOV, 1980, u.a.). Sichere Daten fehlen jedoch. Ob seine, der Supragetischen Decke entsprechende Position irgendwelche Schlüsse bezüglich der Beziehung zum Rhodope-Massiv zuläßt, ist fraglich. Auch letzteres besteht aus einem Deckenstapel verschiedener Metamorphite von vermutlich z.T. proterozoischem bis altpaläozoischem Sedimentationsalter (ANCYREV et al., 1980; ANTOVA & DONCEVA, 1980; BOJANOV, 1974; DIXON & DIMITRIADIS, 1984; IVANOV, 1981, 1988; IVANOV et al., 1980, 1984; KOKKINAKIS, 1980; KOZHOUKHAROV, 1986, 1987; KOZHOUKHAROV et al., 1980; PAPANIKOLAOU, 1980; ZACHOS & DIMADIS, 1983; u.a.). Den zahlreichen Unsicherheiten entsprechend spekulativ sind alle Überlegungen zur voralpidischen Position und Entwicklung dieser Massive. Überdeckungen durch jungpaläozoische Molassesedimente fehlen ebenso, wie gesicherte Altersdatierungen aus dem Kristallin. Dementsprechend problematisch ist eine Beurteilung.

Die Decken des Rhodope-Massivs überlagern im Nordosten die Strandza-Decken Südostbulgariens (GONCEV, 1979, 1982, 1985; IVANOV, 1988). Palynomorpha in Metapeliten zeigen, daß auch in diesem Paläozoikum auftritt (MALJAKOV et al., 1982; SERGEEVA et al., 1979), jedoch ist auch hier die Kenntnis der Stratigraphie gering. Auch die Angaben permischer Granitintrusionen (?) benötigen weiterer Prüfung.

SENGÖR et al. (1984b) vermuteten, daß die Strandza-Decken das tektonisch Liegende der „Istanbul-Decke“ darstellen. Eine direkte Überlagerung ist jedoch nicht nachweisbar. Das Paläozoikum letztgenannter Decke beginnt transgressiv über einem proterozoischen, metamorphen Basement (ARPAT et al., 1978; GEDIN, 1988; GÖNCÖĞLU et al., 1987) mit einer klastischen kambro-(?)-ordovizischen Folge. Sie geht im Silur in eine teilweise stark terrigen beeinflusste karbonatische Seichtwasserentwicklung über. Die passiven Kontinentalrandbildungen zeigen ab dem höheren Mitteldevon mit pelagischen Kalken und Radiolariten, bzw. ab dem Tournai mit einer bis zu 3,5 km mächtigen, von Norden eingeschütteten Turbiditfolge, die Vertiefung des Ablage-

rungsraumes (KAYA, 1973, 1978a,b, 1980). Algenkalke im höheren Visé könnten – falls es sich nicht um Olistolithe handelt – auf zeitweise Schollenverstellungen deuten. Im Becken von Zonguldak scheint diese Turbiditentwicklung erst im höheren Visé einzusetzen (DILL & KONYALI, 1978; KERRY, 1984; TOKAI, 1981). Das Paläozoikum endet im Oberkarbon mit kohleführenden Deltabildungen, deren Material von Norden eingeschüttet wurde. Sie werden im Perm von Redbeds (GÜVENC, 1985) überlagert.

Die variszische Position dieser Decke ist unsicher. Nach SENGÖR et al. (1984b) überschiebt sie in den Nordpontiden das Mesozoikum der Küren-Decke, die SENGÖR et al. mit den Strandzaiden parallelisierten und als mesozoische „Paläotethys“-Sutur deuteten. Dies würde das Paläozoikum von Istanbul in eine Position südlich einer jungpaläozoischen-mesozoischen Tethys bringen. Vor allem die altpaläozoische Entwicklung zeigt auffallende Ähnlichkeit zu der der Südalpen und der Dinariden (Kap. 1.4.1.) und deutliche Unterschiede zu der klastischen Tiefwasserfazies von Bulgarien. Die fehlende Kenntnis des variszischen Innenbaues des Paläozoikums von Istanbul erschwert eine Deutung.

ROBERTSON & DIXON (1984) vermuteten, daß auch die transkaukasische Platte mitteltriassisch noch ein Teil der orogenen Collage am Südrand von Fennosarmatia war, und ihre heutige Position südlich der Svaneti-Zone erst durch eine alpidische Seitenverschiebung erhielt. Tatsächlich zeigt die präalpidische Entwicklung dieser Platte deutliche Unterschiede gegenüber der der Pelagonisch-anatolischen Elemente (Kap. 1.4.6.), aber auch gegenüber den herzynischen Zonen am Südrand Fennosarmatias. Über proterozoischen Gesteinen in Amphibolit- und Grünschieferfazies und granitoiden Intrusiva folgen in Transkaukasien niedriggradig metamorphe Metapelite kambro-devonen (nach Palynomorpha) Alters. Von Interesse ist das Auftreten von Archaeocyathinenkalken (ADAMIA et al., 1980; DAVOUDZADEH et al., 1986). Die Bedeutung von Einschaltungen teilweise ultrabasischer Gesteine in das Basement ist unklar.

Der variszisch verfaltete und metamorphe Komplex wird von Riffkalken und sauren Vulkaniten des höheren Visé und Namur überlagert. Sie bilden das Liegende eines vulkano-klastischen, teilweise kohleführenden Molassetroges mit Westfal-Alter. Spätpaläozoische und ältere granitoiden Intrusiva zeigen eine Zunahme von K_2O - bzw. des K_2O/Na_2O -Verhältnisses gegen Norden, bei Abnahme von CaO . ADAMIA et al. (1980, 1987) deuteten dies als Hinweis auf einen Inselbogen. Die von Jura überlagerte Entwicklung läßt sich schwer einordnen. Das Fehlen einer Flyschabfolge und das Auftreten einer regressiven Karbonsequenz, die mit Unterkarbonkalken im Hangenden eines metamorphen Basements beginnt, erinnert an das Karbon von Nötsch-Ochtina (Kap. 1.3.). Leider ist über das genaue Alter der Metamorphose nichts bekannt.

1.2. Die höhermetamorphen „alpinen“ paläozoischen Zonen

Das variszische Rückgrat Europas bildet ein polymetamorpher Deckenstapel proterozoisch-altpaläozoischer Gesteine mit Einschaltungen archaischer Elemente (BURG & MATTE, 1978; MATTE, 1986a,b; RAJLICH,

1987; ZIEGLER, 1986, 1988a,b, u.a.). Er zieht vom Armorikanischen Massiv über das Massiv Central in das Moldanubikum (Ligerian-Moldanubian Cordillera, ZIEGLER, 1984). Ähnliche Folgen, jedoch alpin verformt, treten innerhalb des Alpin-Mediterranen Belts vom Rif über Calabrien und die Alpen bis in die Westkarpathen auf. Ihre heutige Position geht u.a. auf die Bildung des ligurisch-penninischen Ozeans im Jura und das spätere Geschehen zurück (DERCOURT et al., 1986). Da diese postvariszischen Vorgänge zu Positionsänderungen des Basements führten, sagen Begriffe wie Penninkum, Tatrikum, Unter- und Mittelostalpin, Veporiden usw. nichts über die ursprüngliche Anordnung der variszischen „Terranes“ aus. Die weitgehenden Unsicherheiten in der zeitlichen Einstufung der Protolithfolgen, sowie der geochronologischen Datierungen der metamorphen Ereignissen, erklären die Deutungsschwierigkeiten und die daraus resultierenden divergierenden Ansichten hinsichtlich Stratigraphie und Evolution dieses metamorphen Basements (BECKER et al., 1987; DAL PIAZ et al., 1975; FRISCH & NEUBAUER, 1987, 1989; HEINISCH, 1987; NEUBAUER, 1988a,b; NEUBAUER et al., 1989; SCHMEROLD, 1988; THELIN & AYRON, 1983; u.a.).

Während im Alpenbogen das Basement des Helvetikums noch Teil des „autochthonen“, caledonisch-variszischen Astes ist (RAUMER, 1989), wurde das „penninische“ Präalpidikum bereits alpidisch disloziert. Das Auftreten proterozoisch-kambro-ordovizischer Metasedimente und -basite in den Westalpen (FABRE et al., 1987; THELIN, 1989) und den Hohen Tauern (REITZ & HÖLL, 1988; REITZ et al., 1989; u.a.), die aus geochemischen Gründen teils als kontinentale, teils ensimatische Inselbogenvulkanite bzw. ozeanische Kruste von Back-Arc-Basins interpretiert werden (CARL et al., 1989; FRISCH & RAAB, 1987; GEIST, 1987; GILG, 1989; KRAIGER & HÖCK, 1987; HÖCK et al., 1982; QUADT, 1984, 1987; QUADT et al., 1987; STILLE, 1981; STILLE & TATSUMOTO, 1985; VAVRA & FRISCH, 1987; u.a.), läßt dieses „paläopenninische“ Habach-Terrane (FRISCH & NEUBAUER, 1989) als Element einer frühpaläozoischen Subduktion deuten. Die Verknüpfung mit den Ultrabasiten der Externen Massive der Westalpen (MENDT et al., 1988; NIGGLI, 1978; RAUMER, 1981, 1987) und des Ostalpins (NEUBAUER, 1988b; NEUBAUER et al., 1989; FRISCH et al., 1987) liegt ebenso nahe, wie eine Verbindung mit den zeitgleichen Metabasitkomplexen des Zentralmassivs (BODINIER et al., 1986; GEBAUER et al., 1981; PIN & LANCELOT, 1982; NEUBAUER, 1989).

Weitgehend unklar ist zufolge des Fehlens von Daten die jüngere Entwicklung und der Beginn der variszischen Akkretion (FRISCH & NEUBAUER, 1989). Die ältesten Datierungen stammen aus dem Bereich der Unter-/Oberkarbon-Grenze (CLIFF, 1981; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1985; BORIANI et al., 1985). Sie datieren teilweise den postorogenen Aufstieg granitoider Plutone vom I-, seltener S-Typ (FINGER & STEYRER, 1988; GRUNDMANN, 1989; PAGUETTE et al., 1989) in das gefaltete Dach, teilweise eine amphibolitfazielle Überprägung älterer Gesteine (KOLLER & RICHTER, 1984). Im Brianconnais entwickelten sich ab dem Namur (FABRE et al., 1987), in Westligurien ab dem Westfal (CORTESOGNO et al., 1988; CORTESOGNO, 1984), in den Tauern im Perm (BEIL-GREGORCZYK, 1988; SCHÖN & LAMMERER, 1989) in Pull-apart-Becken mächtige kontinentale Folgen und – vor allem ab dem Perm – ein kalkalkalischer, saurer Vulkanismus (VANOSSI, 1987). Er ist mit jüngeren Granitintrusionen verknüpft (CLIFF et al., 1971; DAL PIAZ & LOM-

BARDO, 1985; PAGUETTE et al., 1989; SATIR, 1974; THELIN, 1989). Die große Menge der permo-karbonen Plutone kann als Hinweis auf ein komplexes variszisches Subduktions-Kollisions-Regime, mit Aufbau einer mächtigen kontinentalen Kruste, gedeutet werden. Die permo-karbonen Beckenfüllungen deuten auf einen raschen Uplift und die Zerstörung eines Hochgebirges.

Wie diese Zone mit dem präalpinen metamorphen Basement der ostalpinen Decken zur verknüpfen ist, bleibt derzeit spekulativ (Kap. 2.). Dies hängt nicht zuletzt mit den unterschiedlichen Ansichten hinsichtlich des alpidischen (vgl. FRANK, 1987; TOLLMANN, 1987a) und des variszischen Baues (vgl. NEUBAUER, 1988a; SCHMEROLD, 1988) zusammen.

Vor allem gestützt auf geochemische Interpretationen von Magmatiten und geochronologische Datierungen aus dem östlichen austroalpinen Kristallin, lieferten FRISCH et al. (1984), FRISCH & NEUBAUER (1989); NEUBAUER (1988a, 1989) und NEUBAUER et al. (1988) ein Entwicklungsmodell dieses Raumes. Ein Hauptproblem bleibt auch hier die zeitliche Zuordnung der sedimentären bzw. magmatischen Protolithen (MANBY & THIEDIG, 1988). Das Modell geht von der Annahme einer intra-ordovizischen Akkretion zweier proterozoischer, panafrikanischer bis frühpaläozoischer Terranes aus. Eines derselben, das „Keltische Terrane“, bestehend aus Metaklastiten, kalkalkalischen bis tholeiitischen Magmatiten sowie Tonalit-, Diorit- und Gabbro-Intrusionen wird als ehemaliger aktiver Kontinentalrand oder ensialischer Inselbogen gedeutet, das andere („Speik-T.“) als ophiolithische Abfolge einer ozeanischen Back-Arc-Kruste. In Zusammenhang mit ihrer Amalgamation (bzw. bereits cadomisch-panafrikanisch) dürften im tieferen Krustenniveau eine HP/HT (MILLER, 1970; MANBY & THIEDIG, 1988; MAGGETTI & GALETTI, 1988), im höheren eine amphibolit- bis grünschiefer-fazielle Metamorphose, sowie granitoide Intrusiva mit Bildungsalter um 450 Ma stehen (BELLIENI & VISONA, 1981; BORSI et al., 1980a; HAMMERSCHMIDT, 1981; HOFMANN et al., 1983; PECCERILLO et al., 1979; PURTSCHELLER & SASSI, 1975; SASSI & SCHMIDT, 1982; SASSI & ZIRPOLI, 1979; SASSI et al., 1974, 1985, 1987; SCHULZ, 1988, 1989; TROLL, 1978; u.a.). Das Fehlen stratigraphischer Daten erschwert die Beurteilung der im – zumindest örtlich – tektonisch Hangenden des Basements folgenden Karbonate und Metaklastite. Sie werden, aus Analogiegründen, dem höheren Ordovizium bis tiefen Karbon zugerechnet, und mit der zeitlich entsprechenden Abfolge der Grauwackenzone des „Oberostalpins“ zur „Norischen zusammengesetzten tektono-stratigraphischen Einheit“ vereinigt. Bei einer Beurteilung dieser Überlegungen darf nicht übersehen werden, daß auch die Stratigraphie der zum Vergleich herangezogenen geringmetamorphen paläozoischen Abfolgen nur unvollkommen bekannt ist.

Der Höhepunkt der variszischen Stapelung im kristallinen Stockwerk der Ostalpen dürfte örtlich vermutlich bereits im hohen Devon bis tiefen Karbon erreicht worden sein (MERCOLLI & OBERHÄNSLI, 1988). Die Datierung dürften das Temperaturmaximum bzw. Abkühlungswerte im Unterkarbon bis Namur, bei bereits einsetzender Druckentlastung durch Aufstieg und Zergleitung, anzeigen. Nur vereinzelt haben wir Hinweise auf PT-Pfade (JANAK et al., 1988; MOGESSIE & PURTSCHELLER, 1986; RAUMER, 1987; SATIR & MORTEANI, 1978, 1979; SCHMEROLD, 1988; SCHULZ, 1988a). Ihre Unterschiede könnten u.a. mit der jeweiligen Position innerhalb des Gesteins-

stapels und örtlich unterschiedlichen Aufstiegsraten zusammenhängen. Die amphibolitfazielle Metamorphose war verknüpft mit mehrfacher Deformation (HEINISCH et al., 1984; NEUBAUER, 1988a; NIGGLI, 1978; SATIR & MORTEANI, 1979; SCHULZ, 1988a,b, 1989). Die Mächtigkeit der Kruste dürfte örtlich 40 und mehr km betragen haben. (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1978; HERZBERG et al., 1977; ROST & WANNEMACHER, 1978). Ab dem Visé finden sich kalkalkalische Intrusiva anatektischer Schmelzen, ab dem Perm postorogene Plutone (BAGDASARJAN et al., 1985; BORSI et al., 1980b; CLIFF, 1980; GIZYCKI & SCHMIDT, 1978; KOLLER & WIESENER, 1981; BORIANI et al., 1985; DEL MORO et al., 1982; PAGUETTE et al., 1989; SASSI et al., 1985; NEUBAUER, 1989b; u.a.) und rhyolithische Effusiva.

FRISCH & NEUBAUER (1989) deuteten dieses Geschehen als Ergebnis einer karbonen Kollision von am Südrand des „rheanischen“ Ozeans (Kap. 2.) beheimateten Terranes bei dessen nordgerichteter Subduktion mit verschiedenen Terranes und tektono-stratigraphischen Einheiten seines Nordrahmens. Letzteren werden unter anderem in den Ostalpen die „Koriden“ und das „Planogel-Terrane“ (FRISCH et al., 1989; SCHMEROLD, 1988), sowie die Einheiten des „unterostalpinen“ Kristallins zugerechnet. Unsicherheiten liegen nicht allein in der stratigraphischen Zuordnung der Metamorphite, wie vereinzelte biostratigraphische Hinweise zeigen (PANDEROVA & PAHR, 1983), sondern vor allem in der Frage, wieweit das genannte Modell auch auf das metamorphe Basement außerhalb der Alpen ausgedehnt werden kann (Tatriden, Veporiden, Transdanubien). Unterschiede in den vorwiegend metaklastischen und magmatischen Entwicklungen, einige biostratigraphische Datierungen (PANDEROVA, 1980), sowie einzelne devone Metamorphosewerte und Intrusionsdaten (neben karbonen Graniten) in den Westkarpathen (BIBIKOVA et al., 1988; CAMBEL, 1989; CAMBEL et al., 1988), lassen es denkbar erscheinen, daß auch dieses höhermetamorphe Kristallin durch eine variszische Verschweißung und Akkretion unterschiedlicher Terranes entstand (Kap. 2.). Ab dem höheren Karbon dürfte der metamorphe Belt eine Einheit und vorwiegend Abtragungsgebiet gewesen sein, auf dem sich örtlich fluviatile Rinnen entwickelten (AMERON et al., 1982; KRÄINER, 1984; LELKES-FELVARI et al., 1981; PISTOTNIK, 1980; SPIESS, 1986; STINGL, 1984). Erst ab dem Perm finden sich verbreitet, bis über einen km mächtig werdend, rote Debrisflow- und Alluvialsedimente (BEZAK & VOZAROVA, 1982; KRÄINER, 1989; NIEDERMAYR, 1975, 1989; NIEDERMAYR & SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1982; VOZAROVA, 1982, 1984; VOZAROVA & VOZAR, 1979, 1980, 1987; 1988) verknüpft mit Vulkaniten (VOZAR, 1980, 1983). Wie paläomagnetische Daten zeigen, handelt es sich hierbei teilweise um Bildungen in synsedimentär rotierenden Pull-apart-Becken (MUSKA & VOZAR, 1987a,b). Die überregionale Bedeutung dieser Strike-slip-Bewegungen ist unbekannt. Das Aufdringen großer intrapermischer Granitplutone von den westlichen Südalpen bis in die Westkarpathen, die, wie in Eisenkappel (Karawanken), an derartige Zonen gebunden sind, und der, vor allem im Unter- und Mittelperm weit verbreitete, bimodale Vulkanismus dürften mit der Krustenverdünnung am Beginn der alpidischen Ära durch Extension zusammenhängen.

Die ursprüngliche Beziehung zwischen austro- und südalpinem Kristallin ist unbekannt (vgl. HEINISCH, 1987). Analogien in der Entwicklung sind nicht zu übersehen. Dieses südalpine Basement besteht aus einer

mittelgradig polymetamorphen, metapelitischen bis -psammitischen, proterozoisch bis frühordovizischen Oberkruste (Ceneri-Zone, Edoloschiefer etc.) und amphibolit- bis granulitfaziellen Metaklastiten und -basiten der Ivrea-Zone als Teil einer Unterkruste (SCHMID et al., 1987). Trotz zahlreicher Altersdatierungen ist die Interpretation umstritten (BORIANI et al., 1982, 1985; DEL MORO et al., 1980, 1984; MOTTANA et al., 1985; PIN & SILLS, 1986; VAI & COCOZZA, 1984; u.a.). Die vermutlich spät-proterozoischen bis frühpaläozoischen Metabasite werden unterschiedlich gedeutet (HUNZIKER & MARTINOTTI, 1984; HUNZIKER & ZINGG, 1980; KÖPPEL, 1983, 1984; KÖPPEL & SCHROLL, 1983; RIVALENTI et al., 1984; VOSHAGE et al., 1987; ZINGG, 1983). Ein auch zeitlicher Vergleich mit den Habach-Ophiolithen und analogen Serien der Ostalpen liegt nahe. Der altproterozoische bis archaische Detritus der Metapelite entstammt einer kontinentalen Kruste (BORIANI et al., 1985). Die metaklastischen Folgen mit örtlichen vulkanogenen Einschaltungen (BORIANI et al., 1982; BORIANI & SACCHI, 1985; FRIZZO, 1983; ORIGONI et al., 1982; SASSI et al., 1984) dürften kontinuierlich (?) bis in das tiefe Ordovizium reichen (SASSI et al., 1984; KALVACHEVA et al., 1986). Zahlreiche Datierungen zeigen, daß die erste (?) granulit- bis grünschieferfazielle Metamorphose (BORIANI & ORIGONI, 1984; GARUTI et al., 1980; KRÜHL, 1984; KRÜHL & VOLL, 1987; MOTTANA et al., 1985; SILLS, 1984; SILLS & TARNEY, 1984) mittelordovizisches Alter hat. Zu diesem Zeitpunkt muß für das Ivrea-Stockwerk eine Überlagerung von 30–40 km angenommen werden. Im Gefolge mit diesem Ereignis steht der Aufstieg granitischer Plutone. Vermutlich gehört auch die Bildung der bis 800 m mächtigen kalkalkalischen Comelico-Metarhyolithe zu diesem Ereignis (BELLIENI & SASSI, 1981; SASSI et al., 1974, 1987; SASSI & ZIRPOLI, 1968; FRIZZO, 1983).

Ob die primäre Überlagerung dieses Basements durch das fossilführende Paläozoikum der Karnischen Alpen (SASSI et al., 1984) in der bisher angenommenen Form zutrifft, müssen neue Untersuchungen klären. Die starke variszische und alpidische Einengung dieses Paläozoikums (VAI & COCOZZA, 1986) läßt auch eine tektonische Trennfläche unbekannter Größenordnung denkbar erscheinen (Kap. 1.4.1.). Die variszische Metamorphose erfolgte in der Ivrea-Zone unter Bedingungen der hohen Amphibolit- bis Granulitfazies, im Brixener Quarzphyllit-Niveau in der Grünschieferfazies. Sie war verknüpft mit spätoberkarbonen mafischen und granodioritischen Intrusionen (VOSHAGE et al., 1987) und einer mehraktigen Deformation. Sie endete im tieferen südalpinen Stockwerk erst im höheren Oberkarbon, im phyllitischen dagegen bereits im Namur (DEL MORO et al., 1980, 1984; HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT, 1987). Die die Cenerigneise überlagernde Molasse des Westfal C von Manno zeigt keine Metamorphose (STADLER et al., 1976). Dies spricht für die rasche Freilegung des Basement-Kristallins bereits zu einem Zeitpunkt, in dem es in den Karnischen Alpen noch zur Entwicklung mächtiger Turbiditfolgen kam (Kap. 1.4.1.). Erst die marin-kontinentalen permischen Ablagerungen greifen über beide Regionen aus (CASSINIS et al., 1988), wobei die frühpermische Krustenverdünnung (HANDY, 1987) sich in der Ausbildung der bis 3 km mächtigen Vulkankomplexe von Bozen (BRANDNER & MOSTLER, 1982) und Lugano (MERCOLLI & OBERHÄNSLI, 1988) usw. zeigt. Sie ist verknüpft mit den bereits erwähnten Intrusionen von S- und I-Graniten in hohe Krustenteile (BARGOSSO et al.,

1979; BORIANI & ORIGONI, 1979; D'AMICO & ROTTURA, 1982; DEL MORO & VISCONA, 1982; ORIGONI, 1987) beiderseits des Periadriatischen Lineaments, die von der Sesia-Lanza- (OBERHÄNSLI et al., 1985) und der Ceneri-Zone bis Eisenkappel (FANINGER, 1978) und den pannonischen Raum nördlich der Save-Linie (PAMIC, 1989) nachweisbar sind.

Die räumlich nächsten Hinweise auf einen Kristallinbelt finden sich auf Korsika und in Mittelitalien in der umbrischen bzw. toskanischen ensialischen Einheit (FERRARA & TONARINI, 1985; GHEZZO et al., 1979; SELLI, 1985) mit paläozoischem und metamorphem Basement. TONGIORGI (1978) nahm eine primäre Verknüpfung dieses Paläozoikums und seiner Unterlage mit dem sardinisch-korsischen Block an. Dieses Basement besteht aus LP/HT-metamorphen Metasedimenten und -basiten, die möglicherweise Ozeanbodenbasalte sind (BAGNOLI et al., 1978, 1980; DI SABATINO et al., 1980; GIANELL & PUXDEDU, 1980). Das Alter dieser, vor allem aus Elba bekannten Gesteine, ist unbekannt.

In Korsika dürften die Fortsetzung der Ivrea-Zone die granulitfaziellen Paragneise der Piemont-Decke von Santa Lucina sein (DURAND-DELGA, 1984).

Ähnliche HP-Gesteine treten auch weiter südlich im metamorphen Basement der kalabrischen Decken Süditaliens auf. Aufbau und Evolution dieses mächtigen, die ligurischen Einheiten überlagernden „Austroalpin“, sind umstritten. Das polymetamorphe Basement (BALIONICO, 1985; BOULLIN et al., 1987 b; D'AMICO, 1979; DEL MORO et al., 1982, 1987; PAGLIONICO & ROTTURA, 1979, 1980, 1981; SCHENK, 1984) besteht aus einem Komplex von Metasedimenten und basischen Intrusiva von kalkalkalischer Affinität in Granulit- und Amphibolitfazies, wobei Datierungen ein fragliches mittelordovizisches Alter ergaben. Die Deutung dieser Gesteine als Akkretionskeil wird diskutiert. Das variszische Geschehen brachte einen Aufstieg dieses tiefen Krustenniveaus (?) und führte zur Platznahme postmetamorpher Granite anatektischen Ursprungs bei Aufschmelzung unterschiedlichen Materials (ADZORI et al., 1981, 1982, 1984; NICOLETTI & ARBANESE, 1984). Sie stehen in Primärkontakt mit den paläozoischen Phylliten des oberen Stockwerkes.

Die weitere Fortsetzung dieses Kristallins findet sich in gleicher tektonischer Position in den Kabylen (BOULLIN, 1984a,b, 1986, 1987; BOILLIN et al., 1984 b; BOSSIERE, 1980, 1983, 1985; BOSSIERE & PEUCAT, 1986; MONIE et al., 1988) und dem polymetamorphen Deckenkomplex (Nevada-Filabride; Alpujarride) des Gibraltarbogens (GOMEZ-PUGNAIRE, 1984; GOMEZ-PUGNAIRE & FRANZ, 1988), in dem variszische LP-metamorphe, proterozoisch-paläozoische Folgen mit alpidischer Überprägung eingebaut sind. Auch in diesem Raum erschweren das Fehlen ausreichender geochronologischer Datierungen und gesicherte stratigraphische Einstufungen der Metasedimente eine Klärung der präalpinen Evolution.

1.3. Das Karbon von Nötsch-Ochtina

Ein im variszischen Puzzle derzeit unklares Element sind einige in ihrer Entwicklung miteinander vergleichbare Vorkommen von Karbon. Heute durch alpidische Störungen im Liegenden und Hangenden begrenzt, bilden sie tektonische Einschaltungen im Deckenstapel des Alpen-Karpathenzuges. Dazu gehören das Karbon von Nötsch (SCHÖNLAUB, 1984), der Veitscher Decke in der Steirischen Grauwackenzone (RATSCHBACHER, 1984, 1987), die Szabadbattyan-Shale-Formation östlich des Balaton-Sees (KAZMER, 1986) und die Ochtina-Formation in den Gemeriden (VOZAROVA, 1980; VOZAROVA & VOZAR, 1987, 1988). Die Abfolgen scheinen die Reste eines marinen Vorlandtroges mit regressiver Tendenz zu sein. Sie beginnen im Unterkarbon mit flachmarinen Karbonaten und enden (?) mit Deltabildungen im tieferen Oberkarbon (Tab. 1). (Die monomikten Konglomerate im Hangenden des Magnesitzuges von Ochtina werden nicht zur Rudnany-Formation gerechnet, sondern als ein Äquivalent der Sunk-Formation betrachtet.) Das eingeschüttete Material stammt aus einem polymetamorphen Gebirge mit syn- bis postkinematischer Metamorphose, anatektischen Granitintrusionen, altpaläozoischen Sedimenten, sowie – in Nötsch – pelagischen Unterkarbonkalken (KODSI & FLÜGEL, 1970; RATSCHBACHER & NIEVOLL, 1984; SCHÖNLAUB, 1985; STATTEGGER,

Tabelle 1.
Die stratigraphische Entwicklung des Nötsch-Ochtina-Karbondroges.

		Gemicum	Styrian Graywake Zone	Carboniferous of Nötsch	Boreholes Szabadbattyan
CARBONIFEROUS	Stefanian	Rudnany Fm.	Turracher Group		Füle Conglomerate Fm.
	Westfalian	Racovec Gr.	Noric Nappe	Gailtal Phyll.	Transdanubian Phyll.
		Congl. Member	Sunk Fm. 50-150m	Pölland Fm.	
		Mg.-Member	Triebenstein Fm. 10-300m	Nötschgraben Fm. { Badstub Member	Szabadbattyan Fm. - 100m
	Namurian	Ochtina Fm. 1000-1200 { Crmel-Group	Steinbachgraben Fm. -230m	Erlachgraben Fm.	
	Visean			dm - Metam. ?	
	Tournaisian	Veporicid Crist.	Middle East Alpine		Pal. Phyll.
	286				
	296				
	320				
	333				
	352				
	360				

1982; VOZAROVA, 1973; VOZAROVA & VOZAR, 1988). Örtlich finden sich in der Folge Einschaltungen basischer Vulkanite. Das unmittelbare Basement dieses Karbons konnte bisher nur für die Veitscher Formation in Form amphibolitfazieller Kristallinschollen mit intradevoner Metamorphose wahrscheinlich gemacht werden (NEUBAUER et al., 1987; FRISCH & NEUBAUER, 1989). Das Alter der geringmetamorphen Überprägung dieses Karbons wird unterschiedlich beantwortet (ARKAI, 1983; ARKAI & LELKES-FELVARI, 1987; RATSCHBACHER, 1983; SASSI & VOZAROVA, 1987). Für die ostalpinen Vorkommen konnte keine variszische Metamorphose oder Deformation nachgewiesen werden.

1.4. Die geringmetamorphen „alpinen“ paläozoischen Zonen

Zwischen den Alpen und Mazedonien finden sich verschiedene, von ihrem ursprünglichen kontinentalen Basement meist abgescherte und in den alpidischen Deckenstapel eingebaute, zum Teil geringmetamorphe paläozoische Elemente (Abb. 3). Sie stellen vermutlich Ausschnitte eines ehemals zusammengehörenden Sedimentationsraumes dar, der charakterisiert war durch eine vorwiegend karbonatisch-terrigenen, differenzierte altpaläozoische Flachwasserentwicklung, die überlagert wird von unter- bis mittelkarbonen Turbiditen. Ihr Beginn läßt eine zeitliche Zonierung mit Wandern der Sedimentfächer vermuten (Abb. 4,5).

1.4.1. Die Norisch-Bosnische Entwicklung

Große Teile des oberostalpinen, südalpinen und dinarisch-bosnischen Paläozoikums zeigen eine in vieler Hinsicht sehr ähnliche Entwicklung. Innerhalb dieses Paläozoikums bereitet vor allem die zeitliche Zuordnung von heute in verschiedenen Einheiten auftretenden, überwiegend feinklastisch-vulkanogenen Serien Probleme. Hierzu zählen unter anderem die verschiedenen „Phyllit-Gruppen“, die in unterschiedlicher Position in den Ost- und Südalpen verbreitet sind. Ob es sich bei ihnen um die Reste eines zusammengehörenden Ablagerungsraumes handelt, ist ebenso ungeklärt, wie die Beziehungen zu den anderen Sedimentationsräumen der Norisch-Bosnischen Zone, sowie ihr zeitlicher Umfang. Hierher gehören u.a. die Brixener-, die Mittelkärntner-, Ennstaler-, die Katschberg- und die Radstädter Quarzphyllite, die Phyllite des Lungau und des Gailtales, oder die Quarzphyllite Transdanubiens (ARKAI & LELKES-FELVARI, 1987; vgl. SCHÖNLAUB, 1979). Sollten diese Formationen Teile einer stratigraphischen Gruppe sein, so dürfte diese nach den spärlichen Fossilfunden vom höheren Kambrium bzw. tiefen Ordovicium (KALVAČEVA et al., 1986) bis in das Devon reichen. Bei den verschiedenen auftretenden Metavulkaniten handelt es sich, soweit Untersuchungen vorliegen, um Alkali-Gesteine, (Basalte, Rhyolithe u.a.). Ihre geodynamische Stellung ist offen (LOESCHKE, 1988).

Das metamorphe Basement des „Norisch-ostalpinen“ Paläozoikum ist nur lokal bekannt (NEUBAUER, 1985; NEUBAUER, FRISCH & HANSEN, 1987; NEUBAUER & FRISCH, 1988). Es handelt sich um vermutlich spätarchaische und proterozoische Gesteine mit einer amphibolitfaziellen Metamorphose mit einem Alter von um 500 Ma. Die Existenz derartiger alter Gesteine zeigt sich auch im Detritus der überlagernden ordovizischen Kla-

stite. Meist sind jedoch letztere von ihrem Basement alpidisch abgeschert. Der zeitliche Beginn der ordovizischen, terrigen-vulkanogenen Abfolge ist unklar. Im „ostalpinen“ Altpaläozoikum (REITZ & HÖLL, 1989) und dem mittelungarischen Basement stammen die frühesten Funde aus dem tieferen Ordovicium (ALBANI et al., 1984, 1985; LELKES-FELVARI et al., 1982). Bei den Metabasalten handelt es sich z.T. um tholeiitische Ozeanrückenbasalte (COLINS et al., 1980), z.T. Metaalkalibasalte eines Vulkanismus im Bereich intrakontinentalen Riftings oder eines passiven Kontinentalrandes (LOESCHKE, 1989a,b; SCHÄFER & TARKIAN, 1986).

In der Grauwackenzone trennen bis zu 100 m mächtig werdenden rhyolithische, dazitische und andesitische Laven und Pyroklastika die vulkanoklastischen ordovizischen Folgen von teilweise sehr mächtigen terrigenen karbonatischen Beckenrandsedimenten des Silur und Devon, in denen nur untergeordnet Flachwasserkarbonate auftreten (EBNER, 1982; EBNER et al., 1981; HEINISCH, 1988; HEINISCH et al., 1987; NEUBAUER, 1979, 1980, 1989a; NIEVOLL, 1987; SCHNEPF, 1989; SCHÖNLAUB, 1979; u.a.). Die genannten Vulkanite werden unterschiedlich beurteilt (EBNER et al., 1987; HEINISCH, 1980, 1981, 1987; LOESCHKE, 1989; NEUBAUER & FRISCH, 1988; SASSI et al., 1987; u.a.). Aus geochemischen und zeitlichen Gründen wird meist ein Zusammenhang mit einem weitverbreiteten, hochintraordovizischen Ereignis angenommen, wobei die Natur desselben (Subduktion und/oder Kollision) offen gelassen wird. Auffälligerweise scheint ein ordovizischer kalkalkalischer Vulkanismus im Paläozoikum Mittelkärntens zurückzutreten. Dagegen findet sich hier auch im Silur ein alkalibasaltischer Intraplattenvulkanismus (GIESE, 1988; SCHNEPF, 1989), der als Hinweis auf die Existenz von Vulkaninseln vor passiven Kontinentalrändern über sich verdünnender kontinentaler Kruste interpretiert wird.

In der nördlichen Grauwackenzone und der Murauer Decke findet sich ein entsprechender alkalibasaltischer Vulkanismus erst im Devon (NEUBAUER, 1989a; SCHLAEGER, 1988). Ob dieser zeitliche Unterschied des Alkalivulkanismus tiefere Ursachen hat ist derzeit unbekannt.

Örtliche Schichtlücken und Aufarbeitungen im tieferen Karbon könnten mit dem Beginn eines verstärkten Rifting und örtlichen Heraushebungen zusammenhängen. Radiolarite und eine wenig bekannte lokale Turbiditentwicklung zwischen oberem Tournai und höherem Visé (EBNER, 1978; FLÜGEL, 1978; HERZOG & NEUBAUER, 1986; NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984) beenden das vororogene Stadium. Der Höhepunkt der variszischen Orogenese mit, zumindest örtlich, südvergenter (bezogen auf heute) Deckenstapelung (NEUBAUER, 1989a) und isoklinalen Verfaltungen dürfte in das untere Oberkarbon fallen. Die postvariszische Molasse beginnt im hohen Westfal bzw. Stefan mit Ablagerungen verwilderter oder mäandrierender Flüsse und lacustrinen Zyklen über einer reifen Penepleine. Der Anteil an altpaläozoischem Grundgebirgsmaterial in diesen, bis über 400 m mächtig werdenden, terrestrischen Becken ist auffallend gering. Größtenteils handelt es sich um, zum Teil sehr groben, polymetamorphen Detritus als Abtragungsprodukt altvariszisch metamorph überprägter älterer Metamorphite (FRIMMEL, 1986, 1988; KRÄINER, 1989). Von paläogeographischem Interesse ist der Nachweis unterkarboner Flachwasserkalke in den Basishorizonten des Karbons von Turrach (briefl. Mitt. Prof. Kullmann), da sie eine Herkunft aus dem Nötsch-Ochtina-Trog an-

deuten könnten (Kap. 1.3.). Örtlich übergreifen diese Molasseablagerungen auch kristallinen Untergrund (AMERON et al., 1982), wobei unklar ist, ob es sich bei diesem um das postvariszische exhumierte Basement des Altpaläozoikums handelt (Kap. 1.2.). Ab dem Perm füllen sich Pull-apart-Becken mit unreifen, roten, alluvialen Schuttströmen und -fächern von Detritus des

paläozoischen Untergrundes (HESS, 1985; KRÄINER, 1987a,b, 1989; SYLVESTER, 1989). Die Krustenverdünnung durch zergleitendes Basement zeigt sich in einem verbreiteten rhyolithischen und dazitischen, explosiven, kalkalkalischen Vulkanismus. Im höheren Perm beginnt die Umstellung in einen marinen Ablagerungsraum mit örtlichen Sabkha-Bildungen (NIEDERMAYR, 1989; PÖTL,

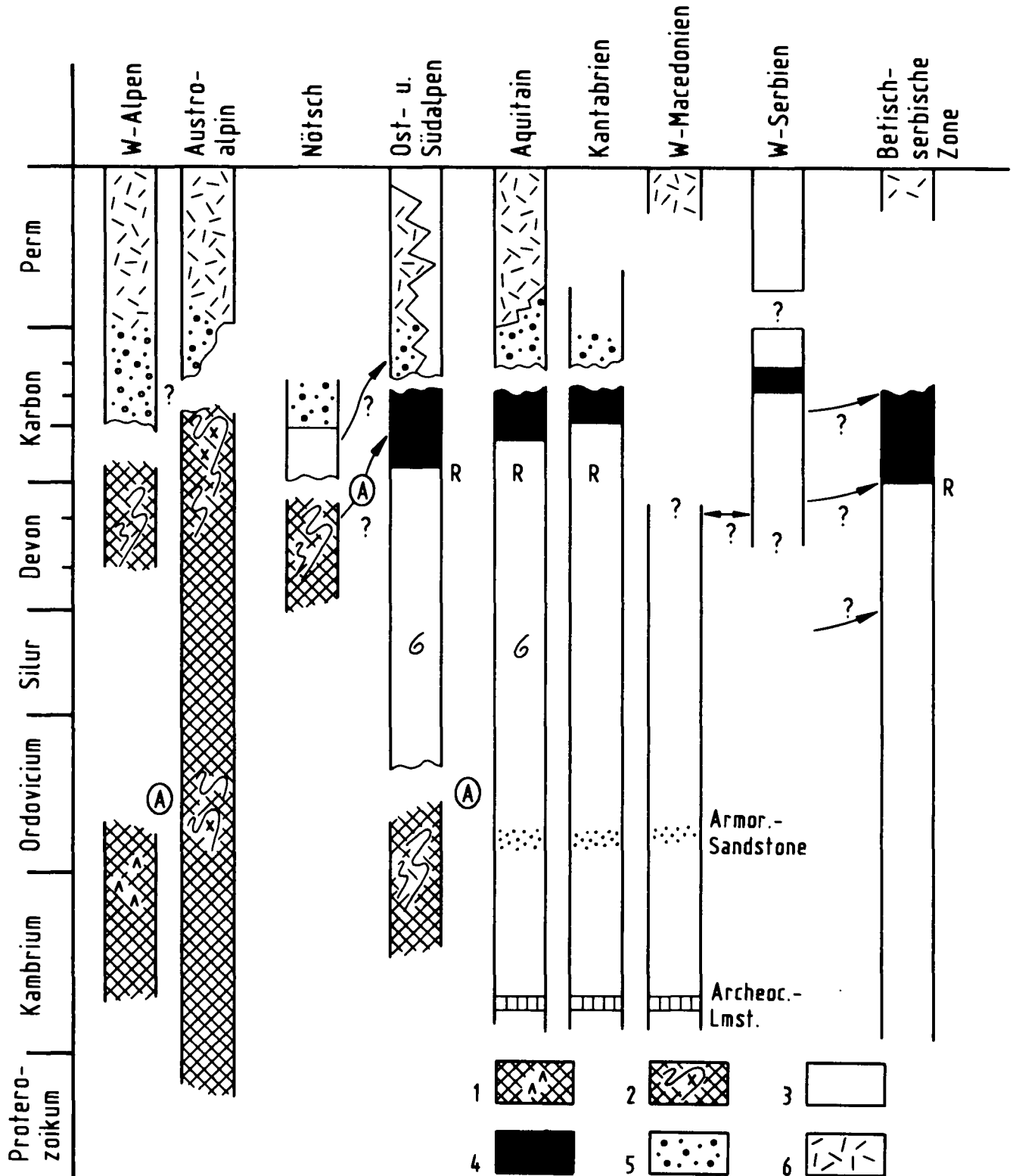


Abb. 3.

Säulenprofile und Akkretionsgeschichte der Zonen des westlichen und zentralen Alpin-Mediterranen Belt.

1 = Metamorphite; 2 = Magmatismus und Orogenese; 3 = Vorwiegend Flachwasserfazies (litoral-neritisch); 4 = Flyschfazies; 5 = Molasse; 6 = Redbeds.
R = Radiolarite; A = Akkretion; → = Sedimenttransport.

1987), begleitet von einem mafischen Alkalivulkanismus (LEIN, 1985, 1987), der den Beginn der mesozoischen Dehnung andeutet. Das Übergreifen dieser jungpaläozoischen Vulkanoklastika und Redbeds über den metamorphen Belt der Ostalpen, Westkarpathen und von Transdanubien zeigt die, ab dem Oberkarbon vollzogene, Verknüpfung beider paläozoischer Zonen (Kap. 1.2.; VOZAROVA, 1984; VOZAROVA & VOZAR, 1980, 1988; STINGL, 1984).

Die Frage der ursprünglichen Verbindung dieses Paläozoikums mit dem südlich des Periadriatischen Lineaments ist ungelöst. Die bisherigen Rekonstruktionen berücksichtigten die Existenz großräumiger intra- und postvariszischer Lateralverschiebungen kaum. Die Problematik zeigt sich nicht nur in der Raumfrage, die sich bei einer alpidischen Einwurzelung des oberostalpinen Paläozoikums in dieser Zone, bzw. der Abwicklung der variszischen Decken der Karnischen Alpen ergibt, sondern auch in den deutlichen Unterschieden in der paläozoischen Entwicklung.

Auf das Problem der Beziehung des fossilführenden Paläozoikums der Karnischen Alpen und Karawanken zu ihrer metamorphen Unterlage wurde bereits hingewiesen (Kap. 1.2.). Zum Unterschied vom besprochenen „oberostalpinen“ Altpaläozoikum handelt es sich bei dem der Südalpen um eine terrigen kaum beeinflusste, differenzierte Karbonatschelfentwicklung ohne altpaläozoischem mafischen Vulkanismus, jedoch mit zum Teil mächtigeren Riffkomplexen neben geringmächtigen neritischen Kalken im Devon (BANDEL, 1972; EBNER et al., 1980; HERZOG, 1988; KREUTZER, 1989; MOSHAMMER, 1989; SPALLETTA et al., 1982; VAI, 1980). Dies läßt eine schelfrandnahe Position vermuten, wobei die Karbonatfazies-Verteilung eine N-gerichtete Riff-Front möglich erscheinen läßt. Verstärktes Rifting (CANTELLI et al., 1982) führte im höheren Oberdevon zu Schichtlücken, Aufarbeitungshorizonten und eine geringmächtige pelagische Karbonatsedimentation, die örtlich bis in das Unterkarbon reicht. Neben diesen devonen Karbonatentwicklungen findet sich vom Silur bis in das Karbon eine geringmächtige Folge von Kiesel-schiefern, Radiolariten und Peliten. Sie läßt sich als Tiefwasser-, bzw. Beckenbildung, vorgelagert (?) einem Schelf deuten. Als ursprüngliche Breite des Ablagerungsraumes werden bis zu 300 km angenommen (SPALLETTA, et al., 1982; VAI & COCOZZA, 1986). Ab dem hohen Tournai (HERZOG, 1988) entwickeln sich bis zu 1000 m mächtige Turbidite mit Einschüttungen von Oliostolithen, sowie Radiolarite. Kristallin- und Paläozoikumgeröll in kanalisiertem Konglomeraten (TESSEN-SOHN, 1970; SPALLETTA & VENTURINI, 1988) zeigen Veränderungen im Liefergebiet. Auffallend ist das Auftreten vom Chromspinell (SCHNABEL, 1976). In den Karawanken könnten auch Großgleitkörper von Devonschollen vorliegen. Zeitgleich (?) finden sich in der Dimon-Gruppe Reste eines alkaliolivinbasaltischen Magmatismus (FLORA et al., 1983; ROSSI & VAI, 1986; SINIGOI et al., 1988; SPALLETTA et al., 1982). Die Änderung des Sedimentationsbildes, verbunden mit einem sauren bis basischen Vulkanismus, wird mit Bewegungen längs Transcurrent Faults (ROSSI & VAI, 1986; NEUBAUER, 1988; SPALLETTA & VENTURINI, 1988) in Zusammenhang gebracht, wodurch es zur Entwicklung verschiedener Schollen, deren teilweise Heraushebung und rascher Abtragung, sowie der Anhäufung von Sediment in den Senkungszonen kam.

Die Entwicklung endet im höheren Westfal mit der Bildung von nordvergenten (TOLLMANN, 1986) Überfaltungsdecken. Moderne tektonische Untersuchungen dieses variszischen Baues fehlen jedoch. Die Transgression der Auernigsschichten leitete im hohen Miatchkovo (KAHLER, 1986) östlich von Bozen die postvariszische Sedimentation ein, wobei die mittelgradig metamorphen Komponenten der Konglomerate zumindest örtlich von Südosten (bezogen auf heute) geschüttet wurden (BUTTERSACK & BÖCKELMANN, 1984). Dieser küstennahe Wechsel von differenzierten karbonatischen Schelf- und Schelfrandbildungen mit terrigen dominierten Horizonten (E. FLÜGEL, 1974, 1980) reicht zeitlich bis zur Grenze des Mittelperm (BUGGISCH & E. FLÜGEL, 1980; CASSINIS et al., 1988). Für die im Oberostalpin erkennbare Änderung an der Perm-Grenze findet sich im marinen Bereich kein Hinweis. Andererseits fehlt in Ersterem der in den Südalpen im Unterperm verbreitete Rhyolith-/Dazit-Vulkanismus weitgehend. Erst mit dem Mittelperm, nach der saalischen Phase (KAHLER, 1980), die durch Hebung zu Schichtlücken führte, zeigt sich eine Angleichung im Übergang in das flachmarine Sedimentationsmuster der Perm/Trias-Grenze. Gegen Westen geht die marine Permfolge in terrestrische Füllungen einzelner Riftzonen über, die in den Bergamasker Alpen bzw. der Etschbucht das metamorphe Basement überlagern (CASSINIS et al., 1988; WOPFNER, 1984). Biogeographisch interessant ist der Nachweis einer Ichnofauna mit Affinität zum germanischen Perm (MASSARI et al., 1988).

Trotz verschiedener Arbeiten in den letzten Jahren sind wir über die Fortsetzung des südalpinen Paläozoikums in die Dinariden noch ungenügend unterrichtet (KRSTIC et al., 1988; KULENOVIC, 1983; PANTIC, 1973; RAMOV, 1984; RAMOV & KULENOVIC, 1982; RAMOV et al., 1981, 1987.). Zwei Entwicklungen können unterschieden werden. Ihre ursprüngliche Verknüpfung ist unklar. Während die Ausbildung der „Bosnischen Schwelle“ an die der Südalpen erinnert, läßt sich die des „Kroatischen Troges“ teilweise mit dem „oberostalpinen“ Paläozoikum vergleichen. Sie besteht aus mächtigen, meist feinkörnigen Metaklastiten mit Einschaltungen toniger Kalke im Devon. Die Folge wird von klastischem Karbon überlagert, in dem älteres Paläozoikum aufgearbeitet ist. Es könnte sich um ein Äquivalent des Hochwipfelkarbons bzw. der Ljubljana-Formation handeln, wobei das Alter Letzterer (Perm oder Karbon?) unsicher ist (RAMOV, 1984).

Im Gegensatz zu dieser, stark terrigen beeinflussten Entwicklung handelt es sich bei der der „Bosnischen Schwelle“ im Devon um eine Karbonatplattform, die ältere, klastische Gesteine, darunter Graptolithenschiefer des Silur überlagert. Über Karpinskia-Kalken im Unterdevon folgen mitteldevone Riffkalke, neritische Flaserkalke im Oberdevon und eine Turbiditfazies im Visé und Namur. Die Zusammenhänge sind nicht völlig geklärt. Das transgressiv Hangende bilden ab dem hohen Karbon marine Schichtfolgen mit deutlichen Anklängen an die Südalpen (E. FLÜGEL et al., 1984; JELASKA & PROHIC, 1982; KOCHANSKY-DEVIDE, 1962; 1973; KOCHANSKY-DEVIDE & RAMOV, 1979; KOCHANSKY-DEVIDE & SLISKOVIC, 1969; RAMOV et al., 1987).

1.4.2. Die Toskanische Zone

Während sich das ältere Paläozoikum der Toskana unschwer mit den Südalpen vergleichen läßt (BAGNOLI

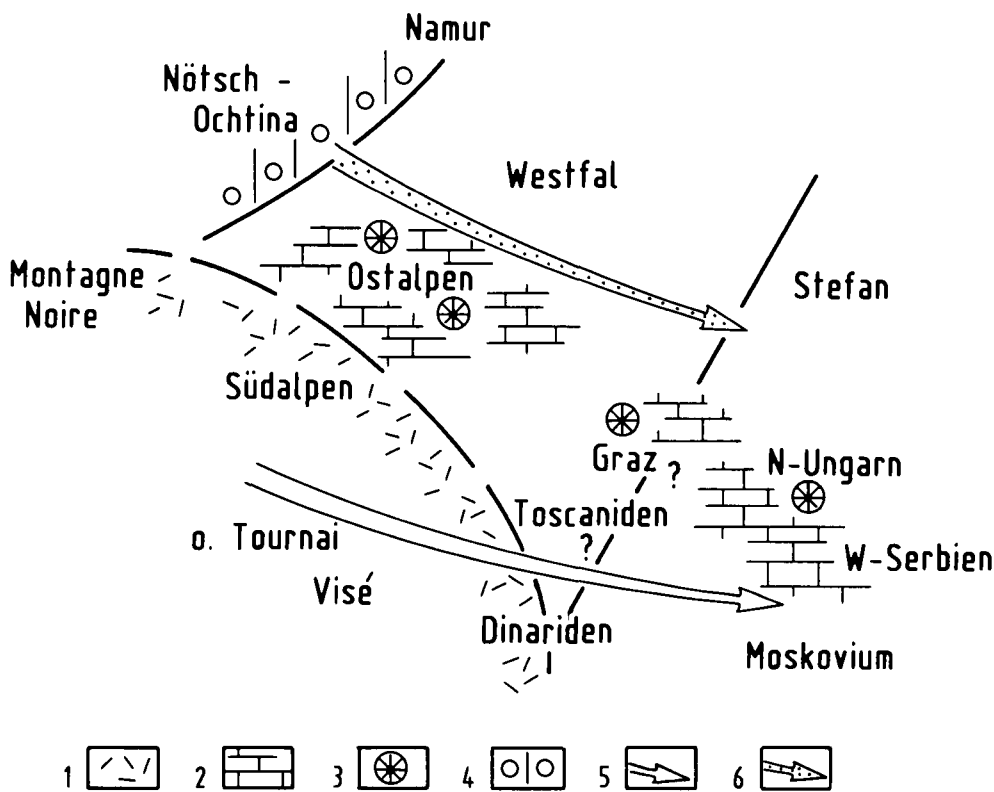


Abb. 4.
Devonfazies und das zeitliche Wandern der karbonen Flysch- und Molassetröge.
1 = Devon: Riffazies; 2 = Devon: Neritische Fazies; 3 = Devon: Vulkanismus; 4 = Flachwasserkarbon von Nötsch-Ochtina; 5 = Beginn der karbonen Flyschentwicklung; 6 = Beginn der Molasseentwicklung.

& TONGIORGI, 1979; BAGNOLI et al., 1978, 1980; TONGIORGI & BAGNOLI, 1981; VAI, 1978; VAI & COCOZZA, 1978), tritt zwischen Visé und unterem Moskovium neben olistolithführenden Turbiditen eine karbonatische Flachwasserfazies auf (BAGNOLI, 1982; COCOZZA et al., 1987; GELMINI, 1985; RAU & TONGIORGI, 1976, 1982; TONGIORGI, 1980; TONGIORGI & BAGNOLI, 1981), die in den Südalpen fehlt. Ihr Hangendes bilden, nach einer Schichtlücke, Brachiopoden- und Fusulinen-führende Schiefer des oberen Moskovium und tiefen Kasimov (PASINI, 1980).

Kalkgerölle im Verrucano Mittelitaliens deuten an, daß diese marine Folge örtlich bis in das tiefe Perm reichte, während anderenorts bereits fluviatil-limnischen Ablagerungen den Beginn des postvariszischen Zyklus zeigen. Ab dem Perm überlagern Redbeds das variszische Basement (GELMINI, 1985). Die Existenz eines sauren Vulkanismus zeigt sich in Geröllen des Verrucano.

Wenngleich wir über diese paläozoische Entwicklung nur unvollkommen unterrichtet sind, spricht vor allem die jungpaläozoische Ausbildung dafür, daß sie einer eigenen Zone angehört, die sich teilweise mit der des außeralpinen westmediterranen Raumes (EICHMÜLLER & SEIBERT, 1984), teilweise mit Westserbien (Kap. 1.4.3.) vergleichen läßt.

1.4.3. Die Westserbische Fazies

Zu dieser Fazies werden einige voneinander getrennte Vorkommen gerechnet, die sich von der Norisch-Bosnischen Fazies in ihrer jungpaläozoischen Entwicklung deutlich unterscheiden. Hierzu gehören neben dem Westserbischen Paläozoikum und dem Nordungarns möglicherweise, das Paläozoikum der oberen Chiotischen Decke bzw. der Grazer Decken.

Über Peliten und Siltsteinen unbekanntes Alters, beginnt das Westserbische Paläozoikum mit neritischen

mittel- und oberdevonen Knollenkalke und Tonschiefern (STEFANOVIC & VESELINOVIC, 1978; KRSTIC et al., 1988). Sie werden von unterkarbonen Peliten und Psammiten überlagert (SPASSOV et al., 1967). Das Hangende dieser, mehrere 100 m mächtigen, flachmarinen Formationen bilden schwarze Plattenkalke des Obervisé und Namur, Klastite und Fusulinenkalke des Bashkirium und Brachiopodenkalke bzw. Pelite des unteren Moskovium. Sie werden von Wildflysch (FILIPOVIC & PESIC, 1988), mit Devon- und Karbon-Kalkolistolithen überlagert. Sie sind ein Hinweis auf eine störungsbedingte verstärkte Reliefbildung. Sie entsprechen zeitlich nur dem hangendsten Anteilen des Hochwipfelkarbon der Südalpen (FILIPOVIC, 1974, 1975; FILIPOVIC et al., 1975; PESIC, 1985) (Abb. 5). Über das variszische Geschehen wissen wir nichts. Die im Hangenden folgenden Fusulinenkalke, Tonschiefer und Siltsteine erinnern an die Auernigsschichten. Unterperm ist nicht nachgewiesen. Das Mittel- und Oberperm besteht aus Algen- und Brachiopodenkalke, die kontinuierlich in die Trias übergehen (PAMIC, 1986; PANTIC-PRODANOVIC & RADOSEVIC, 1981).

Die oberpermischen Flachwasserkarbonate zeigen faunistisch starke Beziehungen zu denen des Bükk-Gebirges in Nordungarn. Hier folgen über einem mehr als 1000 m mächtigen Turbiditkomplex im höheren Moskovium Foraminiferenkalke und klastische Horizonte ähnlich den Auernigsschichten. Wie in Westserbien fehlt (?) Unterperm (ANDAL & BALOGH, 1980; BALOGH & BARBAS, 1972; BALOGH et al., 1984; KOVACS, 1989). Über einer bunten mittelpermischen Folge, die den Grödener Schichten entspricht, liegen Algen- und Foraminiferenkalke, die ohne Lücke in marine Triasablagerungen übergehen. Auch hier fehlt, wie in Westserbien ein sicherer Nachweis stärkerer variszischer Tektonik (ARKAI, 1981; ARKAI & LELKES-FELVARI, 1987). Der zeitliche Umfang der Turbiditentwicklung ist unbekannt. Trifft die angenommene Verknüpfung des Bükk mit dem Paläo-

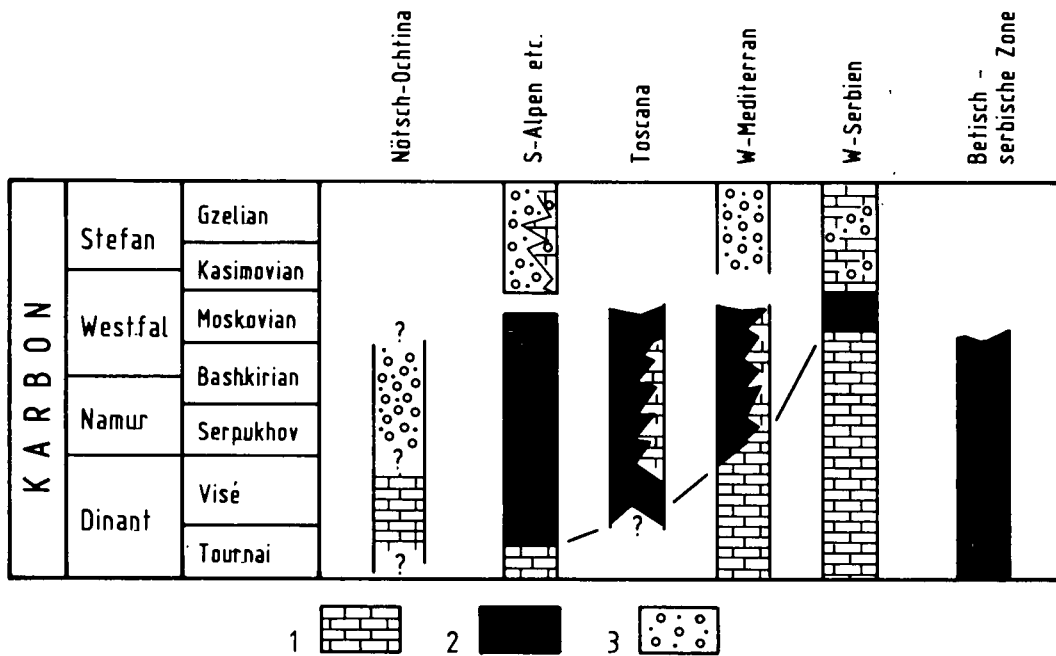


Abb. 5. Säulenprofile der Karbon-Entwicklung im Mediterran-Raum. 1 = Plattformkarbonate; 2 = Flyschfazies; 3 = Molasse.

zoikum des Szendrő-Uppony-Gebirges zu (KOZUR & MOCK, 1987; SANDOR et al., 1983), so umfaßt sie nur den Zeitbereich oberes Bashkirium–tieferes Moskovium und entspricht, wie in Westserbien, nur dem höheren Teil des Hochwipfelkarbons der Südalpen.

Die Basis (?) des Flysch bilden im Szendrő- bzw. Uppony-Gebirge pelagische Karbonate und graue Schiefer des Oberdevon bis Unterbashkirium wobei örtlich Schichtlücken auftreten. Das Mittel- und Unterdevon besteht vorwiegend aus Flachwasserkalken, das Silur bis Lochkov aus Schwarz- und Kieselschiefern, basischen Vulkaniten sowie neritischen Kalken, die nur als „Olistolithe“ in mitteldevonen basischen Vulkanitkörpern auftreten (KAZMER, 1986; KOVACS, 1989; KOVACS & PERO, 1983; KOZUR & MOCK, 1977, 1987; BALOGH & KOZUR, 1985; KOZUR, 1984a,b; SANTOR & VETONE-AKOS, 1983). Die Herkunft dieser „südalpinen“ Olistolithe ist unbekannt. Möglicherweise in das Oberordovizium gehören Quarzsandsteine und Grauwacken.

Diese Entwicklung Nordungarns erinnert, z.T. an die der lithologisch stärker differenzierten höheren Grazer Decken. Auch in ihnen finden sich im Silur zumeist in den höheren Teilen basische Vulkanite und pelagische Kalke, die von küstennahen, zum Teil stark sandigen, interidalen Karbonaten überlagert werden (FRITZ & NEUBAUER, 1989; NEUBAUER, 1989b). Unter- und mitteldevone Alkalibasalte und Pyroklastika bilden örtliche Einschaltungen (LOESCHKE, 1988). Bei Vertiefung des Sedimentationsraumes ab dem höheren Mitteldevon und Schichtlücken im Bereich der Devon/Karbondgrenze reicht die Kalksedimentation bis in das tiefere Bashkirium (EBNER, 1988; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; GOLLNER & ZIER, 1982, 1985). Den Abschluß bildet eine faziell derzeit schwer interpretierbare Schieferentwicklung, die zeitgleich den Turbiditen des Bükk-Gebirges bzw. des Westserbischen Paläozoikums ist. Trotz dieser Ähnlichkeiten läßt sich ein Beweis für einen gemeinsamen Sedimentationsraum nicht führen. Einer der Gründe ist das Fehlen postvariszischen Jungpaläozoikums und tieferen Mesozoikums im Raum Graz. Beides findet sich nur in der Kainacher Gosau über diesem Paläozoikum in Debris-Flow-Bildungen als Gerölle permischer Fusulinen- und Algenkalke (GOLLNER et al., 1987;

SCHIRNIK, unpubl. Mitt.). Möglicherweise handelt es sich um die Aufarbeitungsprodukte einer einstigen Überlagerung des Paläozoikums.

Eine andere, entfernt vergleichbare Entwicklung ist die der oberen paläozoischen Decke von Chios. Ihre karbonatisch-klastische Flachwasserfazies beginnt vermutlich im Kasimov (BESENECKER et al., 1968; KAHLER, 1987) im Hangenden der Turbidite von Lagada, wobei die Ähnlichkeit dieses Karbons mit dem der Südalpen schon früh erkannt wurde. Nach einer Schichtlücke im Unterperm folgen, faziell den Grödener Schichten bzw. der Szentelek-Formation des Bükk-Gebirges entsprechend, rote Sandsteine und Schiefer im Liegenden permischer Flachwasserkarbonate.

Eine ähnliche Abfolge zeigen auch die tektonischen Einheiten der Közegiz-Zone im Hangenden der Lykischen Decken (MONOD & ARKAI, 1984). Sie beginnen im Karadag mit mächtigen Flachwasserkalken, Sandsteinen und Schiefen des Bashkiriums bis Moskoviums, die von Permkalken überlagert werden (DEMIRTASLI, 1981).

Die Zusammenfassung der besprochenen Elemente stützt sich vor allem auf die erst im Moskovium einsetzende Entwicklung einer teilweise als Wildflysch ausgebildeten pelitischen Fazies im Hangenden von vorwiegend karbonatischen Flachwassersedimenten des Silur bis des Unter- und Mittelkarbon mit lokalen Lagen von Intraplattenbasalten.

1.4.4. Das Westmazedonische Paläozoikum

Überschoben vom pelagonischen Massiv findet sich in der „Korab-Perister-Einheit“ W-Mazedoniens eine über 10 km mächtige geringgradig metamorphe kambro-devone Folge. Sie überlagert höhergradig metamorphe Metapelite und -vulkanite, die dem Proterozoikum angehören könnten. Einschaltungen von Archaeocyathinenkalken in die vulkano-klastische kambro-ordovizische Serie zeigen ebenso Beziehungen zur westmediterranen Entwicklung, wie das Auftreten von *Synholmotonis tristani*. Von Interesse sind oberordovizische Eisenoolithe (PAGE, 1958; SCHÖNLAUB & MECO, 1986). Silur und Devon (KRSTIC et al., 1988) erinnern stark an die

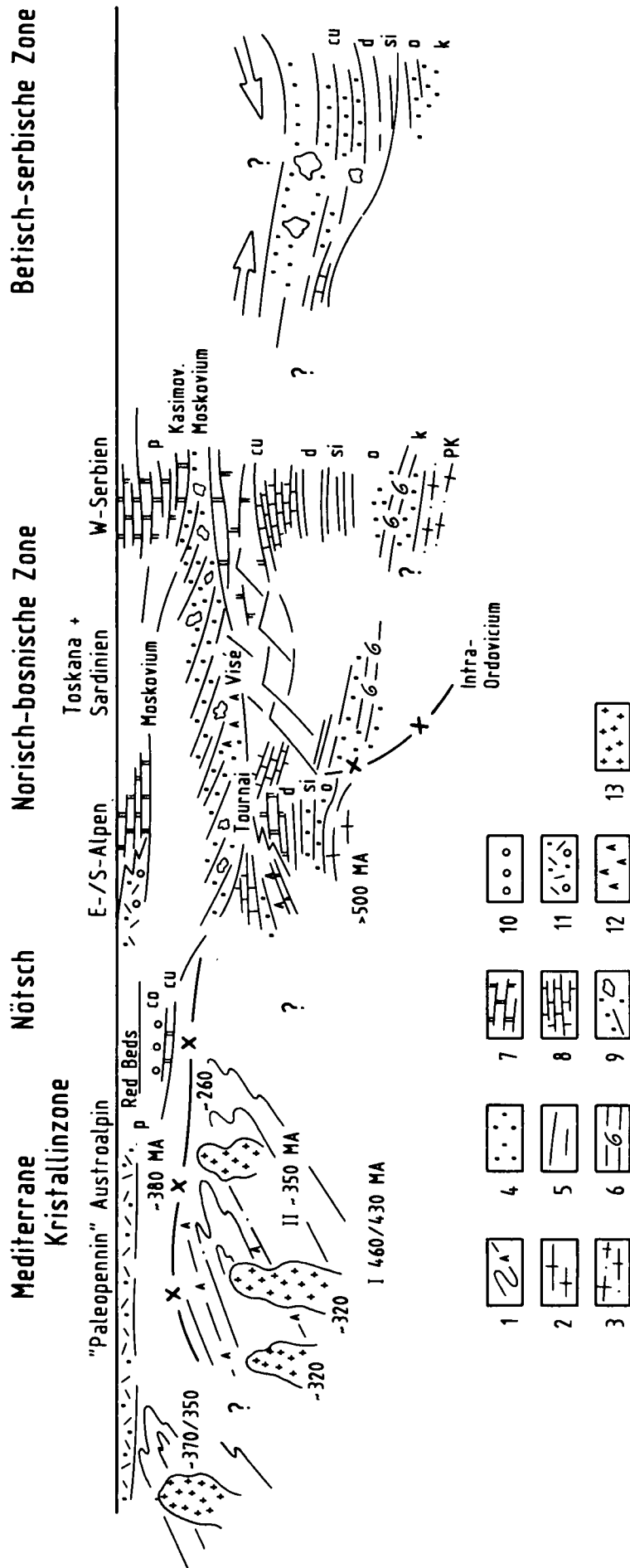


Abb. 6.
 Schematische Rekonstruktion des nordwestmediterranen jungpaläozoischen Schellfs und seines Basements.
 1 = Variszische metamorphe Zonen; 2 = Proterozoisches metamorphes Basement; 3 = Prä-mittelordovizisches metamorphes Basement; 4 = Klastische Sedimente; 5 = Pelitische Sedimente; 6 = Archaocyathinenkalke; 7 = Flachwasserkarbonate; 8 = Pelagische Kalke; 9 = Turbidite; 10 = Molasse- und Deltabildungen; 11 = Redbeds, teilweise fluviatile-Molasse; 12 = Vulkanite; 13 = Plutonite.

Ausbildung des Bosnischen Schiefergebirges oder der Südalpen. Einschaltungen pelagischer Tentakuliten- und Cephalopodenkalke neben teilweise mehrere 100 m mächtigen mitteldevonen Riffkalken, deuten auf Ablagerungen auf einem differenzierten, teilweise terrigen beeinflussten Karbonatschelf (ARSOVSKI et al., 1977a, 1987; PETKOVSKI & TOMHOVA, 1981; STOJANOV, 1983b). Ein karboner Flysch scheint zu fehlen. Wieweit das mittelordovizische Alter granodioritischer Intrusiva gesichert ist, ist unbekannt (STOJANOV, 1974; 1983b).

Entsprechend der Entwicklung des Silur und Devon könnte über Nord-Montenegro (MIRKOVIC, 1984) eine Beziehung zum Bosnischen Paläozoikum gegeben gewesen sein.

1.5. Die „alpinen“ paläozoischen Klastitfolgen

Deutlich von den besprochenen Regionen abweichend finden sich zwischen Rif und den Westkarpathen, sowie im östlichen mediterranen Raum paläozoische Elemente, die durch eine vom Kambrium bis in das Karbon reichende, z.T. mächtige, terrigene Entwicklung charakterisiert sind, und in der Karbonate weitgehend oder gänzlich zurücktreten. Diese Fazies, die häufig verknüpft ist mit Radiolariten, Kieselschiefern und Turbiditen, läßt annehmen, daß es sich um die Reste von Tiefwasserfächern und Kontinentalrandentwicklungen handelt (Kap. 2.).

Im ostmediterranen Raum beginnt die Folge in der „Unteren Chiotischen Decke“ am Nordrand der „Izmir-Ankara-Sutur“ W-Anatoliens mit einem silurisch-devonen Grauwackenkomplex mit Einschaltungen von Graptolithenschiefern, conodontenführenden Kieselschiefern und pelagischen Kalken (BESENECKER et al., 1968; GARRASI & WEITSCHAT, 1985; KAYA, 1978a). Sie werden von Wildflysch überlagert, der bis in das Moskovium reichen dürfte. Neben kanalisiertem Konglomeraten finden sich größere Flachwasser-Kalklinsen von Silur- bis Unterkarbonalter, die Eingleitkörper eines benachbarten Schelfs darstellen dürften (KAUFMANN, 1978; PAPANIKOLAOU & SIDERIS, 1983). Das Auftreten von Chromspinelldetritus könnte auf eine Schüttung aus einem Inselbogen deuten (STATTEGGER, 1983).

Einen ähnlichen Aufbau zeigt das über 3 km mächtige, geringmetamorphe, sedimentär-vulkanogene serbische „Drina-Paläozoikum“ (DOKOVIC, 1985; DOKOVIC & PESIC, 1985; KRSTIC et al., 1988). Zeitlich reicht es vom Kambro-Ordovizium bis in das hohe Bashkirium bzw. tiefere Moskovium. Es handelt sich vorwiegend um Grauwacken, Sand- und Siltsteine und Pelite. Dazu kommen untergeordnet pelagische Kalke, Kieselschiefer und Konglomerate. Turbidite sind Hinweise auf den Ablagerungsmechanismus. Die Anordnung der unterschiedenen lithostratigraphischen Einheiten deutet auf eine durch Strike-slip-Bewegungen hervorgerufene Erweiterung eines Sedimentationsraumes gegen Nordwesten bei gleichzeitiger Einschüttung von Material aus einem nördlichen, metamorphen Liefergebiet (DIMITRIJEVIC, 1969, 1972; DIMITRIJEVIC & DOKOVIC, 1980; MILANOVIC, 1984; RAMOV, 1984; DOKOVIC, 1987). Die geringgradige Metamorphose und Durchbewegung dürfte oberkarbones Alter haben, nachdem klastische Permo-trias das transgressiv Hangende bildet. Möglicherweise gehörten auch die paläozoischen Olistostrome von Praca (KRSTIC et al., 1989) ursprünglich dieser Zone an, obgleich sie heute vom Drina-Paläozoikum durch den mesozoischen „Ophiolith Belt“ getrennt sind.

Mächtigkeit und Lithologie dieses Drina-Paläozoikums zeigen Ähnlichkeiten mit dem Paläozoikum der Gemeriden in den W-Karpathen, insbesondere der Gelnica-Gruppe. Diese, bis über acht km mächtige oberkambrisch bis unterdevone Folge, besteht aus terrigenen Turbiditfächern, mit in sie eingeschalteten Metavulkaniten (PANDEROVA & VOZAROVA, 1982; SNOPOKOV & VOZAROVA, 1981; SNOPOKOVA, 1984; SNOPOKOVA & SNOPOKOV, 1979). Der hohe Anteil an pyroklastischem Material läßt vermuten, daß es sich zum Teil um Resedimente – eventuell in einem Back-Arc-Basin (IVAN, 1989) – handelt, die einem Inselbogen entstammen. Das transgressiv Hangende bilden, mit dem höheren Stefan einsetzend, mächtige Alluvialfächer und lacustrine Bildungen mit Einschaltungen kalkalkalischer Rhyolithe und Dazite, die bis in das Perm reichen.

Die Beziehung zu der 3 km mächtigen Rakovec-Gruppe, die den Nordsaum der Gemeriden bildet, ist umstritten (HOVORKA et al., 1988; GRECULA, 1984, 1987; GRECULA & HOVORKA, 1987; GRECULA et al., 1985; BAJANIK, 1981; BAJANIK et al., 1981). Sie besteht vorwiegend aus Metapeliten, -psammiten, Alkalibasalten, Rhyolithen, sowie Vulkanoklastika und wurde u.a. als Teile von Inselbögen destruktiver Plattengrenzen gedeutet (IVAN, 1989). Die primäre Beziehung zu den Ophiolithen der „Kladov-Gruppe“, die vielleicht ein ozeanischer Krustenrest ist, bleibt unklar. Auf Grund der Position wird die Folge meist in das Devon gestellt, jedoch fehlen hierfür gesicherte Beweise.

Die Fortsetzung dieses Paläozoikums der Westkarpathen ist ungeklärt. Das völlige Fehlen von Karbonaten, wie sie für das ostalpine Paläozoikum charakteristisch sind, spricht gegen eine primäre Verknüpfung mit diesem, wenngleich auch in den Ostalpen ähnliche Folgen, wie z.B. die Ebriach-Gruppe der Karawanken (LOESCHKE & SCHNEPF, 1987) nicht ganz unbekannt sind.

Im südwestlichen Mittelmeerraum bildet das Paläozoikum des marokkanischen Rif, der Betischen Kordilleren, von Menorca, den Kabylen und des Calabrischen Bogens eine stratigraphisch-faziell ähnliche Einheit im tektonisch Hangenden allochthoner paläozoischer Metamorphite (Kap. 1.2.). Die verhältnismäßig geringmächtige Folge dieses „Betischen“ Paläozoikums beginnt mit einer klastischen kambro-ordovizischen Serie mit Einschaltungen von Radiolariten, karbonatischen Gleitkörpern und Konglomeraten, die im Karbon in eine bis in das Bashkirium, möglicherweise sogar tiefere Moskovium reichende Turbiditfazies übergehen. Örtlich treten im Silur und Devon pelagische, selten auch flachmarine Karbonathorizonte auf. Der eingeschüttete Detritus stammt, wie Geröllanalysen zeigen, aus einem benachbarten Silur-/Karbonschelf mit regressiver Tendenzen und dessen klastischem bzw. metamorphem Basement (BAUDELLOT & GERY, 1979; BAUDELLOT et al., 1984; BOUILLIN & PERRET, 1982; BOUILLIN et al., 1984, 1986; BOURROUILH, 1973, 1982; BOURROUILH & GORSLINE, 1979; BOURROUILH & LYS, 1976; BOURROUILH et al., 1980; BUCHROITHNER et al., 1980a,b; CHALOUAN, 1987; E. FLÜGEL & HERBIG, 1989; HERBIG, 1983; 1984; HENNIGSEN, 1982, 1984; MAJESTE-HENJOULAS et al., 1984, 1986; PICCARETTA et al., 1983). Die z.T. niedrigmetamorphe Folge (MONIE et al., 1988) wird transgressiv von klastischer Permo/Trias überlagert. Die tektonische Position dieser Entwicklung erschwert die Beantwortung der Frage nach der Herkunft der eingeschütteten Komponenten und der ursprünglichen Position des Lie-

fergebietes. Innerhalb des Alpin-Mediterranen Belts finden sich nur in der westserbischen Entwicklung bzw., außerhalb dieses Belts in Kantabrien karbonatische Flachwasserentwicklungen die bis in das Moskovium reichen und demnach Material geliefert haben könnten. Nicht ausgeschlossen werden kann jedoch auch eine Herkunft aus dem nordafrikanisch Raum, in welchem die marine Flachwassersedimentation örtlich gleichfalls bis in diesen Zeitbereich andauerte.

1.6. Die Pelagonisch-Anatolischen Terranes

Zwischen dem Pelagonischen Massiv, Transkaukasien und dem Taurus treten mehrere zum Teil durch mesozoische Ophiolithzonen voneinander getrennte Elemente auf, die durch ein metamorphes, vermutlich überwiegend proterozoisch/frühpaläozoisches Basement charakterisiert sind, welches von marinen, jungpaläozoischen (?) klastischen Sedimenten bzw. Karbonaten überlagert wird. Hierher gehören neben dem Pelagonisch-Thessalischen Massiv, der Sakarya-Kontinent (SENGÖR & YILMAZ, 1981), der Kirsehirblock, das Menderes-Kykladen-Massiv, die Afyon-Zone, der Pürge- und Bitlisblock sowie möglicherweise die Bayburt-Decke.

Die Entwicklung und Stellung dieser Regionen ist umstritten. Sie werden u.a. als paläozoische Inselbögen (ADAMIA et al., 1982), jungpaläozoische Mikrokontinente (BELOV et al., 1986), Teile eines kimmerischen Kontinents (SENGÖR et al., 1984a) oder/und nordgondwanische Elemente (ROBERTSON & DIXON, 1984) aufgefaßt.

Das in mehrere Einheiten gegliederte Pelagonisch-Thessalische, polymetamorphe Kristallin wird in seinem Aufbau, seiner Metamorphose und seiner Stratigraphie unterschiedlich beurteilt (ARSOVSKI et al., 1977a; MOUNTRAKIS, 1982, 1984; PAPANIKOLAOU, 1976, 1979, 1981, 1984; PAPANIKOLAOU & STOJANOV, 1980, 1983a; PAPANIKOLAOU & DEMIRTASLI, 1987; PAPANIKOLAOU et al., 1982; YARWOOD & AFTALION, 1976). Vielfach wird in ihm eine präpaläozoisch/kambrische Abfolge gesehen, für die eine Mächtigkeit von bis zu 8 km angenommen wird. Sie besteht aus einem tieferen, vorwiegend metaklastischen und einem höheren karbonatischen Komplex. Sicher ist das Auftreten oberkarboner Granite (KRATERINOPOULOS & MAKROPOULOS, 1987) im Intrusiv-Kontakt mit diesem Kristallin. Wie weit dieses Bild durch eine variszische Tektonik beeinflusst ist, wissen wir nicht. Das Hangende bilden mehrere 100 m mächtige Metaklastite mit Einschaltungen dunkler Kalke (HARDER et al., 1983; WALLBRECHER, 1983). Diese „Skyathos-Serie“ wird dem Jungpaläozoikum zugerechnet, wobei örtlich hochpermische Schwammriffe nachgewiesen sind. Die geodynamische Deutung dieser Serie ist kontrovers (JACOBSSHAGEN, 1986; KAUFFMANN, 1978; PAPANIKOLAOU & SIDERIS, 1983b).

Diese Unsicherheiten belastet auch die Frage ihrer Fortsetzung nach Anatolien. Hier besteht das Basement des Sakarya-Kontinents aus epi- bis mesozonalen Metamorphiten, Migmatiten und Graniten (BINGÖLL et al., 1977). Die Altersdatierungen sind unsicher (ALTENLI, 1975; OKAY, 1984). Im Hangenden folgen grauwackenreiche Turbidite, die teilweise wildflyschartig entwickelt sind, und die Olistolithe vorwiegend permischer, aber auch älterer Kalke enthalten (ARGYRIADIS et al., 1976; GENÇ, 1987; GÜVENÇ, 1985; F. & G. KAHLER

1979; KAYA, 1978a; NORMAN 1984; ÖZKAYA, 1982; OKAY, 1984, 1987; PAPANIKOLAOU & DEMIRTASLI, 1987; SENGÖR et al., 1984b; SENGÖR & YILMAZ, 1981; TEKELI, 1981). Dementsprechend wird diese klastische Folge der Trias zugerechnet und die Olistolithe als Eingleitkörper aus einer älteren Flachwasserplattform in sich öffnende mesozoische Riftzonen gedeutet. Darauf könnten möglicherweise unterpermische Kalke und Sandsteine, die lokal im Hangenden der Metamorphite auftreten, sprechen (GÖNÇUOĞLU et al., 1987). Ohne sichere biostratigraphische Daten läßt sich diese wichtige Frage nicht entscheiden.

Ähnlich dem Sakarya-Kontinent besteht das Basement der Bayburt-Decke (SENGÖR & YILMAZ, 1981) aus polymetamorphen Granodiorit-Intrusionen (YILMAZ, 1973). Sie werden von bis 1,5 km mächtigen marin beeinflussten Flachwasserfolgen mit Einschaltungen andesitischer Vulkanite, vielleicht permischen Alters, überlagert (KETIN, 1951).

Eine, auch im alpidischen Bau, unklare Stellung kommt dem Jungpaläozoikum von Lespos im Bereich der Karakaya-Sutur (SENGÖR & YILMAZ, 1981) zu (HECHT, 1970, 1972; KAUFFMANN, 1978). Die Folge (?) beginnt im Visé mit grünschieferfaziellen Metaklastiten, Korallenkalke und basischen Vulkaniten. Das Auftreten von Oberkarbon und tieferem Perm ist nicht gesichert, wohl jedoch von Oberperm.

Die präalpidischen Zusammenhänge des Pelagonisch-anatolischen Komplexes mit dem südlich der Izmir-Ankara-Sutur gelegenen Menderes-Kykladen-Massiv, der Afyon-Bolkardag-Zone, dem Kirsehir- und dem Bitlis/Pürge-Massiv sind unklar (Kap. 2.). Charakteristisch für diese Elemente sind z.T. sehr mächtig werdende permischer Flachwasserkalke.

In den Kykladen gehören zu diesem Komplex der Migmatitkern von Naxos (BONNEAU, 1984), die mittelordovizischen Augengneise und Schiefer von Ios (HENJES-KUNST & KREUZER, 1982; VAN DER MAAR & JANSEN, 1983), sowie (?) die Metamorphite von Ostkreta (SEIDEL et al., 1977). Ihr Hangendes dürften die jungpaläozoischen, vorwiegend permischen Kalke und Schiefer von Kalümnos und Kos (WACHENDORF & GRALLA, 1983) sein. Möglicherweise gehören auch der mächtige, permische Flachwasserkomplex der Talea-Ori-Gruppe von Kreta (HALL & AUDEY-CHARLES, 1983; KÖNIG & KUSS, 1980; THORBECKE, 1987) und seine vermutliche Fortsetzung in der hochpermischen Tyrosfolge des Peloponnes (DOERT & KOWALZKY, 1985; TRIFONOVA, 1985) hierher. Diese permische Flachwasserentwicklung weicht deutlich von einer terrigenen (KOZUR & KRAHL, 1987) Phyllit-Marmor-Quarzit-Serie mit Einschaltungen von Alkalibasalten ab, die auf Kreta mit dem Bashkirium einsetzend bis in die Trias reicht (GEROLYMATOS & DORNSIEPEN, 1982; KRAHL, 1982; KRAHL et al., 1983).

Die östliche Fortsetzung dieses Kristallins bildet im Menderes-Massiv ein von Graniten und Granodioriten durchsetzter Gneiskern, der von einer mächtigen Schieferhülle überlagert wird (AKKÖK, 1983; DÜRR, 1975; KONAK et al., 1987; SENGÖR et al., 1984a; THORBECKE, 1987). Datierungen ergaben ein Migmatesealter von um 500 Ma und ein Intrusionsalter von 471 Ma (SATTIR & FRIEDRICHSEN, 1986). Das Sedimentationsalter wird zwischen 550 und 670 Ma angenommen. In Analogie zu den Paragneisen des Nidge-Massivs dürften die Metasedimente Abtragungsprodukte älterer kontinentaler Kruste sein. Die Überlagerung dieses Kristallins durch unterpermische Fusulinenkalke entspricht den

Gegebenheiten auf den Kykladen. Über die Metamorphite des Kirsehir-Massivs ist wenig bekannt. Vergleichbar (?) scheint das Bitlis-Massiv in SO-Anatolien (CAGLAYAN et al., 1984; GÖNCUOĞLU & TURHAN, 1984; HELVACI & GRIFFIN, 1984). Sein Basement bilden bis 3 km mächtige Metaklastite und ordovizische -basite. Diese Gruppe wird diskonform von Metaklastiten, -vulkaniten und mittel- bis oberdevonen Karbonaten überlagert. Als Abschluß folgen saure Metavulkanite, die möglicherweise ein Äquivalent granitischer, variszischer Intrusiva sind, die mit migmatischem Kontakt ihr Nebengestein durchbrechen. Auch hier übergreifen Flachwasserkarbonate des Perm diskordant ihre Unterlage (GÜVENC, 1977). Die großtektonische Position dieses Massivs ist umstritten (AKTAS & ROBERTSON, 1984; MICHARD et al., 1984; YAZGAN, 1983; YAZGAN et al., 1983).

1.7. Der Nordgondwanische Kontinentalschelf

Der im Vorangehenden beschriebene herzynische Belt des Alpin-Mediterranen Raumes grenzt im Süden längs verschiedener alpidischer tektonischer Zonen an den afro-arabischen Nordrand Gondwanas, welcher nur örtlich und zum Teil längs ererbter Strukturzonen (PIQUE et al., 1987) in das variszische Geschehen einbezogen wurde. Sein metamorphes Basement entstand durch Verschweißung archaischer Kratone und proterozoischer Inselbögen bzw. Ozeanbecken während des panafricanischen Orogens (ENGEL et al., 1980; LENCH et al., 1984). Syn- und postorogene granitische Intrusiva zeigen, daß dieser Vorgang um etwa 550 Ma (SKEHAN, 1988) beendet war. Vielfach bereits ab dem späten Proterozoikum entwickelten sich über diesem Basement fluviokontinentale Tafeldecken mit gegen Norden gerichteter Schüttung (BOUYX, 1988; STÖCKLIN, 1984; KLITZSCH, 1986). Sie leiten eine zunehmend marine Entwicklung ein, die ohne größere Lücken zwischen Marokko und dem Iran bis in das Karbon anhält, wobei der Seichtwassercharakter, verknüpft mit starkem terrigenen Einfluß, durch den ganzen Zeitraum anhält. Die stark unterschiedlichen Mächtigkeiten mit Entwicklungen einzelner Depozentren zwischen teilweise breiten Hochzonen mit örtlich völlig fehlender Sedimentation zeigen, daß die Sedimentation dieses passiven Kontinentalschelfes vermutlich durch Faults kontrolliert wurde (GFIRTZMAN & WEISSBORD, 1984; MASSA & DELFORT, 1984; PIQUE et al., 1987). Das marine höhere Karbon und Perm übergreift mit Schichtlücken unterschiedlichen, teilweise bis auf das Präkambrium reichenden Untergrund. Dies, verknüpft mit Blockverstellungen und leichter Faltung sind einziger Ausdruck des variszischen Orogens.

Dieser Entwicklung gehört auch die spätproterozoisch-unterkarbone Plattform der Tauriden mit örtlich stark schwankenden Mächtigkeiten an (DEMIRTASLI, 1975, 1981; DEMIRTASLI et al., 1978a,b; DUMONT & LYS, 1975; GEDIK, 1988; GÜVENC, 1985; DUMONT, 1978; ÖZGÜL, 1984; RICOU et al., 1975; SENEL, 1985; YILMAZ, 1984). Bei regressiver Tendenz bis in das Silur kommt es im Devon bis Unterkarbon zu einer stark terrigen beeinflussten Flachwasser-Karbonatentwicklung. Nach verbreiteten Schichtlücken im Oberkarbon folgen, spätestens mit dem Oberperm, erneut marine Flachwasserkarbonate, die ohne Lücke in die Trias reichen. Eine Flyschfazies fehlt völlig. Diese Entwicklung kann

über Armenien bis in den Elburs gegen Osten verfolgt werden (DAVOUDZAJEH & WEBER-DIEFENBACH, 1987; DAVOUDZAJEH et al., 1986).

2. Ergebnisse und Probleme

In den vorangehenden Abschnitten wurden die verschiedenen präalpinen Entwicklungen innerhalb des Alpin-Mediterranen Belts kurz beschrieben. Bei den Literaturstudien hierzu zeigten sich zahlreiche Kenntnislücken. Dazu gehören:

- Für die Mehrzahl der präalpine Magmatite fehlen Versuche, über ihren Chemismus, Hinweise über den geodynamischen Hintergrund ihrer Bildung zu erhalten. Die Literaturangaben sind oft unvollständig und lassen keine Interpretationen zu. Dazu kommt ihre oft nur unsichere zeitliche Einstufung. Selbst in gut bekannten Gebieten, wie den Ostalpen, zeigt sich, daß Überraschungen in jeder Hinsicht möglich sind.
- Moderne Untersuchungen zur Evolution der PT-Pfaden der präalpinen Metamorphosen liegen nur vereinzelt vor, wobei eine Trennung der Ereignisse in den polymetamorphen Regionen selten versucht wurde.
- Biostratigraphische Datierungen des metamorphen Basements mit Palynomorpha wären von größter Wichtigkeit, um über das derzeitige Stadium einer lithostratigraphischen und vergleichenden Gliederung hinauszukommen.
- Eine Verknüpfung mit geochronologischen Untersuchungen der Intrusions- und Metamorphosealter wäre in Hinblick auf die Abtrennung der variszischen von älteren und jüngeren Vorgängen wesentlich. Altersdatierungen detritärer Mineralien könnten Hinweise auf die proterozoische Entwicklung und die einstigen Erosionsräume geben (vgl. z.B. GEBAUER et al., 1988).
- Wenngleich die biostratigraphische Einstufung der paläozoischen Karbonatfolgen, vor allem im alpinen Raum, in großen Zügen gesichert ist, fehlen für andere Regionen und für die meisten feinklastischen, schwach metamorphen Schichtfolgen, auch der Alpen, vielfach moderne paläontologische Untersuchungen.
- Zur Verknüpfung der Ablagerungsräume wären fazielle Untersuchungen sowohl der karbonatischen, als auch der terrigenen Sedimente von Bedeutung. Sandsteinuntersuchungen in Hinblick auf das Ablagerungsmilieu fehlen völlig. In diesem Zusammenhang wären vermehrt Geröllanalysen von Konglomeraten notwendig, da sie über Aufbau und Entwicklung benachbarter Zonen Hinweise liefern und einstige Verknüpfungen zeigen würden. Hierbei wären auch die metamorphen und magmatischen Gerölle, sowie die Schwer- und Leichtmineralspektren zu berücksichtigen.
- Wichtig wären Bearbeitungen der sedimentären Folgen im Hinblick auf ihre Zyklizität. Dazu fehlen bisher Ansätze fast völlig, obgleich mikrofazial bearbeitete Detailprofile, wie die des Unterperm der Karischen Alpen zeigen, daß Schwankungen gegeben sind.
- Ein großer Mangel ist das Fehlen biogeographischer Untersuchungen unterschiedlicher Organismengrup-

pen. Diesbezügliche Angaben stützen sich durchwegs auf Literaturdaten, nicht jedoch auf spezielle paläontologische Bearbeitungen älterer und neuerer Aufsammlungen. Sie würden wichtige Rückschlüsse auf ozeanische Barrieren bzw. Verbindungen bringen, insbesondere wenn sie über den engeren Raum des Alpin-Mediterranen Belts ausgedehnt werden. Hierher gehören z.B. Bearbeitungen der "Riffkalke" des Devon (vgl. KREUZER, 1989) oder von Faunen-Diversitäten, um Hinweise auf die einstige geographische Breite der Ablagerungsräume zu erhalten, usw.

- Untersuchungen zur Trennung alpidischer und variszischer Strukturelemente fehlen weitgehend. Art, Vergenz und Ausmaß der variszischen Tektonik in den verschiedenen Zonen sind meist unbekannt bzw. die Angaben hierüber wenig gesichert. Die Beantwortung derartiger Probleme könnte die Fragen von Krustendicke, postvariszischem Aufstieg und Abtragung des Gebirges, die Beziehungen zu alpidischen Strukturen (z.B. die periadriatische Naht) etc. klären helfen.
- Zu den ungelösten Fragen gehört die des alpidischen Großbaues und seine Entwicklung. Erst wenn an die Stelle der heutigen zahlreichen Hypothesen ein allgemein akzeptiertes Konzept tritt, könnte dieses zum Ausgangspunkt einer Rückführung des alpidischen Baues für den gesamten Raum werden.
- Von größter Wichtigkeit wären in größerer Zahl paläomagnetische Daten, sowohl der mit ihrem präalpidischen Basement verbundenen postvariszischen Transgressionsfolgen, als auch aus dem variszischen Basement. Letzteres fehlt weitgehend.

Die bisherigen Überlegungen zum präalpinen Basement des Alpin-Mediterranen Belts versuchten entweder über eine Abwicklung der mesozoischen Fazies oder der alpidischen Decken eine Rekonstruktion seiner Elemente. Beide Methoden führten zu mehreren, unterschiedlichen Ergebnissen (KOVACS, 1982; KOZUR & MOCK, 1987; 1988; ROBERTSON & DIXON, 1984; SENGÖR et al., 1984b; TOLLMANN, 1987; u.a.). Dabei begnügte man sich zumeist mit Hinweisen auf die vermuteten voralpinen Positionen der paläozoischen Vorkommen. Gezielte Versuche die variszischen Zonen des Basement und ihre Zusammenhänge herauszuarbeiten, und Verbindungen mit dem außeralpinen Variszikum zu suchen, fehlen jedoch weitgehend (vgl. VAI, 1979a,b, 1980; VAI & COCOZZA, 1986; RAU & TONGIORIO, 1981; u.a.) .

Versucht man trotz der früher genannten Mängel zu einem dzt. möglich erscheinenden Modell der Anordnung der prämesozoischen Zonen nach und vor dem variszischen Geschehen zu kommen, so müssen einige Sachzwänge berücksichtigt werden.

Dazu gehört an erste Stelle, die Frage nach der Konfiguration von Pangäa im Perm. Hierfür werden mehrere Alternativen diskutiert (IRVING, 1977; SMITH, 1981; VAN DER VOO 1983; 1988; VAN DER VOO et al., 1984). Sie unterscheiden sich vor allem in der Position Iberias nördlich (Pangäa A2) oder westlich von Nordwest-Afrika (Pangäa B). Für die folgenden Überlegungen wurde erstgenanntem Modell der Vorzug gegeben (SAVOSTIN et al., 1986).

Eine weitere Einschränkung ergibt sich aus den einheitlichen Vorstellungen der Entwicklung des variszischen Gebirges und von Pangäa u.a. durch Abspal-

tung verschiedener Elemente vom ehemaligen Nordrand „Protogondwanas“, ihre Norddrift bei Subduktion einer „Prototethys“ (bzw. des Tornquist-Meeress) mit Entwicklung eines neuen „rheanischen“ Ozeans und von Inselbögen, dessen spätere Subduktion, bzw. der Kollision mit Laurasia und letztendlich der jungpaläozoischen Kollision von Gondwana (EDEL et al., 1986; MARTON et al., 1987; MATTE, 1986a,b; PERROUD & BONHOMMET, 1981; VAN DER VOO et al., 1980; ZIEGLER, 1988 a,b; u.a.). (Die Begriffe Prototethys und rheanischer Ozean etc. werden in der Literatur sehr unterschiedlich, teilweise synonym, teilweise homonym verwendet. Auch die Bezeichnungen Proto- und Paläotethys haben teilweise gleiche Bedeutung; vgl. FLÜGEL, 1981).

Eine weitere Vorgabe einer Rekonstruktion ist die Annahme, daß das variszische Gebirge aus zu seinem Streichen mehr oder minder parallel angeordneten Zonen und Terranes aufgebaut war.

Ein zusätzlicher Sachzwang liegt in dem bereits erwähnten Problem der Rückführung der meso- und känozoischen Entwicklung. Auch hierüber bestehen unterschiedliche Ansichten (DERCOURT et al., 1986; ROBERTSON & DIXON, 1984; SENGÖR et al., 1984; TOLLMANN, 1987; u.a.). Dementsprechend dürfen diese Überlegungen bei einer Rekonstruktion des variszischen Basements nicht völlig unbeachtet bleiben.

Wenngleich hinsichtlich der Existenz einer herzynischen Collage am Nordrand der Paläotethys gegen Fennosarmatia, bestehend aus verschiedenen Akkretionskeilen, Kontinentalrandbildungen, Inselbögen etc., weitgehend Übereinstimmung herrscht, ist die Frage der Grenzen dieses Gebirges ebenso umstritten, wie die, welche Elemente und in welcher Position sie an ihm beteiligt waren (vgl. ROBERTSON & DIXON, 1984; SENGÖR, et al., 1984). Die kontinuierliche, bis in die Trias reichende Schichtfolge der Svaneti-Zone des Kaukasus (Kap. 1.1.), ohne einen Hinweis auf eine variszische Tektonik und das Auftreten analoger Serien in ihrer östlichen Fortsetzung sind maßgebend sie hier als Begrenzung der herzynischen Collage und als Ablagerungen von Tiefseefächern am (S- oder N-)Rand der Proto- bzw. Paläotethys aufzufassen.

Als Teile ihrer westlichen Fortsetzung wird das Paläozoikum der Norddobrogea betrachtet, wobei die Ophiolithe der Nicoletel-Decke zwischen der Macin- und Tulcea-Zone (Kap. 1.1.), die Reste der permotriassischen Paläotethys sein könnten (vgl. DERCOURT et al., 1986; SENGÖR et al., 1984). Diese Zonen trennen keilartig die Moesische von der Skythischen Tafel. Für erstere wird, in unterschiedlicher Weise, zumeist eine Position am einstigen Nordrand der Paläotethys angenommen, wobei ROBERTSON & DIXON (1984) die Tornquistlinie als trennende Seitenverschiebung deuteten. Die paläozoische Entwicklung beider Tafeln ist verschieden, wie der Vergleich des Old Red der podolischen Monocline mit dem terrigen-karbonatischen Devon der Moesischen Tafel zeigt. Hinweise auf eine stärkere variszische Faltung dieser letztgenannten marinen, passiven Kontinentalrand-Folgen (Kap. 1.1.) fehlen. Sie erinnert in einigem, wie den Evaporiten im Mitteldevon, an den nordgondwanischen Rand, z.T. aber auch an das Paläozoikum der Istanbul-Decke, wenngleich die für diese charakteristische Fytschentwicklung im Unterkarbon fehlt. (Das Auftreten von Evaporiten zeigt die niedrige Breite des Ablagerungsraumes zu dieser Zeit.)

Eine weitere Schwierigkeit ergibt sich aus der Annahme einer primären Verknüpfung dieses Paläozoikums

mit dem der Kucaj-Stara-Planina-Zone (Kap. 1.1.). Diese stellt eine proterozoisch-unterkarbone Folge von Ozeanboden, Inselbogen- und Tiefseefächern (?) mit variszischer, unterkarboner Deformation dar. Die überlagernden mächtigen Molasseentwicklung entstand vermutlich in Rift-Becken (TENCHOV, 1987). Tatsächlich ist jedoch die ursprüngliche Beziehung zum Paläozoikum der Moesischen Tafel, nicht zuletzt zufolge der kretazischen Entwicklung des Severin-Troges zwischen beiden Zonen, unklar. DERCOURT et al. (1986) faßten diesen Trog als ein Back-Arc-Becken, entstanden bei der Subduktion der Neotethys, auf. Es wäre zu überlegen, ob die Kucaj-Zone dem Rand der Moesischen Tafel nicht tektonisch angeschweißt wurde und demnach primär eine andere Position zu dieser hatte als heute.

Die meisten Überlegungen zur mesozoischen Entwicklung der Tethys zwischen Gondwana und Laurasia gehen von der Annahme von ursprünglich am Nordrand von Gondwana beheimateten Elementen aus, die während des kimmerisch-alpidischen Geschehens von diesem Nordrand sukzessive absplitterten und an den laurussischen Rand andockten. Ein Vergleich des präalpinen Basements dieser Elemente des östlichen Mittelmeerraum zeigt, daß ersteres aus verschiedenen Terranes besteht, die durch tektonische Linien voneinander getrennt gewesen sein müssen. Dazu gehören:

- ① Der nordgondwanische passive Kontinentalrand zwischen Taurus und Zentraliran. Er besteht aus einer örtlich lückenhaften, proterozoisch-paläozoischen und teilweise stark terrigen beeinflussten Flachwasserkarbonatfolge über panafrikanischem Basement. Hinweise auf eine stärkere variszische Einengungstektonik fehlen ebenso, wie auf eine magmatische Tätigkeit in dieser Zeit (Kap. 1.4.7.).
- ② Die Beziehung dieses Nordrandes zum proterozoisch-frühpaläozoischen Metamorphiden-Belt der Kykladen-Menderes-Kishir-Bitlis-Massive (Kap. 1.4.6.) ist zufolge der mesozoischen Entwicklung unklar. Bezogen auf diese Entwicklung werden die Kristallinmassive meist mit der Tauridenplattform vereinigt (vgl. ROBERTSON & DIXON, 1984). Bezogen auf die präalpidische Geschichte liegen jedoch für eine derartige Verknüpfung keine sicheren Indizien vor. Nach unserer derzeitigen, leider geringen, Kenntnis handelt es sich bei der Metamorphose um ein Ereignis an der Wende Kambrium/Ordovizium (Kap. 1.4.6.). Für ein solches Geschehen existieren im Taurus keine Hinweise. Überlagert wird dieses Kristallin von zum Teil mächtigen Flachwasserkarbonaten des Perm. Hinweise auf eine stärkere variszische Orogenese und Einengung fehlen ebenso wie in den Tauriden. Dies könnte dahingehend interpretiert werden, daß beide Regionen erst im Jungpaläozoikum, vor der permischen Transgression, eventuell durch Strike-slip Vorgänge miteinander verknüpft wurden.
- ③ Ein weiteres Problem ist der spätpaläozoische Nordrand dieses Metamorphiden-Belts. Heute bildet diese Grenze die Izmir-Ankara-Sutur mit ihrer Fortsetzung zur Sevan-Zone. Sie wird, auch in ihren räumlichen Zusammenhängen, unterschiedlich gedeutet. Sie ist ein Hinweis auf ein mesozoisches Spreading eines proterozoisch-paläozoischen Basements, jedoch kein Beweis, daß das heutige Basement beiderseits der Sutur einheitlich war. Auffallend ist die räumlich enge Verknüpfung der Sutur

mit dem Paläozoikum von Chios. Dieses liegt heute als Deckenkomplex unbekanntem Ausmasses über Kristallin (Kap. 1.4.3., 1.4.5.). Das Paläozoikum seiner unteren Decke erinnert z.T. an das der Stara-Planina, bzw. des SW-mediterranen Raumes, während die Entwicklung der Hangendeinheit der des Jungpaläozoikums von W-Serbien, N-Ungarn oder der S-Alpen ähnelt.

Völlig ungeklärt ist die Frage des transkaukasischen Terranes nördlich der Sevan-Sutur. Seine Position erinnert an die des Paläozoikums von Chios, jedoch ist sein Aufbau mit diesem nicht vergleichbar (Kap. 1.1.). SENGÖR et al. (1984) stellten diesem Raum zur Bayburt-Decke und damit zu ihren anatolischen Kimmeriden. Auf die Problematik der paläozoischen Entwicklung dieser wurde bereits eingegangen. Vor allem bereitet die regressive Unter- bis Mittelkarbon-Entwicklung Transkaukasiens Schwierigkeiten. Für sie fehlen in den Anatoliden im engeren Sinn Hinweise (Lespos?). Die Vorstellung von ROBERTSON & DIXON (1984), wonach Transkaukasien am Ende des Paläozoikums bereits nördlich der Paläotethys, der Sakarya-Kontinent, ebenso wie der pelagonische Block, jedoch südlich dieser lagen, könnte in den erwähnten Unterschieden eine Stütze finden.

- ④ Auffallend und ungeklärt ist, daß das kristalline Basement der beiden letztgenannten Elemente nicht, wie das Kristallin der Kykladen-Menderes-Region, von permischen Flachwasserkarbonaten überlagert wird, sondern von klastischen permo-triassischen (vgl. Kap. 1.4.6.) Folgen unbekannter Genese.
- ⑤ Eine weitere Unklarheit ist die paläozoische Position von Rhodope-Massiv, Serbo-Mazedonischem Massif, Tisia und der Süd- bzw. Ostkarpathen. Nach der Entwicklung der mesozoischen Tethys gehören diese Bereiche zum nördlichen „Europäischen“ Kontinentalrand (MARTON, 1987). Im Serbo-Mazedonischen Massiv fehlen, ebenso wie im Rhodope-Massiv, post-variszische, jungpaläozoische Ablagerungen, die Hinweise auf ihre variszische Position geben könnten (Kap. 1.1.). Die Grenze dieses terrestrischen Jungpaläozoikums zur post-variszischen jungpaläozoischen marinen Ingression, deren Spuren von Kreta, Griechenland, Albanien und Jugoslawien bis in die Südalpen und Nordungarn verfolgbar sind, ist derzeit ungeklärt. Diese marine Ingression aus dem Paläotethysraum über den ozeannahen Saum von Pangäa entwickelte sich möglicherweise aus einer oberkarbonen Riftzone im Bereich der Phyllit-Quarzit-Decke Kretas (Kap. 1.4.6.).

Die stratigraphisch-fazielle Entwicklung und die Tektonogenese des Präalpidikums des westlichen und zentralen Alpin-Mediterranen Belt läßt trotz des alpidischen Geschehens, eine Zuordnung zu drei durch Metamorphose und Fazies klar definier- und unterscheidbare paläozoische Zonen erkennen. Es sind dies:

- a) Die Mediterrane Kristallinzone,
- b) die Norisch-Bosnische Zone
und
- c) die Betisch-Serbische Zone.

Während die beiden letztgenannten Zonen möglicherweise primäre, sedimentäre Einheiten darstellen, besteht die Kristallinzone aus mehreren Terranes (FRISCH

& NEUBAUER, 1989), deren Agglomerierung in verschiedenen Phasen und Zeiten erfolgte (Kap. 1.2.).

Elemente der Mediterranen Kristallzone finden sich heute in den Tatriden und Veporiden der Westkarpaten, dem Präalpidikum der penninischen Decken, dem tieferen Basement Transdanubiens, dem Unter- und Mittelostalpin der Alpen, dem metamorphen Basement der Südalpen, den alpidischen Decken von Korsika, des Calabrischen Bogens, der Kabylen und den metamorphen Basiseinheiten des Gibraltarbogens.

Vor allem im alpinen Raum läßt sich die Evolution relativ gut fassen. Wenngleich noch manche Unklarheiten bestehen, sind zumindest zwei Entwicklungsphasen deutlich. Die erste beginnt im Proterozoikum mit der Einschüttung teilweise bereits archaischen Detritus in Riftzonen, die zur Entwicklung ozeanischer Kruste und, bei Subduktion, zu ensimatischen Inselbögen führten. Hierher gehört, neben dem „Paläopenninikum“, vielleicht auch die Plankogel-Koriden-Entwicklung (Kap. 1.2.). Intraordovizisch (vielleicht z.T. auch früher) endet mit HP-Metamorphose, Migmatese und granitoiden Intrusionen diese Phase (BERNARD & GRIFINS, 1977; PIN & PEUCAT, 1986; SASSI, 1987; WEBER 1984; u.a.). Über die Entwicklung im Silur und Devon gibt es nur Vermutungen. Die variszische Hauptphase fällt bei teilweise hochgradiger Barrov-Metamorphose und Deformation in das Unterkarbon. Sie zeigt Stapelung und Einengung mit vermutlich großräumigem Deckenbau. Granitintrusionen im Perm und die Entwicklung von Pull-apart-Becken zeigen das Ende, respektive den Beginn eines neuen Stadiums.

Im Gegensatz zu dieser Entwicklung fehlt derzeit in den Westkarpaten ein sicherer Nachweis einer älteren Metamorphose. Das variszische metamorphe Geschehen setzt hier bereits im Devon ein (CAMPEL et al., 1988), wobei es bereits im Unterkarbon zum Aufstieg einzelner Granitplutone kommt. Möglicherweise könnte die regressive Folge von Nötsch-Ochtina das Hangende dieses Terranes gewesen sein (Kap. 1.3.), für dessen Existenz in den Ostalpen erst wenige Hinweise existieren. NEUBAUER (1988a) brachte den zeitlichen Unterschied zwischen den beiden kristallinen Zonen mit Bewegungen an einer, beide Einheiten trennenden, intrakarbonen Strike-slip-Fault in Verbindung.

Die zeitliche Analogie der Ereignisse innerhalb dieses kristallinen Belts mit denen in den außeralpinen variszischen Regionen zwischen Spanien und Böhmen ist unverkennbar (BARD et al., 1980; BURG et al., 1984; COGNE & LEFORT, 1985; MATTE, 1986; u.a.).

Aufgrund der faziell-stratigraphischen Entwicklung werden das Paläozoikum der Ost- und Südalpen, der Dinariden, der Toskana, von West-Serbien und Nordungarn, sowie das West-Mazedonische Paläozoikum als Teile eines paläozoischen passiven Kontinentalrandes aufgefaßt (Kap. 1.4.1). Seine Beziehungen zum Paläozoikum des West-Mediterranen Raumes (Sardinien, Südfrankreich, Nordspanien etc.) ist bis zum höheren Ordovizium unklar. Das Paläozoikum dieses Raumes beginnt über ausgedünnter kontinentaler Kruste unterschiedlichen Proterozoikums mit einer bis zu 3 und mehr km mächtig werdenden, vorwiegend sandig-kalkigen Flachwasserentwicklung des Kambriums und tieferen Ordovizium (CARMIGNANI et al., 1986; FEIST, 1978; JULIVERT et al., 1987; MARTINEZ, 1980; u.a.). Fazielle Äquivalente dieser Folgen konnten im alpinen Raum bisher nicht nachgewiesen werden. Erst ab dem höheren Ordovizium lassen sich fazielle, magmatische und

faunistische Beziehungen erkennen. Möglicherweise war das interordovizische (sardische) Ereignis mit größeren Strike-slip-Bewegungen für diese Umstellung und Verknüpfung maßgebend. Damit könnte auch das Auftreten von Warmwasserfaunen ab dem oberen Ordovizium in den Karnischen Alpen etc. seine Erklärung finden, die in Hinblick auf die ordovizische Polposition schwer deutbar sind. Ab dem mittleren Silur kommt es, entsprechend einer äquatornahen Lage, im gesamten Raum zur Herausbildung eines differenzierten Karbonatschelfes mit örtlich terrigenem Einfluß, wobei im Devon Flachwasserplattformen und Riffgürtel mit tieferen Becken wechselten. Der unterschiedliche Beginn der orogenen Flyschfazies zwischen höherem Tournai und Moskovium (Kap. 1.4.3.) führt zur Vorstellung eines Wanderns der Sedimentationströge (Abb. 5) und eine ursprüngliche Anordnung der heute getrennten Elemente in entsprechenden Zonen. Über den variszischen Decken- und Faltenbau ist im Einzelnen sehr wenig bekannt. Mit fluviatilen und lacustrinen Beckensedimenten, paralischen Deltabildungen, küstennahen klastisch-karbonatischen Sedimentfächern und flachmarinen Karbonatschelfen beginnt, zeitlich unterschiedlich, zwischen höherem Namur und Stefan das postvariszische Geschehen.

Bei Übertragung der von CASTELARINI & VAI (1981) für die Südalpen bezüglich der Breite des paläozoischen Ablagerungsraumes gemachten Überlegungen auf den Gesamttraum, würde dies eine Schelfbreite von mehreren 100 km bedeuten, was für Karbonatschelfe niedriger Breite ungewöhnlich wäre.

Dies führt zur Frage der einstigen Anordnung der heute getrennten paläozoischen Elemente dieser Norisch-Bosnischen Zone. Anhaltspunkte hierfür sind der devone Riffgürtel von S-Frankreich, der Südalpen und der Dinariden einerseits, die neritische, örtlich mit Vulkanismus verbundene, Karbonatentwicklung der Ostalpen, von Nordungarn und Westserbien andererseits. Das zeitweise küstennahe Paläozoikum von Graz nimmt hierbei eine verbindende Position ein. Gestützt auf diese Faziesverteilung und die erwähnte Entwicklung im Karbon läßt sich das in Abb. 4 gezeigte Fazies- und Entwicklungsmodell entwerfen.

Im Gegensatz zu der beschriebenen Entwicklung handelt es sich bei der Betisch-Serbischen Zone um einen vermutlich bereits im Kambrium einsetzende und bis in das Mittelkarbon reichende Folge von Radiolariten, Peliten, Turbititen und Wildflyschsedimenten, die vermutlich als Tiefwasserfächer zu deuten sind. Die lange Dauer dieser Entwicklung spricht dafür, daß es sich um Böschungssedimente eines stabilen Kontinentalrandes gehandelt haben dürfte (Kap. 1.4.5.). Offen muß die Frage gelassen werden, ob alle Vorkommen von einem Kontinentalrand abzuleiten sind.

Die Vielzahl der ungelösten Probleme führen zu Schwierigkeiten bei der Erstellung eines geodynamischen Entwicklungskonzeptes für den Gesamttraum, bzw. die Einbindung in die derzeit existierenden Hypothesen.

Alle bisherigen geodynamischen Modelle auf plattentektonischer Grundlage gehen von der Annahme der Existenz eines mehrere tausend km breiten, Fennosarmatia von Gondwana trennenden, Ozeans aus. Diese Vorstellung wird unterstützt durch paläomagnetische Daten aus dem außeralpinen Raum (BACHTADSE, 1989; VAN DER VOO, 1988). Obgleich derartige Daten aus dem Alpin-Mediterranen Belt fehlen, wird dieser als primär

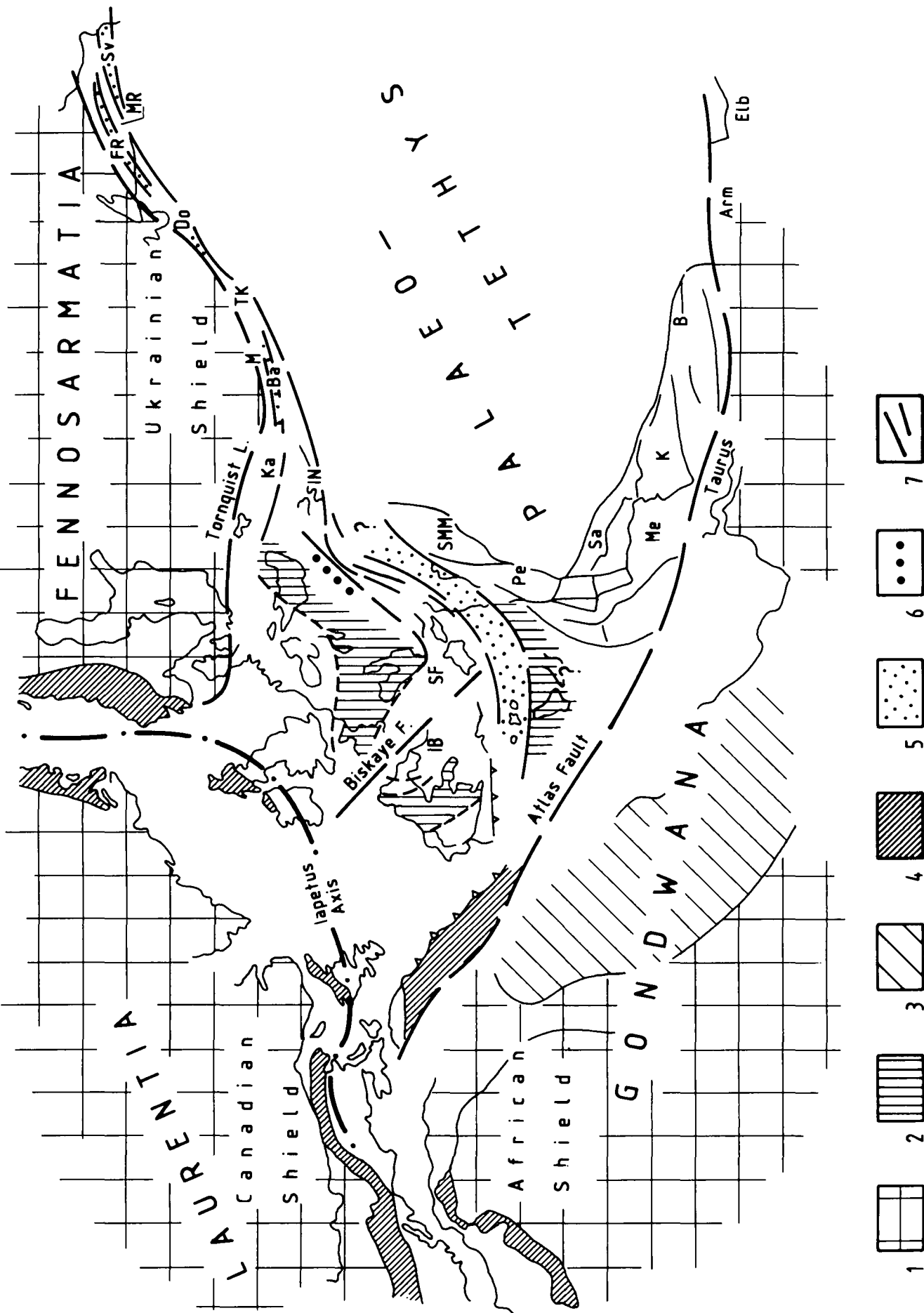


Abb. 7.
 Cartoon der präalpinen Anordnung der variszischen Zonen des Alpin-Mediterranen Gürtels im Oberkarbon.
 1: Gondwana (Arm = Armenien, Elb = Elburs); 2: Metamorphe Zonen; 3: Marines Karbon über gondwanischem Basement; 4: Circum-atlantische präalpine Zonen; 5: Betisch-Serbische Zone; 6: Karbontrog von Nötsch-Ochthina; 7: Die mediterranen Zonen (IB = Iberia, SF = Südfrankreich; Fennosarmatischer Akkretionsrand: IN = Istanbuldecke, Ka = E/S-Karpathen, B = Balkaniden, Do = N-Dobrogea, M = Moesische Platte, Tk = Transkaukasien; Kaukasus: Fr = Forerange, Mr = Main Range, Sv = Svaneti-Zone; Pelagonisch-Anatolische Platte: SMM = Serbo-Mazedonisches Massiv(?); Pe = Pelagonisches Massiv, Sa = Sakarya-Kontinent, Me = Menderes-Kykladen-Massiv, K = Kirsshire-Block, B = Bitlis- Massiv).

mit Iberia und Armorica vereinigt nordgondwanisches Element aufgefaßt. Seine paläozoische Plattendrift wird dementsprechend mit der dieser Terranes verknüpft (SCOTSE, 1984, u.a.). Die Problematik dieser Hypothese zeigt sich u.a. darin, daß hierbei im hohen Ordovizium für den gesamten Alpin-Mediterranen Belt eine polnahe, südliche Breite angenommen werden muß, was weder mit den Warmwasserfaunen des oberen Ordoviziums von Sardinien, noch denen der Süd- und Ostalpen zu vereinen ist (HAVLICEK et al., 1989). Ähnliche Diskrepanzen zwischen plattentektonischen Hypothesen und paläoökologischen Fakten zeigen sich auch im Nachweis hochdiverser Warmwasserfaunen im Unterdevon der Südalpen, was unvereinbar ist mit der Vorstellung von um 40 Grad südlicher Breite oder im Auftreten derartiger oberdevoner Korallenfaunen im Taurus am Nordsaum von Gondwana, für welches teilweise gleichfalls einer hohen Breite zu dieser Zeit angenommen wurde. (Eine Zusammenarbeit von Paläomagnetik und Paläontologie wäre zur Lösung derartiger und ähnlicher Diskrepanzen nötig.)

Hinsichtlich der variszischen Elemente des Alpin-Mediterranen Belts werden in den bisherigen geodynamischen Konzepten zwei Vorstellungen vertreten. Die eine nimmt – wenn auch in unterschiedlicher Weise – an, daß dieser Raum immer ein Teil von Gondwana blieb, d.h. sich in dieser Zone während des paläozoischen Geschehen keine neuen Ozeane entwickelten. Dazu gehören die Modelle von MATTE (1986) oder NEUGEBAUER (1988). Die andere Vorstellung ist die, die unter anderen von ZIEGLER (1988) oder FRISCH & NEUBAUER (1988) in unterschiedlicher Weise vertreten wurde, wonach bei der Abspaltung verschiedener „Terranes“ von Nordgondwana sich bei Subduktion nördlicher Ozeanstreifen im Süden der entstehenden und norddriftenden Terranes neue Ozeane bildeten, bis es schließlich zur Kollision von Gondwana und Laurasia, bzw. den zuvor angeschweißten Akkretionskeilen kam.

Konfrontiert man diese Theorien mit den im ersten Abschnitt dargestellten Fakten, dann zeigen sich vor allem drei Hauptprobleme, die heute nicht gelöst werden können:

- ① Welche Position hatten die verschiedenen Elemente mit kristallinem Basement nördlich des Taurus? Welche Rolle spielen hierbei die von ARTHAUD & MATTE (1977) angenommenen spätpaläozoischen Strike-slip-Bewegungen? Welche Bedeutung hat das Paläozoikum von Chios in diesem Bau?
- ② Welche Bedeutung haben die proterozoisch/paläozoischen Ophiolithzonen innerhalb des mediterranen Kristallin? Handelt es sich ursprünglich um eine einzige oder um mehrere, vielleicht unterschiedlich alte, Suturen und welche Beziehung besteht zur Südligerischen Suture (COGNE & LEFORT, 1986). Wie lassen sich die „Austroalpinen“ kristallinen Einheiten des südlichen Mittelmeerraumes zwischen Calabrien und Gibraltar mit dem nördlichen „Austroalpin“ bzw. dem südalpinen Kristallin verbinden. Spielen auch hier, für die heutige Trennung, die erwähnten Großschersysteme eine Rolle?
- ③ Welche Position hatte variszisch der Bogen der E- und S-Karpathen, des Serbo-Mazedonischen Massives und der Nordpontiden. Im Gegensatz zu den Westkarpathen, Transdanubien, den Ostalpen (mit Ausschluß von Teilen der nördlichen Kalkalpen),

den Südalpen, den Dinariden, der Apenninenhalbinsel und Sardinien mit ihrer alpidischen, afrikanischen Gegenurzeigersinn-Rotation, zeigen die erstgenannten Gebiete, ebenso wie Tisia ein „europäisches“ paläomagnetisches Verhalten (MARTON, 1987; MARTON et al., 1987). Folgt die Grenze dieser unterschiedlich rotierenden Regionen z.T. alten, variszischen Bahnen? Wenn ja, könnte dies unter anderem ein Hinweis sein, daß die spätere Vardar-Zone eine variszische Collage am Rand Fennosarmatias von den „gondwanischen“ Elementen trennt?

All diese Unsicherheiten sollten bei einer Beurteilung des Cartoons von Abb. 7 nicht vergessen werden, der als Anregung zukünftiger Arbeiten gedacht ist.

Dank

Vorliegende Arbeit entstand als Ergebnis des IGCP-Projektes Nr. 5 „Correlation of pre-Variscan and Variscan events of the Alpin-Mediterranean mountain Belt“.

Sie stützt sich dementsprechend in vielen Teilen auf Untersuchungen von Mitarbeitern an diesem Projekt. Als dessen Initiator und zeitweiliger Leiter möchte ich ihnen an erster Stelle danken.

An zweiter Stelle gilt mein Dank jedoch Herrn Univ.-Prof. Dr. F.P. SASSI (Padova). Vor allem seine Aktivitäten haben das Projekt zu einem guten Abschluß gebracht.

Zu guter Letzt darf ich Frau G. BAUER und Frau A. KRIEGER für die Schreib- und Herrn E. KOBER (alle Institut für Geologie und Paläontologie Universität Graz) für Zeichenarbeiten arbeiten danken.

Literatur

Die anscheinende Ungleichheit von Textlänge und Literatur zwingt zu einigen Bemerkungen.

Als 1973 die ersten konkreten Überlegungen zu IGCP-Projekt Nr. 5 gemacht wurden, geschah dies vor dem Hintergrund der Teilung Europas. Dementsprechend sollte das Projekt durch seine wissenschaftliche Problemstellung mithelfen, diese Trennung zu überwinden, was in der Zusammensetzung in der wissenschaftlichen Leitung – FLÜGEL (Österreich), SASSI (Italien) und SPASSOV (Bulgarien) – seinen äußeren Ausdruck fand.

Wie bei den meisten derartigen UNESCO-Projekten sollten dem wissenschaftlichen Kontakt zwischen den Mitarbeitern „Newsletters“ dienen. Sie haben den Nachteil, daß sie kaum den Weg in die wissenschaftliche Gemeinschaft finden. Dies trifft andererseits heute für den größten Teil der erscheinenden Publikationen zu, wie ihre geringe Halbwertszeit, das heißt, die Zeit ihrer Zitierung – die freilich nicht gleichbedeutend mit Verwendung sein muß – zeigt. Dies führt dazu, daß zahlreiche wertvolle Beobachtungen ihren Weg in das internationale Schrifttum nur über Literatur-Arbeiten wie die vorliegende finden können. Wie rasch auch diese veraltern, zeigt allein die Tatsache, daß seit Einreichung dieser Publikation im März 1990 allein in den im April 1990 erschienenem letzten Band der „Newsletter“ 72 Publikationen veröffentlicht wurden, die hier nicht mehr berücksichtigt werden konnten, wozu noch etwa 30 Arbeiten in anderen Publikationsorganen kommen.

Diese Zahlen zeigen auch die Problematik einer Arbeit wie dieser, die in erster Linie dazu dienen soll, durch Frage- und Infragestellungen Anregungen zu geben. Dementsprechend schien es notwendig, dem Leser auch die Möglichkeit einer breiten Konfrontation mit der Original-Literatur zu geben, um ihn von der subjektiven Betrachtung des Autors frei zu machen. Natürlich hätte das Literaturverzeichnis mit dem Hinweis auf die „List of the Publications 1976–1987“ von A. CARDIN (1989), in der die Arbeiten des Projektes aufgelistet sind, verkürzt werden können, jedoch hätte dies den Leser vor das Problem gestellt, diese Publikation, in einem Special Issue der „Newsletter“ erschienen, in irgendeiner Bibliothek ausfindig zu machen, was sicher Schwierigkeiten bereitet hätte und zeitraubend gewesen wäre.

Umsomehr danke ich der Geologischen Bundesanstalt, daß sie sich bereit fand, das folgende Literaturverzeichnis inklusive des Nachtrages zu drucken. Es bleibt zu hoffen, daß damit die Chance des breiteren Informationsflusses nicht nur von West nach Ost steigt. Gleichzeitig möchte ich mich bei den Autoren entschuldigen, deren Publikationen mir trotz Bemühens unbekannt geblieben sind.

- ABESADZE, M., ADAMIA, SH., CHKOTUA, T., KEKELIA, M., SHAVISHVILI, I., SOMIN, M. & TSIMAKURIDZE, G.: Pre-Variscan and Variscan metamorphic complexes of the Caucasus (a review). – IGCP 5; Newsletter, **4**; 5–12; Bratislava 1982.
- ADAMIA, SH., KEKELIA, M. & TSIMAKURIDZE, G.: Pre-Variscan and Variscan Granitoids of the Caucasus. – IGCP 5; Newsletter, **5**; 5–12; Szeged 1983.
- ADAMIA, SH., ASANIDZE, B., LORDKIPANIDZE, M. & PECHERSKYI, D.: Geological interpretation of paleomagnetic data for the Caucasus and the adjoining regions. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 9–22; Bratislava 1987a.
- ADAMIA, SH., BELOV, A.A., KEKELIA, M.A. & SHAVISHVILI, I.: Paleozoic tectonic development of the Caucasus and Turkey (Geotraverse C). – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 23–50; Bratislava 1987b.
- ADAMIA, SH., LORDKIPANIDZE, M., BELOV, A.A. & SOMIN, M.L.: Outline of Caucasus Geology. – USSR Acad. Sci., IGCP 5; Field Excursion Guide-Book of International Working Meeting of the Caucasus, 82 S., Tbilisi 1982.
- ADAMIA, SH., AGAMALYAN, V., BELOV, A.A., LETAVIN, A. & SOMIN M.: Pre-Variscan and Variscan complexes of the Caucasus and pre-Caucasus (Northern part of the Geotraverse G). – IGCP 5; Newsletter **2**; 10–40; Padova 1980.
- ADAMIA, SH., CHKOTUA, T., KEKELIA, M., LORDKIPANIDZE, M., SHAVISHVILI, I. & ZAKARIADZE, G.: Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean. – J. Struct. Geol., **3**; 437–447; Oxford 1981.
- AKKÖK, R.: Structural and metamorphic evolution of the northern part of the Menderes massif: new data from the Derbent area and their implication for the tectonics of the massif. – J. Geol., **91**; 342–350; Boulder 1983.
- AKTAS, G. & ROBERTSON, A.H.F.: The Maden Complex, SE Turkey: evolution of a Neotethyan active margin. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. Spec. Publ., **17**; 375–402; Oxford 1984.
- ALBANI, R., LELKES-FELVARI, G. & TONGIORGI, M.: First Record of Ordovician fossiliferous (Acritarchs) beds in Bacony Mts. (Hungary). – IGCP 5; Newsletter, **6**; 5–8; Barcelona 1984.
- ALBANI, R., LELKES-FELVARI, G. & TONGIORGI, M.: First Record of Ordovician (Upper Arenigian, Acritarchs) beds in Bakony Mts., Hungary. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **170**; 45–65; Stuttgart 1985.
- AMERON, H.W.J., ANGERER, H. & MOSTLER, H.: Über eine Autono-Stephanische Flora aus den Kristbergsschichten im Montafon, Voralberg (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **124**; 283–323; Wien 1982.
- ANCYREV, A.A.: A find of faunistic remains in the metamorphic rocks of the Western Rhodopes. – Geol. Balc., **10**; 29–32; Sofia 1980.
- ANTAL, S. & BALOGH, K.: Über die Lithologie und Alter der Nagyvisnyó Formation (Oberperm, Bükk-Gebirge, Nordungarn). – In: VOZAR, J. & VOZAROVA, A. (Eds): Permian of the West Carpathians, 25–32; Bratislava 1980.
- ANTOVA, N. & DONCEVA, K.: Precambrian Metamorphosed Magmatic Rocks between Dospat and Satovca Village, West Rhodopes. – Rev. Bulg. Geol. Soc., **16**; 103–106; Sofia 1980.
- ARGYRIADIS, I., GRACIANSKY, P.Ch. & LYS, M.: Datation de niveaux rouges dans le Permien margin péri-égéen. – Bull. Soc. géol. France, (7), **18**; 513–519; Paris 1976.
- ARKAI, P.: Very low- and low-grade alpine regional metamorphism of the paleozoic and mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. – Acta Geol. Hungarica, **26**; 83–101; Budapest 1983.
- ARKAI, P.: Polymetamorphism of the Crystalline Basement of the Somogy-Drava Basin (Southwestern Transdanubia, Hungary). – Acta Min. Petr., **26**; 129–153; Budapest 1984.
- ARKAI, P.: Contribution to the knowledge of the polymetamorphic basement of the Great Plain (Pannonian Basin, East Hungary): The environment of the Derecske Depression. – Fragmenta Mineral. Palaeont., **13**; 7–20; Budapest 1987.
- ARKAI, P. & BALOGH, K.: The age of Metamorphism of the East-alpine typ basement, Little Plain, W-Hungary: K-Ar Dating of the K-White micas from very low- and low-grade metamorphic rocks. – Acta geol. Hungaria, **32**; 131–147; Budapest 1989.
- ARKAI, P. & LELKES-FELVARI, G.: Very low- and low-grade metamorphic terrains in Hungary. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 51–68; Bratislava 1987.
- ARPAT, E., TÜTÜNCÜ, K., UYSAL, S. & GÖGER, E.: Safranbolu yöresinde Kambriyen Devoniyen istifi. – Türk Jeol. Kur., **32**; Bil. Tek. Kur. Bildiri Özetleri, 67–68; 1978.
- ARSOVSKI, M. & DUMURDZANOV, N.: Recent findings of the structure of pelagonian horst anticlinorium and its relation with the rhodopean and serbian-macedonian masses. – Geol. Macedonica, **1**; 4–13; Stip 1984.
- ARSOVSKI, M., DUMURDZANOV, N., HRISTOV, S., IVANOV, T., IVANOVA, V., PETKOVSKI, P. & STOJANOV, R.: Correlation of the Pre-Cambrian complexes of the Pelagonian massif, Vardar Zone and Serbo-Macedonian massif. – VI. Geol. Coll Aegean, 549–557; Athen 1977a.
- ARSOVSKI, M., DUMURDZANOV, N., IVANOV, T., PÖETKOVSKI, P., STOJANOV, R. & TEMKOVA, V.: Geologic-Structural characteristics of the Paleozoic complex of the southern part of the Balkan Peninsula with special reference to the territory of Macedonia (Yugoslavia). – VI. Coll. Geol. Aegean, 559–568; Athen 1977b.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P.: Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. – Geol. Soc. Amer. Bull., **88**; 1305–1320; Boulder 1977.
- ATZORI, P., FERLA, P., PAGLIONICO, A., PICCARRETA, G. & ROTTURA, A.: Hercynian and pre-hercynian magmatism in the calabria-peloritani arc (Southern Italy). – Soc. Ital., Min. Petr., **38**; 147–154; Rom 1981.
- BACHTADSE, V.: Hercynian palaeomagnetism of Europe: arguments for large scale complex thin-skinned and thick-skinned rotations. – Cuadernos de Geologica Iberica, **12**; 147–162; Madrid 1988.
- BAGDASARJAN, G.P., GUKESJAN, R. & CAMPTEL, B.: Rb-Sr isochronni vospast granitadov Veproskogo plutona. – Geol. Zbornik, Geol. Carpath., **37**; 365–374; Bratislava 1986.

- BAGDASARJAN, G.P., SUKASJAN, R.Ch., CAMEL, B. & VESELSKI, I.: Rb-Sr isochronous datipovonie granitoider djumbepskoi zoni niskich Tatr (sapadnie Karpati). – Geol. Zbornik, Geol. Carpath., **36**; 637–645; Bratislava 1985.
- BAGNOLI, G., GIANELLI, G., PUXEDDU, M., RAU, A., SQUARCI, P. & TONGIORGI, M.: The Tuscan Paleozoic: a critical review. – In: TONGIORGI, M. (Ed.): Report on the Tuscan Paleozoic basement, **5**; 9–26; Pisa 1978.
- BAGNOLI, G., GIANELLI, G., PUXEDDU, M., RAU, A., SQUARCI, P. & TONGIORGI, M.: A tentative stratigraphic reconstruction of the Tuscan paleozoic basement. – Mem. Soc. Geol. It., **20**; 99–116; Rom 1979.
- BAGNOLI, G., GIANELLI, G., PUXEDDU, M., RAU, A., SQUARCI, P. & TONGIORGI, M.: Segnalazione di una potente successione clastica di eta probabilmente carbonifera nel basamento della Toscana meridionale. – Mem. Soc. Geol. It., **21**; 127–136; Rom 1982.
- BAJANIK, S.: Contribution au probleme du métamorphisme des métabasites du Groupe Rakovek des Gemerides (Carpatés Occidentales). – IGCP 5; Newsletter, **3**; 5–6; Beograd 1981.
- BAJANIK, S., VOZAROVA, A. & REICHWALDER, P.: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spissko-germerskom rudohori. – Geol. práce, Spr., **75**; 27–56; Bratislava 1981.
- BALLA, Z.: Plate tectonics interpretation of the South Transdanubian Ultramafics. – Acta Min. Petr., **25**; 3–24; Budapest 1981.
- BALOGH, K., ARVA-SOOS, E. & BUDA, G.: Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). – Anarul Inst. Geol. si Geofiz., **61**; 359–364; Bucarest 1983.
- BALOGH, K. & BARABAS, A.: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Min. Petr., **20**; 191–207; Budapest 1972.
- BALOGH, K. & KOZUR, H.: The Silurian and Devonian in the surroundings of Nekézseny (Southernmost Uppony Mts., Northern Hungary). – Acta Min. Petr., **27**; 193–212; Budapest 1985.
- BALOGH, K., KOZUR, H. & PELIKAN, P.: Die Deckenstruktur des Bükkgebirges. – Geol. Paläont. Mitt., **13**; 89–96; Innsbruck 1984.
- BANDEL, K.: Paläoökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – Palaeontographica, (A), **141**; 1–117; Stuttgart 1972.
- BARD, J.P., BURG, J.P., MATTE, PH. & RIBEIRO, A.: La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. – In: COGNE, J. & SLANSKY, M. (Eds): Geology of Europe from Precambrian to posthercynian sedimentary basins. – Coll. C 6; Publ. 26. Congr. Geol. Int., 233–280; Villeneuve D'Ascq, 1980.
- BARGOSSI, G.M., D'AMICO, C. & VISONA, D.: Hercynian plutonism in the Southern Alps. A brief report. – IGCP 5; Newsletter **1**; 9–32; Padova 1979.
- BAUDELOT, S., BOUILLIN, P. & COIFFAIT, P.: Découverte d'Ordovicien inférieur daté par Acritarches dans l'Ouest de la Petite Kabylie (Algérie): conséquences structurales. – C. R. Acad. Sc., **293**; 611–614; Paris 1981.
- BAUDELOT, S., BOUILLIN, J.P. & MAJESTE-MENJOUAS, C.: Données récentes sur le Paleozoïque du Massif de la Sila (Calabre, Italie). – IGCP 5; Newsletter, **6**; 9–10; Barcelona 1984.
- BAUDELOT, S. & GERY, B.: Géologie, découverte d'Acritarches du Cambrien supérieur et du Trémadoc dans le massif ancien de Grande Kabylie (Algérie). – C. R. Acad. Sc. **288**; 1513–1516; Paris 1979.
- BECCALUVA, L., CIVETTA, L., MAGGIOTTA, G. & RICCI, C.A.: Geochronology in Sardinia: results and problems. – Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrogr., **40**; 57–72; Rom 1985.
- BECKER, L.P. & KLEINSCHMIDT, G.: Geotraverse B (Austria): The crystalline of the Middle Austro-Alpine unit. – IGCP 5; Newsletter, **4**; 16–22; Bratislava 1982.
- BECKER, L.P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, F.P. & SCHRAMM, J.M.: Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 69–106; Bratislava 1987.
- BEIL-GRZEGORCZYK, F.: Petrographie, Genese und Stratigraphische Stellung des „Pophymaterialschiefers“ am Nordrand des Tauernfensters zwischen Hintertux und Gerlospaß. – Jb. Geol. B.-A., **131**; 219–230; Wien 1988.
- BELLIENI, G. & SASSI, F.P.: New chemical data and a review on the South-Alpine "Pre-Hercynian Rhyolitic Plateau" in the Eastern Alps. – IGCP 5; Newsletter, **3**; 23–27; Beograd 1981.
- BELLIENI, G. & VISONA, D.: Metamorphic evolution of the Austroalpine schists outcropping between the intrusive masses of Vedrette di Ries (Rieserferner) and Cima di Vila (Zinsnock) (Eastern Alps – Italy). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., (1988), 586–602; Stuttgart 1981.
- BELOV, A.A., GATINSKY, Y.G. & MOSSAKOVSKY, A.A.: A precis on pre-Alpine tectonic history of Tethyan paleoceans. – Tectonophysics, **127**; 197–211; Amsterdam 1986.
- BELOV, A.A., SOMIN, M.L. & ADAMIA, Sh.A.: Precambrian and Paleozoic of the Caucasus (brief synthesis). – Jb. Geol. B.-A., **121**; 155–175; Wien 1978.
- BERCIA, I. & BERCIA, E.: The crystalline of the danube domain from the Banat (Romania). – Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Géologie, **24**; 3–13; Bukarest 1980.
- BERCIA, I., KRÄUTNER, H. & MURESAN, M.: Pre-mesozoic metamorphites of the east Carpathians. – Ann. Inst. Geol. Geophys., Spec.Pap., 25th Int. Geol. Congr., **50**; 38–69; Bukarest 1976.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., CANTAGREL, J.-M. & DUTHOU, J.-L.: Radiometric evidence for an Acadian tectonometamorphic event in Western Massif Central Français. – Contrib. Mineral. Petrol., **61**; 199–212; Berlin 1977.
- BESENECKER, H., DÜRR, ST., HERGET, G., JACOBSHAGEN, V., KAUFFMANN, G., LÜDTKE, G., ROTH, W. & TIETZE, K.-W.: Geologie von Chios Ägäis – Ein Überblick. – Geol. Palaeont., **2**; 121–150; Marburg/Lahn 1968.
- BEZAK, V. & VOZAROVA, A.: Geotraverse C: lithostratigraphic column of the southern part of the Veporic. – IGCP 5; Newsletter, **4**; 23–25; Bratislava 1982.
- BIBIKOVA, E.V., CAMPBELL, B., KORIKOVSKY, S.P., BROSKA, I., GRACHEVA, T.V., MAKAROV, V.A. & ARKAEIANTS, M.M.: U-Pb and K-Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohut zone of Veporides). – Geologicky Zbornik, Geologica Carpathica, **39**; 147–157; Bratislava 1988.
- BIGNOT, G., KODRA, A., NEUMANN, M. & PIRDENI, A.: Le permien supérieur des Alpes Albanaises. Etude préliminaire. – C.R. Acad. Sc., **295**; 883–886; Paris 1982.
- BINGÖL, E.: Western Anatolia and Trace. – 6. Coll. Geol. Aegean Reg., Exc. Guide, 25 S., Izmir 1977.
- BLEAHU, M.: Corelarea depozitelor paleozoice din muntii Apuseni. – As. Soc. Géol. Carpatobalkanique, V. Congr., 75–79; 1963.
- BLEAHU, M.: Structural position of the Apuseni mountains in the alpine system. – Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., **20**; 7–19; Bukarest 1976.
- BODINIER, J.-L., GIRAUD, A., DUPUY, C., LEYRELOUP, A. & DOSTAL, J.: Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture méridionale hercynienne: Massif central français et Chambrousse (Alpes). – Bull. Soc. géol. France, (8)2; 115–123; Paris 1986.
- BOGNOLI, G. & TONGIORGI, M.: New fossiliferous Silurian (Mt. Corchia) and Devonian (Monticiano) layers in the Tuscan Paleozoic. – Mem. Soc. Geol. It., **20**; 301–313; Rom 1979.
- BOJANOV, I.: The Rhodope massif. – In: MAHEL, M. (Ed.): Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, 342–345; Bratislava 1974.
- BONCEV, A.: Moesian platform. – In: MAHEL, M. (Ed.): Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, 449–453; Bratislava 1974.
- BONCEV, E.: Aperçu général sur la tectonique des Balkans. – Geol. Balc., **16**; 3–32; Sofia 1986.
- BONCEV, E.: Main ideas in the tectonic synthesis of the Balkans. The lithospheric plates and the collision space between them. – Geol. Balc., **17**; 9–20; Sofia 1987.

- BONCEV, E.: Notes sur la tectonique alpine des Balkans. – Bull. Soc. géol. France, (8), **4**; 241–249; Paris 1988.
- BONNEAU, M.: Correlation of the Hellenide nappes in the southeast Aegean and their tectonic reconstruction. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. Sci. Publ. **17**; 517–527; Oxford 1984.
- BORDEA, S. & BORDEA, J.: Contributions to the knowledge of the Permian formations in the western part of the Bihor mountains. – D.S. Inst. Geol. Geofiz., **69**; 29–38; Bukarest 1982.
- BORIANI, A., GIOBBI, O. & DEL MORO, A.: Composition, level of intrusion and age of the "serie dei laghi" orthogneisses (Northern Italy – Ticino, Switzerland). – Soc. Ital. Min. Petr., **38**; 191–205; Rom 1981.
- BORIANI, A. & ORIGONI, G.E.: High-grade regional metamorphism, anatexis, degranitisation and the origin of the granites: an example from the south-alpine basement. – Proc. 27th Int. Geol. Congr., **9**; 41–66; Utrecht 1984.
- BORIANI, A., COLOMBO, A. & MACERA, P.: Radiometric geochronology of Central Alps. – Rendiconti Soc. Ital. Mineral. Petrol., **40**; 139–186; Rom 1985.
- BORIANI, A. & SACCHI, R.: The Western Southalpine Basement and its tectonic setting. – 2. Worksh. Eur. Geotr. Proj., Proc., 87–92; Rom 1985.
- 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 geo-petrologic data. – Mem. Soc. Geol. It., **12**; 549–571; Rom 1973.
- 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). – Consiglio Nazionale Delle Ricerche, **32**; 3–17; Rom 1978.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G.: New radiometric data from the Eastern alps. – Mem. Soc. Geol. It., **20**; S. 21; Rom 1979.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G.: On the existence of Hercynian aprites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps). – N. Jb. Miner. Mh., 501–514; (1980) Stuttgart 1980.
- BOSSIERE, G.: Un complexe métamorphique polycyclique et sa blastomylonitisation. – These Inst. Sci. Nat. Univ. Nantes, 274 S., Nantes 1980.
- BOSSIERE, G.: Pétrologie d'un granite génétiquement lié au foctionnement d'une zone blastomylonitique de haute pression: le granite de Sidi Ali bou Nab. (Grande Kabylie, Algérie). – Bull. Soc. géol. France, **8**; (1), 239–247; Paris 1985.
- BOSSIERE, G. & PEUCAT, J.-J.: Structural evidence and Rb-Sr, ^{39/40}Ar mica ages relationships for the existence of an Hercynian deep crustal shear zone in Grande Kabylie (Algeria) and its alpine reworking. – Tectonophysics, **121**; 277–294; Amsterdam 1986.
- BOULIN, J.: Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. – Tectonophysics, **148**; 253–278; Amsterdam 1988.
- BOUILLIN, J.-P.: Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides. – C. R. Acad. Sc., **296**; 1329–1332; Paris, 1983.
- BOUILLIN, J.-P.: Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrébides en Calabre; conséquences sur la paléo-géographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes. – Revue Geol. Dynam. Geogr. Phys., **25**; 321–338; Paris, 1984a.
- BOUILLIN, J.-P.: Recapitulation de données sur la chronologie des événements métamorphiques dans le socle Kabyle (Algérie). – IGCP 5; Newsletter, **6**; 21–26; Barcelona 1984b.
- BOUILLIN, J.-P.: Le "bassin Maghrébin": sur ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. – Bull. Soc. géol. France, (8), **2**; 547–558; Paris, 1986.
- BOUILLIN, J.-P. & PERRET, M.-F.: Datation par Conodontes du Carbonifère inférieur et mise en évidence d'une phase tectonique bretonne en Petite Kabylie (Algérie). – C.R. Acad. Sci., **295**; 47–50; Paris 1982.
- BOUILLIN, J.-P., BAUDELLOT, S. & MAJESTE-MENJOULAS, C.: Mise en évidence du Cambro-Ordovicien en Calabre centrale (Italie). Affinités paléogéographiques et conséquences structurales. – C. R. Acad. Sc., **298**; 89–92; Paris, 1984.
- BOUILLIN, J.-P., BROQUET, P. & TUBIA, J.-M.: La thermoluminescence des quartz en nodules des migmatites associées à la mise en place des péridotites d'Anadalousie (Espagne) et de Petite Kabylie (Algérie): un marqueur du déplacement du bloc d'Alboran. – C.R. Acad. Sci., **305**; 287–291; Paris 1987a.
- BOUILLIN, J.-P., DURAND-DELGA, M. & OLIVIER, Ph.: Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages. – In: WEZEL, F.-C. (Ed.): The Origin of Arcs, 281–304; Amsterdam 1986.
- BOUILLIN, J.-P., MAJESTE-MENJOULAS, C., BAUDELLOT, S., CYGAN, C. & FOURNIER-VINAS, Ch.: Les formations Paléozoïque de l'arc Calabro-Peloritain dans leur cadre structural. – Bull. Soc. Geol. It., **106**; 683–698; Rom 1987b.
- BOUILLIN, J.-P., BOSSIERE, G., BOURROUILH, R., COUTELLE, A., DURAND-DELGA, M., GELARD, J.-P., RAOULT, J.-F., RAYMOND, D. & TEFIANI, M.: Mise au point sur l'âge des socles métamorphiques Kabyles (Algérie). – C.R. Acad. Sc., **298**; 665–660; Paris, 1984.
- BOURROUILH, R.: Sédimentologie, stratigraphie et tectonique de l'île de Minorque et du NE Majorque (Balears, Espagne). La terminasion NE des Cordillères bétiques en Méditerranée occidentale. – Travaux Department Géologie Structurale Université de Paris VI, 822 S., Paris, 1973.
- BOURROUILH, R.: Data on the correlations of the upper paleozoic series of the internal Kabylian massifs (Algeria). – Programme Working Meeting Caucasus, Abstracts, 23–24; 1982.
- BOURROUILH, R. & GORSLINE, D.S.: Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the Western Mediterranean. – Geol. Soc. Amer. Bull., **90**; 1074–1083; Boulder 1979.
- BOURROUILH, R. & LYS, M.: Sédimentologie et micropaléontologie d'olistostromes et coulées boueuses du Carbonifère des zones internes bético-kabylo-rifaines (Méditerranée occidentale). – Ann. Soc. Geol., **52**; 87–94; Paris 1976.
- BOURROUILH, R. & MIROUSE, R.: Pyrénées, Montagne Noire, Mouthoumet, Corse, Introduction aux travaux du français. – IGCP 5; Newsletter, **5**; 197–294; Szeged 1983.
- BOURROUILH, R., COCOZZA, T., DEMANGE, M., DURAND-DELGA, M., GUEIRARD, S., GUITRARD, G., JULIVERT, M., MARTINEZ, F.J., MASSA, D., MITROUSE, R. & ORSINI, J.B.: Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée. – In: COGNE, J. & SLANSKY, M. (Eds): Geology of Europe from Precambrian to posthercynian sedimentary basins. Coll. C 6; Publ. **26**. Congr. Geol. Int. 159–188; Villeneuve D'Ascq 1980.
- BOUYZ, E.: Extension de la bordure septentrionale du Gondwana en Europe occidentale durant le Paléozoïque ancien. Le problème de ses rapports avec l'Europe du Nord. – Ann. Soc. Geol. Nord, **107**; 67–80; Parution 1988.
- BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Der geologische Aufbau des Schlernggebietes und seiner weiteren Umgebung. – Exkursionsführer Jahrestagung ÖGG, 1–42; Innsbruck 1982.
- BRIDGE, J., KENT, D., LAPOINTE, P., LIVERMORE, R., ROY, J., SEGUIN, M., SMITH, A., VAN DER VOO, R. & WATTS, D.: Paleomagnetic constraints on the evolution of the Caledonian–Appalachian Orogen. – In: HARRIS, A. & FETTES, D. (Eds): The Caledonian – Appalachian Orogen, Geol. Soc. Spec. Publ., **38**; 35–48; Oxford 1988.
- BUCHROITHNER, M., FLÜGEL, E., FLÜGEL, H.W. & STATTEGGER, K.: Mikrofazies, Fossilien und Herkunft der Kalk-Gerölle im Karbon-„Flysch“ der Betschen Kordilleren, Spanien. – Facies, **2**; 1–54; Erlangen 1980a.
- BUCHROITHNER, M., FLÜGEL, E., FLÜGEL, H.W. & STATTEGGER, K.: Die Devongerölle des paläozoischen Flysch von Menorca und ihre paläogeographische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **159**; 172–224; Stuttgart 1980b.
- BUGGISH, W. & FLÜGEL, E.: Die Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. Verbreitung, geologische Situation und Gelände-

- debefunde. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen, **36**; Sh. Carinthia II, 13–50; Klagenfurt 1980.
- BURCHFIELD, B.C. & BLEAHU, M.: Geology of Romania. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **158**; 82 S., Boulder 1976.
- BURG, J.P., LEYRELOUP, A., MARCHAND, J. & MATTE, Ph.: Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in the Variscan Tect. of the North Atlantic Region. – In: HUTTON, D. & SANDERSON, D.: Variscan Tectonics of the North Atlantic Region, Geol. Soc. Spec. Publ., **14**; 47–61; Oxford 1984.
- BURG, J.P. & MATTE, P.J.: A Cross Section through the French Massif Central and the Scope of its Variscan Geodynamic Evolution. – Z.d.t.geol. Ges., **129**, 429–460; Stuttgart 1978.
- BURRETT, C.: Ordovician biogeography and continental drift. – Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol., **13**; 161–201; Amsterdam 1973.
- BUTTERSACK, E. & BOECKELMANN, P.: Palaeoenvironmental evolution during the Upper Carboniferous and the Permian in the Schuller-Trogkofel Area (Carnic Alps, Northern Italy). – Jb. Geol. B.-A., **126**; 349–358; Wien, 1984.
- CAGLAYAN, M.A., INAL, R.N., SENGÜN, M. & YURTSEVER, A.: Structural setting of Bitlis Massif. – In: TEKELI, O. & GÖNCÜOĞLU, M. (Eds.): Geology of the Taurus Belt, Proceedings, 245–254; Ankara 1984.
- CAMBEL, B., MARTINY, E. & MIKLOS, J.: Alkalic metals in granodiorites of the Modra Massif altered by alkaline metasomatism (Male Karpaty Mts.). – Geol. Zbornik, Geol. Carpath., **35**; 693–704; Bratislava 1984.
- CAMBEL, B.: Magmatic rock-formations in the West Carpathians and their metamorphic effects. – Geol. Zbornik. Geol. Carpathica, **39**; 131–140; Bratislava 1989.
- CAMBEL, B., BAGDASARYAN, G.P., GUKASYAN, R.K. & DUPELJ, J.: Age of granitoids from the Kohut veporic zones according to Rb-Sr isochrone analysis. – Geol. Zbornik, **39**; 131–146; Bratislava 1988.
- CANTELLI, C., SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C.: Somersione delle di addaforme a rifting devono-dinantiano e namuriano nella geologia del passo di M. Croce carnico. – In: CARDIN, A.: List of Publications 1976–1987. – IGCP 5, Special Issue; 109 S., Padova 1989 (cum lit.)
- CASTELLARINI, A. & VAI, G.B. (Eds): Guida Geol. Sudalpino centro-orientale Reg. S.S.I., 293–303; Bologna 1981.
- CARMIGNANI, L., COCOZZA, T., GHEZZO, C., PETRUSATI, P.C. & RICCI, C.A.: Outlines of the Hercynian Basement of Sardinia. – IGCP 5; Newsletter 1986; 11–21; Sardinia 1986.
- CASSINS, G., MASSARI, F., NEN, C. & VENTURINI, C.: The Continental Permian in the Southern Alps (Italy) A Review. – Z. geol. Wiss., **16**; 1117–1126; Berlin 1988.
- CASTELLARIN, A. & VAI, G.B.: Importance of Hercynian tectonics with the framework of the Southern Alps. – J. Struct. Geol., **3**; 477–486; Oxford 1981.
- CHALOUAN, A.: Paleozoic nappes of the Ghomarides (Internal Rif Mts., Morocco): review of stratigraphy, paleogeography, and Variscan structurations. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECUCLA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 107–134; Bratislava 1987.
- CLIFF, R.A.: Uranium-lead isotopic evidence from Zircons for Lower Paleozoic tectonic activity in the Austroalpine nappe, the Eastern Alps. – Contr. Miner. Petrol., **71**; 283–288; Berlin 1980.
- CLIFF, R.A.: Pre-alpine history of the Pennine zone in the Tauern window, Austria: U-Pb and Rb-Sr-Geochronology. – Contr. Miner. Petrol., **77**; 262–266; Berlin 1981.
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E. & WRIGHT, R.: Structural metamorphic and geochronological studies in Reisseck and Southern Plankogel Groups, the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., **114**; 121–272; Wien 1971.
- COCKS, L.R.M. & FORTEY, R.A.: Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. – J. geol. Soc. **139**; 465–478; London 1982.
- COCOZZA, T., DECANDIA, F.A., LAZZAROTTO, A., PASINI, M. & VAI, G.B.: The marine Carboniferous sequence in Southern Tuscany: Its bearing for Hercynian paleogeography and tectofacies. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECUCLA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 135–144; Bratislava 1987.
- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, M.: Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – Mitt. österr. Geol. Ges., **71/72**; 343–378; Wien 1980.
- CORTESOGNO, L.: Metamorfismo et magmatismo prealpini nel basamento e nel tegumento delle alpi liguri. – Mem. Soc. Geol. It., **28**; 79–94; Rom 1984.
- CORTESOGNO, L., DALLAGIOVANNA, G., VANNUCCI, R. & VANOSI, M.: Volcanisme, sédimentation et tectonique pendant le Permo-Carbonifère en Briançonnais ligure: Une revue. – Eclogae geol. Helv., **81**; 487–510; Basel 1988.
- DAL PIAZ, G.V. & LOMBARDO, B.: Review of radiometric dating in the Western Italian Alps. – Rendiconti Soc. Ital. Miner. Petrol., **40**; 125–138; 1985.
- DAL PIAZ, G.V., RAUMER, J. v., SASSI, F.P., ZANETTIN, B. & ZANFERRARI, A.: Geological outline of the Italian Alps. – In: SQUYRES, C. (Eds): Geology of Italy, 299–375; Castelfranco Venetia 1975.
- D'AMICO, D.: General picture of Hercynian magmatism in the Alps, Calabria-Peloritani and Sardinia-Corsica. – IGCP 5; Newsletter **1**; 33–68; Padova 1979.
- D'AMICO, D. & ROTTURA, A.: Occurrence of late-hercynian peraluminous granites in the Southern Alps. – Soc. Ital. Min. Petr., **38**; 27–33; Rom 1981.
- DAVOUDZADEH, M. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Contribution to the paleogeography, stratigraphy and tectonics of the Upper Paleozoic of Iran. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **175**; 121–146; Stuttgart 1987.
- DAVOUDZADEH, M., LENSCH, G. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Contribution to the paleogeography, stratigraphy and tectonics of the Infracambrian and Lower Paleozoic of Iran. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **172**; 245–269; Stuttgart 1986.
- DEL MORO, A. & VISONA, D.: The epiplutonic Hercynian Complex of Bressanone (Brixen, Eastern Alps, Italy). Petrologic and radiometric data. – N. Jb. Miner. Abh., **145**; 66–85; Stuttgart 1982.
- DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G.: Preliminary results on the radiometric age of the Hercynian metamorphism in the South-Alpine basement of the Eastern Alps. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1980**; 707–718; Stuttgart 1980.
- DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G.: Acidic gneisses from Plan de Coronas area, and chronological data on South-Alpine basement in Pusteria (Eastern Alps). – Mem. Inst. Geol. Miner. Univ. Padova, **36**; 403–412; Padova 1984.
- DEL MORO, A., PARDINI, G., MACCARRONE, E. & ROTTURA, A.: Studio radiometrico Rb-Sr di granitoidi peraluminosi dell'arco calabro-peloritano. – Soc. Ital. Min. Petr., **38**; 1015–1026; Rom 1982.
- DEL MORO, A., MACCARRONE, E., PAGLIONICO, A., PICCARRETA, G. & ROTTURA, A.: Phanerozoic granulites from the Calabrian arc, Southern Italy. Implication for the lower crust development. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECUCLA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 145–168; Bratislava 1987.
- DEMANGE, M.: La Montagne Noire: Géotransverse A1 et coupes stratigraphiques de correlations (S.C.F.). – IGCP 5; Newsletter, **5**; 267–277; Szeged, 1983.
- DEMIRTASLI, E.: Stratigraphic correlation of the lower paleozoic rocks of Iran, Pakistan and Turkey. – Congr. Earth Sci. Pap., 210–227; Ankara 1975.
- DEMIRTASLI, E.: Summary of the Paleozoic stratigraphy and Variscan events in the Taurus Belt. – IGCP 5; Newsletter, **3**; 44–57; Beograd 1981.
- DEMIRTASLI, E.: Stratigraphic evidence of Variscan and early Alpine tectonics in Southern Turkey. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. Spec. Publ. **17**; 129–145; Oxford 1984a.

- DEMIRTASLI, E.: Stratigraphy and tectonics of the area between Silifke and Anamur, Central Taurus Mountains. – In: TEKELI, O. & GÖNÇÜOĞLU, M. (Eds.): *Geology of Taurus Belt*, Proc., 101–118; Ankara 1984b.
- DEMIRTASLI, E., CATAL, E., DIL, N., KIRAGLI, C. & SALAN, A.: Carboniferous of the Silifke Area. – *Guidebook Field Excursion Carboniferous Stratigraphy*, IUGS Subcom. Carbonif. Strat., 31–38; Ankara 1978a.
- DEMIRTASLI, E., CATAL, E., DIL, N., KIRAGLI, C. & J., ZOËNSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P. & BIJU-DUVAL, J.P.: Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. – *Tectonophysics*, **123**; 241–315; Amsterdam 1986.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L., RICOU, L., KNIPPER, A., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I., GEYSSANT, J., LEPREVIER, C., PECHERSKY, D., BOULIN, J., SIBUET, J., SAVOSTIN, L., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M., LAUER, J. & BIJU-DUVAL, B.: Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. – *Tectonophysics*, **123**; 241–315; Amsterdam 1986.
- DIL, N. & KONYALI, Y.: Carboniferous of Zonguldac Area. – *Guidebook Field Excursions Carboniferous Stratigraphy*, IUGS Subcom. Carbonif. Strat., 5–23; Ankara 1978.
- DIMITRESCU, R.: Les terrains métamorphiques des Monts Apuseni (Roumanie). – I. Formations préhercyniennes. – *Geol. Zbornik, Geol. Carpath.*, **27**; 347–354; Bratislava 1976.
- DIMITRESCU, R.: Early Caledonian event in the pre-alpine metamorphic sequences of the Romanian Carpathians. – *Acta Min. Petr. Szeged*, **27**; 59–70; Szeged 1985.
- DIMITRIJEVIC, M.D.: Structure des terrains paléozoïques d'Ivanjica (Serbie, Yougoslavie). – *Bull. Soc. géol. France* (7), **9**, 894–903, Paris 1969.
- DIMITRIJEVIC, M.D.: Hercynian Metamorphism in the Central Part of the Balkan Peninsula. – *Zdt. Geol. Ges.*, **123**; 329–335; Stuttgart 1972.
- DIMITRIJEVIC, M.D.: The Serbo-Macedonian massif. – In: MAHEL, M. (Ed.): *Tectonics of the Carpathian Balkan Regions*, 291–296; Bratislava 1974.
- DIMITRIJEVIC, M.D.: Geology of Eastern Yugoslavia: A short review. – *Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belt*, 1–44; Beograd 1983.
- DIMITRIJEVIC, M.D. & LJOKOVIC, I.: Pre-Triassic position of the eastern Dinarides. – *Jubil. simp.*, **20**; 37–49; Beograd 1980.
- DI SABATINO, B., NEGRETTI, G. & POTENZA, L.: Metamorfismo ercinico ed alpino negli affioramenti del passo del cerreto (appennino tosco-emiliano). – *Mem. Soc. Geol. It.*, **20**; 117–121; Rom 1979.
- DIXON, J.E. & DIMITRIADIS, S.: Metamorphosed ophiolitic rocks from the Serbo-Macedonian Massif, near Lake Volvi, Northeast Greece. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.): *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **17**; 603–618; Oxford 1984.
- DJOKOVIC, I.: General features of the Drina-Ivanjica Paleozoic. – *Ann. Geol. Penin. Balk.*, **49**; 11–160; Beograd 1985.
- DOERT, U. & KOWALCZYK, G.: Die permischen Schichten südlich Kalamata (Messenien/Peloponnes). – *Geol. Bl. NO-Bayern*, **34/35**; 675–698; München 1985.
- DOKOVIC, I.: The Birac Formation. – In: DIMITRIJEVIC, M.N. & DIMITRIJEVIC, M.D. (Eds.): *The turbiditic basins of Serbia*, 15–24; Beograd 1987.
- DOKOVIC, I. & PESLIC, L.: Correlation of Jadar and Drina/Ivanjica Palaeozoic Formation. – *Ann. Geol. Penin. Balk.*, **19**; 253–260; Beograd 1985.
- DUMONT, J.F.: Les deux types de soubassements paléozoïques dans la coupole de Karacahisar (région d'isparta, turquie) et leur séparation par un accident anté-triasique. – *Bull. Min. Res. Explor. Inst. Turkey*, **90**; 77–81; Ankara 1978.
- DUMONT, J.F. & LYS, M.: Description d'une série carbonifère située dans un contexte autochtone; Göller Bölgesi Egridir. – *Congr. Earth Sci.*, 198–209; Ankara 1975.
- DURAND-DELGA, M.: Principaux traits de la corse alpine et correlations avec les alpes ligures. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**; 285–329; Rom 1984.
- DURAND-DELGA, M., CLEMENT, B. & FERRIERE, J.: Réunion extraordinaire de la société géologique de France en bulgarie. – *Bull. Soc. géol. France*, (8), **4**; 201–225; Paris 1988.
- DÜRR, S.: Über Alter und geotektonische Stellung des Mendere-Kristallins/SW-Anatolien und seine Aequivalente in der mittleren Aegaesis. – *Habilitations-Schrift*, 107 S., Marburg/L., 1975.
- EBNER, F.: Die sedimentäre Entwicklung des Unterkarbons in Österreich. – *ÖAW, Ergebnisse Schriftenreihe Erdw. Komm.*, **3**; 179–190; Wien 1978.
- EBNER, F.: Paleozoic phyllitic units in the Austrides of the Eastern Alps (Geotraverse B). – *IGCP 5; Newsletter* **4**; 30–31; Bratislava 1982.
- EBNER, F.: Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1; 1a und Arnwiesen 1 (Oststeirisches Tertiärbecken). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**; 563–573; Wien 1988.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & FLÜGEL, H.W.: Zur Kenntnis der Devonkalk-Gerölle von Boroviza bei Belogradcik (NW-Bulgarien). – *Rev. Bulg. Geol. Soc.* **37**; 249–255; Sofia 1976.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Geotraverse B in Austria: location and models of documentation. – *IGCP 5; Newsletter* **2**; 109–120; Padova 1980.
- EBNER, F., FENNINGER, A., HOLZER, H.-L., NEUBAUER, F.R. & STATTEGGER, K.: Stratigraphic Correlation Forms (SCF) of the Austrian part of Geotraverse B. – *IGCP 5; Newsletter* **3**; 58–60; Beograd 1981.
- EBNER, F., NEUBAUER, F. & STATTEGGER, K.: The Caledonian event in the Eastern Alps: A review. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds.): *Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts*, 169–182; Bratislava 1987.
- EDEL, J.B., MONTIGNY, R., ROYER, J.Y., THUIZAT, R. & TROLARD, F.: Paleomagnetic investigations and K-Ar dating on the Variscan plutonic massif of the champ du feu and its volcanic-sedimentary environment, Northern Vosges, France. – *Tectonophysics*, **122**; 165; 185; Amsterdam 1986.
- EICHMÜLLER, K. & SEIBERT, P.: Faziesentwicklung zwischen Tournai und Westfal D im Kantabrischen Gebirge. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **135**; 163–191; Stuttgart 1984.
- ENGEL, A.E.J., DIXON, T.H. & STERN, R.J.: Late Precambrian evolution of Afro-Arabian crust from ocean arc to craton. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **91**; 699–706; Boulder 1980.
- ENGEL, W. & FRANKE, W.: Flysch-Sedimentation: Its Relations to Tectonism in the European Variscides. – In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (Eds.): *Intracontinental Fold Belts*, 289–321; Berlin 1983.
- FABRE, J., SCHADE, J., BAUDIN, T., DESMONS, J., MERCIER, D. & PERRUCCIO-PARISON, M.D.: Relics of pre-Mesozoic events in the Briançon zone (Northern French Alps). – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds.): *Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts*, 183–208; Bratislava 1987.
- FANINGER, E.: Plutonic Emplacement in the Eastern Karavanke Alps. – *Geologija*, **21**; 81–87; Ljubljana 1978.
- FEIST, R.: Das Altpaläozoikum Südfankreichs. – *ÖAW; Ergebnisse Schriftenreihe Erdw. Komm.*, **3**; 191–200; Wien 1978.
- FERRARA, G. & TONARINI, S.: Radiometric geochronology in Tuscany: results and problems. – *Rendi. Soc. Ital., Miner. Petrol.*, **40**; 111–124; Rom 1985.
- FILIPOVIC, I.: Paleozoik severozapadne Srbije – The Paleozoic Beds of Northwestern Serbia. – *Geol. Razpr. Porocila*, **17**; 229–252; Beograd 1974.
- FILIPOVIC, I., PAJIC, V. & STOJANOVIC, S.: Biostratigraphy of the Devonian in Northwest Serbia. – *Rasprave Zavod. Geol. Geofiz. Istraz., Mem. Serv. Geol. Geofiz.*, **12**; 5–91; Beograd 1975.

- FILIPOVIC, I. & PESIC, L.: New data on Olistostrome Formations in Western Serbia. – *Ann. Géol. Pén. Balkanique*, **51**; 231–236; Beograd 1987.
- FINGER, F. & RICHTER: Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) some aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes. – *Geodinamica Acta*, **2**, 75–87; Paris 1988.
- FLÜGEL, E.: Fazies-Interpretation der unterpermischen Sedimente in den Karnischen Alpen. – *Carinthia II.*, **164/84**; 43–62; Klagenfurt 1974.
- FLÜGEL, E.: Die Mikrofazies der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): *Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen*, **36**. Sh. Carinthia II, 51–111; Klagenfurt 1980.
- FLÜGEL, E. & HERBIG, H.-G.: Mikrofazies und Fossilinhalt karbonischer Kalk-Gerölle aus dem Paläozoikum des Rif (Marokko)- Ein Beitrag zur Paläogeographie der west-mediterranen Paläotethys. – *Fazies*, **19**; 271–300; Erlangen 1988.
- FLÜGEL, E., KOCHANSKY-DEVIDE, V. & RAMOV, A.: A Middle Permian Calcsponge/Algal/Cement Reef: Straza near Bled, Slovenia. – *Facies*, **10**; 179–256; Erlangen 1984.
- FLÜGEL, H.W.: Einige Probleme des Varizikums von Neo-Europa. – *Geol. Rdsch.*, **64**; 1–62; Stuttgart 1975.
- FLÜGEL, H.W.: Some remarks to the postvariscic transgressions and the age of the Variscic phases in the Alps. – *ÖAW, Ergebnisse Schriftenreihe Erdw. Komm.*, **3**; 171–178; Wien 1978.
- FLÜGEL, H.W.: Die paläozoische Tethys: Fakten, Fiktionen, Fragen. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **74/75**; 83–100; Wien 1981.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Steiermark. – Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark 1:200 000. – *Geol. B.-A.*, **127** S., Wien, 1984.
- FOLEA, I. & KRÄUTNER, H.G.: Present state of the research of Precambrian and Paleozoic metamorphic rocks in the Romanian Carpathians. – *IGCP 5; Newsletter*, **4**; 32–37; Bratislava 1982.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379–406; Wien 1987.
- FRIMMEL, H.: Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – *Mitt. Ges. Geol. Berbaustud. Österr.*, **32**; 39–65; Wien 1986.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F.: Paläozoische Terranes in den Ostalpen. – 3. Rundgespräch „Geodynamik des europäischen Varizikums“, Fribourg 1987.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F.: Pre-alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.* **230**; 91–100; Boulder 1989.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austro-alpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – *Geol. Rdsch.*, **73**; 47–68; Stuttgart 1984.
- FRISCH, W. & RAAB, D.: Early Paleozoic Back-Arc and Island-Arc Settings in Greenstone Sequences of the Central Tauern Window (Eastern Alps). – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**; 545–566; Wien 1987.
- FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & NEUBAUER, F.: Die Plankogel-Serie – ein voralpidische ophiolithische Sutur. – *Arbeitstagung Geol. B.-A.*, **1989**; 34–41; Wien 1989.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER, M., BRÜCKMANN, W. & HAISS, N.: Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex. – In: FLÜGEL, H.W., ŠASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): *Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts*, 209–226; Bratislava 1987.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Geodynamic aspects of the Silurian and Early Devonian sedimentation in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**; 359–367; Zürich 1989.
- FRIZZO, P.: Pre-Metamorphic Paleozoic mineralizations in the Austroalpine and South-Alpine basements of the Eastern Alps. Relationships between paleogeodynamics, stratigraphy and metallogenesis. – *IGCP 5; Newsletter*, **5**; 41–48; Szeged, 1983.
- GALLI, G.: Depositional environments in the Devonian limestones succession of the China Ombladet (Carnic Alps, Italy). – *Facies*, **12**; 97–112; Erlangen 1985.
- GAMKRELIDZE, I.P.: Nappe structures of the Caucasus. – In: MAHEL, M. (Ed.): *Alpine Structural Elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir Orogene Zone*, 95–114; Bratislava, 1982.
- GARECKIJ, R.G., KOLOCANOV, V.P. & TESCHKE, H.-J.: Vergleichende Tektonik der Westeuropäischen und Osteuropäischen Tafel. – *Z. angew. Geol.* **33**; 233–238; Berlin 1987.
- GARRASI, C. & WEITSCHAT, W.: Geologie von Nordwest-Karaburun (West-Anatolische Küste). – 6. Coll. Geol. Aegean Region, 117–184; Athen 1977.
- GARUTI, G., RIVALENI, G., ROSSI, A., SIENA, F. & SINIGOI, S.: The Ivrea-Verbano mafic ultramafic complex of Italian Western Alps: discussion of some petrological problems and a summary. – *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **36**; 719–749; Rom 1980.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: U-Pb zircon dating of alpine-type garnet peridotites example: Val Ultimo (Eastern Alps, Northern Italy). – *Geol. Survey*, **701**; 135–137; 1978.
- GEBAUER, D., BERNARD-GRIFFITHS, J. & GRÜNENFELDER, M.: U-Pb Zircon and Monazite dating of a mafic-ultramafic complex and its country rocks. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**; 292–300; Berlin 1981.
- GEBAUER, D., QUADT, A. & WILLIAMS, I.S.: Archean zircons in a retrograded eclogite of the Gotthard Massif. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**; 485–490; Zürich 1988.
- GEDIK, I.: A paleogeographic approach to the Devonian of Turkey. – *Devonian of the World*, **1**; 557–567; Atlane 1988.
- GELMINI, R.: A palaeogeographical reconstruction of the permo-triassic circum-tyrrhenian area. – *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**; 561–574; Rom 1985.
- GENC, S.: Geology of the region between Uludag and Izmik Lake. – In: ÇAKMAK, T. (Ed.): *Guide Book for the Field Excursion along Western Anatolia, Turkey*, 19–40; Ankara 1987.
- GHEZZO, C., GUASPARRI, G. & SABATINI, G.: Late Hercynian post-orogenic magmatism in the Sardo-Corsican microplate. – *IGCP 5; Newsletter* **1**; 69–82; Padova 1979.
- GIANELLI, G. & PUXEDDU, M.: An attempt at classifying the Tuscan Paleozoic: geochemical data. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **20**; 435–446; Rom 1979.
- GIESE, U.: Lower Paleozoic volcanic evolution at the north-western border of the Gurktal nappe, Upper Austroalpine, Eastern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**; 381–396; Zürich 1988.
- GIZYCKI, P.V. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Plutone im SW des Tauernfensters (Ostalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1978**; 657–673; Stuttgart 1978.
- GOCEV, P.: The place of Strandza in the Alpine structure of the Balkan Peninsula. – *Rev. Bulg. Geol. Soc.* **15**; 27–46; Sofia 1979.
- GOCEV, P.M.: On the problem of alpine zoning, vergence and other features of nappes in bulgaria and the eastern part of the balkan peninsula. – In: MAHEL, M. (Ed.): *Alpine Structural Elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir Orogene Zone*, 75–93; Bratislava 1982.
- GOCEV, P.M.: Strandzises. – *Geotect. Tectonoph.*, **18**; 28–54; Sofia 1985.
- GÖNCEOĞLU, M.C. & TURHAN, N.: Geology of the Bitlis Metamorphic Belt. – In: TEKELI, O. & GÖNCEOĞLU, M. (Eds.): *Geology the Taurus Belt Proceedings*, 237–244; Ankara 1984.
- GÖNCEOĞLU, M.C., ERENİL, M., TEKELI, O., AKSAY, A., KUSCU, I. & ÜRÜĞN, B.M.: Geology of the Armutlu Peninsula. – In: ÇAKMAK, T. (Ed.): *Guide Book for the Field Excursion along Western Anatolia, Turkey*, 12–18; Ankara 1987.
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Ch.: Die Laufnitzdorfer Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer

- Paläozoikum. – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **90**; 25–40; Graz 1982.
- GOLLNER, H. & ZIER, Ch.: Stratigraphic Correlation Forms of the Hochlantsch-facies (Hochlantscheinheit, Harberger Formation) in the Paleozoic of Graz (Austria, Geotraverse B). – IGCP 5; Newsletter, **4**; 38–40; Bratislava 1982.
- GOLLNER, H. & ZIER, Ch.: Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **128**; 43–73; Wien 1985.
- GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W.: The problem of the South Alpine clasts in the „Mittelsteierische Gosau“. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 156–163; Wien 1987.
- GOMEZ-PUIGNAIRE, M.T.: The distribution and significance of pre-Mesozoic metamorphism in the Betic Cordilleras (SE Spain, Nevado-Filabride Complex): Discussion of existence and intensity of the Alpine overprint. – IGCP 5; Newsletter, **6**; 57–64; Barcelona 1984.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M.T. & FRANZ, G.: Metamorphic evolution of the Paleozoic series of the Betic Cordilleras (Nevado-Filabride complex, SE Spain) and its relationship with the alpine orogeny. – Geol. Rdsch., **77**; 619–640; Stuttgart 1988.
- GRECULA, P.: Lithostratigraphy of the Lower Paleozoic of the eastern part of the Spissko-Gemerdske Rudohorie Mts. – IGCP 5; Newsletter, **6**; 125–164; Barcelona 1984.
- GRECULA, P.: Variscan and Pre-variscan units of the West Carpathians. – Excursion Guide, IGCP 5; 3–63; Bratislava 1985.
- GRECULA, P.: Variscan nappes in the tectonic framework of the Gemic unit, Western Carpathians. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 237–250; Bratislava 1987.
- GRECULA, P. & HOVORKA, D.: Early Paleozoic volcanism of the Western Carpathians. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 251–270; Bratislava 1987.
- GRUBIC, A.: An outline of Geology of Yugoslavia. – 26. Congr. Geol. Int., Guide-Book, 97 S., Paris 1980.
- GRUNDMANN, G.: Metamorphic evolution of the Habach Formation. A Review. – Mitt. österr. geol. Ges., **81**; 133–149; Wien 1989.
- GRÜNENFELDER, M., POPESCU, G., SORIDU, M., ARSENESCU, V. & BERZA, T.: K-Ar and U-Pb dating of the metamorphic formations and the associated igneous bodies of the central South Carpathians. – Ann. Inst. Geol. Geof., **61**; 37–46; Bukarest 1983.
- GÜVENC, T.: Permian of Turkey. – 6. Coll. Geol. Aegean Region, 263–281; Athen 1977.
- GÜVENC, T.: Stratigraphie du Carbonifère et du Permien de la nappe de Hadim. – 6. Coll. Geol. Aegean Region, 251–261; Athen 1977.
- GVIRTZMAN, G. & WEISSBROD, T.: The Hercynian geanticline of Helez and the Late Paleozoic history of the Levant. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.): The Geological Eastern Mediterranean, Geol. Soc. Spec. Publ. **17**; 177–186; Oxford 1984.
- HAIDOUTOV, I.: Ophiolites and island arc igneous rocks in the Caledonian basement of South Carpathian-Balkan region. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 279–292; Bratislava 1987.
- HAIDOUTOV, I., DAIEVA, L. & NEDJALKOVA, S.: Data on the composition and structure of Stara Planina ophiolite association in Ciprovci Area. – Geotect. Tectonophys. **18**; 3–27; Sofia 1985.
- HAIDOUTOV, I., TENCHOV, Y. & JANEV, S.: Lithostratigraphic subdivision of the Diabase-Phyllitoid Complex in the Berkovica Balkan Mountain. – Geol. Balc., **9**; 13–25; Sofia 1979.
- HALL, R. & AUDLEY-CHARLES, M.G.: The structure and regional significance of the Talea Ori, Crete. – J. Struct. Geol. **5**; 167–179; Oxford 1983.
- HAMMERSCHMIDT, K.: Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol. – Mem. Sci. Geol. Padova, **36**; 273–300; Padova 1981.
- HAMMERSCHMIDT, K. & STÖCKERT, B.: A K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study on white micas from the Brixen Quartzphyllite, Southern Alps. – Contr. Mineral. Petrol., **95**; 393–406; Berlin 1987.
- HANDY, M.R.: The structure age and kinematics of the Po-Pogallo Fault Zone; Southern Alps, northwestern Italy. – Eclogae geol. Helv., **80**, 593–632, Basel 1981.
- HARDER, H., JACOBSHAGEN, V., SKALA, W., ARAFEH, M., BERNDSEN, J., HOFMANN, A., KUSSEROW, H., SCHEDLER, H. & FLÜGEL, E.: Geologische Entwicklung und Struktur der Insel Skyros, Nord-Sporaden, Griechenland. – In: JACOBSHAGEN, V. (Ed.): Untersuchungen zur Geologie der Nord-Sporaden (Ägäisches Meer, Griechenland), 7–40; Berlin 1983.
- HARKOVSKA, A.V.: Comparative analysis of the Variscan and Late Alpine orogenic volcanism in Bulgaria. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine Mediterranean Mountain Belts, 271–278; Bratislava 1987.
- HAVLICEK, V., KRIZ, J. & SERPAGLI, E.: Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps, Middle Carinthia and Sardinia. – Boll. Soc. Paleont. It., **25**, 277–311; Modena 1987.
- HECHT, J.: Zur Geologie von Südost-Lesbos (Griechenland). – Diss. Univ. München, 64 S., München 1970.
- HEINISCH, H.: Der ordovizische „Porphyroid-Vulkanismus“ der Ost und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Diss. Univ. München, 253 S., München 1980.
- HEINISCH, H.: Preliminary report on early Paleozoic acid volcanism in the Eastern and Southern Alps. A Review. – IGCP 5; Newsletter 3; 80–88; Beograd 1981.
- HEINISCH, H.: Concepts for the geological evolution of Gailtalkristallin (Kärnten-Austria). – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 293–312; Bratislava 1987.
- HEINISCH, H.: Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone – Ostalpen. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**; 407–418; Zürich 1988a.
- HEINISCH, H.: Deformation und Metamorphose im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Deferegger Alpen, Österreich). – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**; 397–406; Zürich 1988 b.
- HEINISCH, H., SCHMIDT, K. & SCHUH, H.: Zur geologischen Geschichte des Gailtalkristallins im unteren Lesachtal westlich von Kötschach-Mauthen (Kärnten, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**; 477–486; Wien 1984.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K.: Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbühler Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **130**; 163–173, Wien 1987.
- HELVACI, C. & GRIFFIN, W.L.: Rb-Sr geochronology of the Bittlis Massif, Avnik (Bingöl) area, S.E. Turkey. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. Sci. Publ. **17**; 403–413; Oxford 1984.
- HENNINGSEN, D.: Zusammensetzung und Herkunft der sandigen Gesteine des Devons und Karbons von Menorca (Balearen, Mittelmeer). – N. Jb. Geol. Paläont. **1982**; 736–746; Stuttgart 1982.
- HENNINGSEN, D.: The Upper Devonian conglomerates of Menorca (Balearic Islands, Mediterranean). – N. Jb. Geol. Paläont. **1984**; 539–548; Stuttgart 1984.
- HENJES-KUNST, F. & KREUZER, H.: Isotopic Dating of Pre-Alpidic Rocks from the Island of Ios (Cyclades, Greece). – Contr. Min. Petr., **80**; 245–253; Berlin 1982.
- HERBIG, H.-G.: El carbonifere de las cordilleras beticas. – In: MARTINEZ-DIAZ, C. (Ed.): Carbonífero y Permico de España. – X. Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero, 343–356; Madrid 1983.

- HERBIG, H.-G.: Rekonstruktion eines nicht mehr existierenden Sedimentationsraumes – Die Kalkgerölle im Karbon-Flysch der Malagiden (Betische Kordillere, Südspanien). – *Facies*, **11**; 1–108; Erlangen 1984.
- HERBIG, H.G.: An Upper Devonian limestone slide block near Marbella (Betic Cordillera, Southern Spain) and the palaeogeographic relations between Malaguides and Menorca. – *Acta Geol. Hispanica*, **20**; 155–178; Madrid 1985.
- HERBIG, H.G. & MAMET, B.: Stratigraphy of the limestone boulders, Marbella Formation (Betic Cordillera, Southern Spain). – *C.R.10 Congr.Int.Strat. Geol. Carbonifér*, **1**; 199–212; 1983.
- HERITSCH, H.: Einführung zu Problemen der Petrologie der Koralpe. – *Mitt. Abt. Geol. Landesmus. Joanneum*, **41**; 9–44; Graz 1980.
- HERZ, N. & SAVU, H.: Plate tectonics history of Romania. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **85**; 1429–1440; Boulder 1974.
- HERZBERG, C., RICCIO, L., CHIESA, S., FORNONI, A., GATTO, G.O., GREGNANIN, A., PICCIRILLO, E.M. & SCOLARI, A.: Petrogenetic evolution of a spinel-garnet-herzolite in the Austridic crystalline basement from val clapa (Alto Adige, northeastern Italy). – *Consiglio Naz. Delle Ricerche*, **30**; 28 S., Rom 1977.
- HERZOG, U.J.: Das Paläozoikum zwischen Poludnig und Oisternig in den östlichen Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **47**, Sh., 123 S., Klagenfurt 1988.
- HESS, R.: Petrographie, Sedimentologie und Paläogeographie der Permoskythschichtfolge zwischen Liezen und dem Johnsbachtal (Stmk.) unter besonderer Berücksichtigung der grobklastischen, basalen Anteile. – *Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg*, 267 S., Erlangen 1985.
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A. & MOINE, B.: Geochemical characteristics of the metamorphic rocks of the Pohorje Mountains. – *Geologija*, **20**; 107–140; Ljubljana 1977.
- HOFMANN, K. - H., KLEINSCHRODT, R., LIPPERT, R., MAGER, D. & STÖCKHERT, B.: Geologische Karte des Altkrystallins südlich des Tauernfensters zwischen Pfunderer Tal und Tauferer Tal (Südtirol). – *Der Schiern*, **57**; 572–590; Bozen 1983.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R.: Die Zentralgneise im Hochalm-Amkogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**; 5–31; Wien 1989.
- HOVORKA, D. & SPISIAK, J.: The geochemistry and genesis of the West Carpathians. – *Ann. Inst. Geol. Geof.*, **62**; 1–7; Bukarest 1983.
- HUNZIKER, J. & MARTINOTTI, G.: Geochronology and evolution of the Eastern Alps: A Review. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **29**; 43–56; Rom 1984.
- HUNZIKER, J.C. & ZINGG, A.: Lower Palaeozoic amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, Northern Italy). – *Schweiz.mineral.petrogr. Mitt.*, **60**; 181–213; Zürich 1980.
- IORDAN, M.: Study of Silurian and Devonian faunas from the eastern part of the Moesian platform. – *Inst. Geol. Mémoires*, **30**; *Geophys.*, 118–142; Bukarest 1981.
- IORDAN, M.: Biostratigraphy of the Silurian and Devonian in the Moldavian and Moesian platforms (Romania). – *Ann. Inst. Geol. Geofiz.*, **64**; 259–267; Bukarest 1984.
- IORDAN, M., ILIESCU, V., VISARION, A., BALTRES, A., SANDULESCU, E. & SEIFERTH, K.: Litho- and biostratigraphy of the Paleozoic sequence in the Oprisor and Gîrla mare boreholes (south-western part of the Moesian platform). – *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, **69**; 5–28; Bukarest 1982.
- IRVING, E.: Drift of the major continental blocks since the Devonian. – *Nature*, **270**; 304–309; 1977.
- IVAN, P.: Oceanic crust in the Western Carpathians orogen? – *Geol. Zborn. Geol. Carpathica* **39**; 245–253; Bratislava 1989.
- IVANOV, R.: The deep-seated Central-Rhodope Nappe and the interference tectonics of the Rhodope crystalline basement. – *Geol. Balc.*, **11**; 47–66; Sofia 1981.
- IVANOV, Z.: Aperçu général sur l'évolution géologique et structurale du massif des Rhodopes dans le cadre des Balkanides. – *Bull. Soc. géol. France*, (8), **4**; 227–240; Paris 1988.
- IVANOV, Z., MOSKOVSKI, ST., DIMOV, D. & KOLCHEVA, K.: Lithostratigraphic division of the metamorphic rocks from the autochthonous complex of the Central Rhodopes between the upper course of Cepelarska River and the Vaca Valley. – *Geol. Balc.*, **10**; 3–30; Sofia 1980.
- IVANOV, Z., MOSKOVSKI, ST., KOLCHEVA, K., DIMOV, D. & KLAIN, I.: Geological structure of the Central Rhodopes. – *Geol. Balc.*, **14**; 3–42; Sofia 1984.
- JACOBSSHAGEN, V.: Geologie von Griechenland. – *Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde*, 363 S., Berlin 1986.
- JANAK, H., KAHAN, ST. & JANCULA, B.: Metamorphism of pelitic rocks and metamorphic zones in SW part of Western Tatra Mts. Crystalline Complex. – *Geol. Zborn. Geol. Carpathica*, **39**; 445–488; Bratislava 1988.
- JELASKA, V. & PROHIC, E.: Facijelne karakteristike permiskog fine područja mrzle vodice (Gorski kotar Hrvatska). – *Zborn. Rad.*, 473–482; Zabreb 1982.
- JULIVERT, M. & MARTINEZ, F.J.: The Paleozoic of the Catalan Coastal ranges (Northwestern Mediterranean). – *IGCP 5; Newsletter* **2**; 124–128; Padova 1980.
- JULIVERT, M., DURAN, H., GARCIA LOPEZ, S., GIL IBARGUCHI, I., TROUYOLS MASSONI, M. & VILLAS, E.: Pre-Carboniferous rocks in the Catalanian coastal ranges: volcanism, stratigraphic sequence and fossil content. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds.): *Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts*, 313–322; Bratislava 1987.
- KAHLER, F.: Fusuliniden (Foraminifera) aus dem Karbon und Perm von Westanatolien und dem Iran. – *Mitt. österr. Geol. Ges.*, **70**; 187–269; Wien 1979.
- KAHLER, F.: Zur Definition der Saalischen Phase im marinen Bereich der Südalpen. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): *Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen*, **36**, Sh., Carinthia II, 259–260; Klagenfurt 1980.
- KAHLER, F.: Ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigraphie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **176/96**, 1–17; Klagenfurt 1986.
- KAHLER, F.: Fusuliniden-Faunen auf Chios, Kalymnos und Kos in der Ägäis. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **80**; 287–323; Wien 1987.
- KALVACHEVA, R.: Palynology and stratigraphy of the Diabase-Phyllitoid Complex in the West Balkan Mountains. – *Rev. Bull. Geol. Soc.* **53**; 8–24; Sofia 1982.
- KALVACHEVA, R.K. & CATALOV, G.A.: Palynomorphen aus den pyhllitoiden Tonschiefern des Strandza-Gebirges. – *Compte rend. Acad. bul. Sci.*, **27**; 1419–1422; Sofia 1974.
- KALVACHEVA, R. & DIMITROVA, N.: Occurrence of acritarchs in the lower palaeozoic in the Iskur gorge, Bulgaria. – *Proc. III. Intern. Palynol. Conference*, 32–35; 1973.
- KALVACHEVA, R., SASSI, F.P. & ZANFERRARI, A.: Acritarch evidence for the Cambrian age of phyllites in the Agordo Area (South-Alpine Basement of Eastern Alps, Italy). – *Rev. Palaeobot. Palyn.*, **48**; 311–326; Amsterdam 1986.
- KANTOR, J. & RYBAR, M.: Radiometric ages and polyphasic character of gemeride granites. – *Geol. Zborn.*, **4**; 433–447; Bratislava 1979.
- KARAMATA, S.: The metamorphic rocks of Yugoslavia. – *Earth Evolution Sciences*, **1**; 24–29; Braunschweig 1982.
- KATERINOPOULOS, A. & MARCOPOULOS, T.: Acid magmatism in the Pelagonian and Rhodope belts (Macedonia-Greece). – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds.): *Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts*, 323–328; Bratislava 1987.
- KAUFFMANN, G.: Die Geologie von Nordost-Chios (Ägäis). – *Diss. Univ. Marburg/Lahn*, 212 S., Marburg 1969.
- KAUFFMANN, G.: Das Paläozoikum des östlichen Mittelgriechenland und einiger ägäischer Inseln (Ein Überblick). – *ÖAW, Ergebnisse Schriftenreihe Erdw. Komm.*, **3**; 201–221; Wien 1978.

- KAYA, O.: Paleozoic of Istanbul. – Ege Univ. Fak. Kit. Ser., **40**; 1–143; Istanbul 1973.
- KAYA, O.: The Paleozoic structure of Northwest Anatolia (an Approach). – ÖAW, Ergebnisse Schriftenreihe Erdw. Komm., **3**; 223–234; Wien 1978a.
- KAYA, O.: Carboniferous of Istanbul. – Guidebook Field Excursions Carboniferous Stratigraphy, IUGS Subcomm. Carbonif. Strat., 39–45; 1978b.
- KAYA, O.: Carboniferous Stratigraphy of Istanbul. – Newsletter Stratigr., **9**; 121–137; Berlin 1980.
- KAZMER, M.: Tectonics units of Hungary: their boundaries and stratigraphy (a bibliographic guide). – Ann. Univ. Sci. Budapest, Rolando Eötvös Nomin., **26**; 120 S., Budapest 1986.
- KETIN, I.: Über die Geologie der Gegend von Bayburt in Nordost Anatolien. – Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul., **B, 16**; 113–127; Istanbul 1951.
- KLITZSCH, E.: Plate tectonics and cratonic geology in Northeast Africa (Egypt, Sudan). – Geol. Rdsch., **75**; 755–768; Stuttgart 1986.
- KOCHANSKY-DEVIDE, V.: Trogkofel-Ablagerungen in Kroatien. – Geol. Vjesnik, **26**; 41–51; Zagreb 1973.
- KOCHANSKY-DEVIDE, V. & MILANOVIC, M.: Unterpermische Fusuliniden und Kalkalgen des Tara-Gebietes in der mittleren Crna Gora (Montenegro). – Geol. Vjesnik, **15**; 195–228; Zagreb 1982.
- KOCHANSKY-DEVIDE, V. & SLISKOVIĆ, T.: Oberpermische Mikrofossilien von Han Orahovica und Suljci in Bosnien mit besonderer Berücksichtigung der Alge *Permocaculus fragilis*. – Geol. Vjesnik, **22**; 105–110; Zagreb 1969.
- KODSI, M.G. & FLÜGEL, H.W.: Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. – Carinthia II, **80**; 7–17; Klagenfurt 1970.
- KÖNIG, H. & KUSS, S.E.: Neue Daten zur Biostratigraphie des permotriadischen Autochthons der Insel Kreta (Griechenland). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1980**; 525–540; Stuttgart 1980.
- KÖPPEL, V.: Summary of lead isotope data from ore deposits of the Eastern and Southern Alps: Some metallogenetic and geotectonic implications. – In: SCHNEIDER, H.J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine epoch in Europe, 162–168; Berlin 1983.
- KÖPPEL, V.: Lead isotope as tracers of the origin of metals in ore deposits of the evolution of continental crust: Examples from Western and Central Europe. – Proc., 27th Intern. Geol. Congr., **12**; 53–82; Utrecht 1984.
- KÖPPEL, V., GÜNTHER, A. & GRÜNENFELDER, M.: Patterns of U-Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **61**; 97–119; Zürich 1980.
- KOKKINAKIS, A.: Altersbeziehungen zwischen Metamorphosen, mechanischen Deformationen und Intrusionen am Südrand des Rhodope-Massivs (Makedonien, Griechenland). – Geol. Rdsch., **69**; 726–744; Stuttgart 1980.
- KOLLER, F. & WIESENER, H.: Gesteinsarten und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Oststeiermark. – Fortschr. Miner., **59**; BH. 2; 167–178; 1981.
- KOLLER, F. & RICHTER, : Die Metarodinjik der Habach Formation Hohe Tauern (Österreich). – Tschermarks mineral. petr. Mitt. (3), **33**, 39–66, Wien 1986.
- KORIKOVSKI, S., CAMBEL, B., MIKLOZ, J. & JANAK, M.: Metamorphism Kristallinikum Malich Karpati Etapi, zonalnoct, svjoz s granitoidami. – Geol. Zborn., Geol. Carpath., **35**; 437–462; Bratislava 1984.
- KOVACH, A., SVINGOR, E. & SZEDERKENYI, T.: Rb-Sr dating of basement rocks from the southern foreland of the Mecsek Mountains, Southeastern Transdanubia, Hungary. – Acta Miner. Petr., **27**; 51–57; Szeged 1985.
- KOVACS, S.: Problems of the „Pannonian Median Massif“ and the plate tectonic concept. – Contributions based on the distribution of Late Palaeozoic–Early Mesozoic isopic zones. – Geol. Rdsch., **71**; 617–639; Stuttgart 1982.
- KOVACS, S.: Devonian olistostrome with limestone olistoliths and volcanic matrix from Strazsa Hill, Uppony Mts., northeastern Hungary. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1989**; 109–127; Stuttgart 1989a.
- KOVACS, S.: Geology of the North Hungarian Paleozoic and Mesozoic terranes. – Budapest, MS., 24 S., 1989b.
- KOVACS, S. & PÉRO, C.: Tectonic front a dinaric-type paleozoic in North Hungary. – Ann. Inst. Geol. Geof., **60**; 86–94; Bukarest 1983.
- KOVACS, S. & VETONE, A.E.: Adatok az upponyi-hegységi báziós vulkanitok korához és közetanához. – M. All. Földt. Int. Evi Jel., 177–199; Budapest 1983.
- KOZHOUTKHAROV, D.: Lithostratigraphy and structure of the Precambrian metamorphics from the core of Bjaloreka Dome, East Rhodope Mts. – Geol. Balc., **17**; 15–38; Sofia 1987.
- KOZHOUTKHAROV, D., YANEV, S. & BELOV, A.: Geologic and isotopic data on the tectonic position of the Rhodope Massif in the Late Paleozoic. – Geol. Balc., **17**; 15–38; Sofia 1987.
- KOZUHAROVA, E.: Origin and structural position of the serpentinized ultrabasic rocks from the precambrian ophiolitic association in Rhodope Massif. III. Development stages and age of the ophiolitic association. – Geol. Balc., **15**; 53–69; Sofia 1985.
- KOZUR, H.: Preliminary report about the Silurian to middle Devonian sequences near Nekézseny (Southernmost Uppony Mts., Northern Hungary). – Geol. Paläont. Mitt. **13**; 149–176; Innsbruck 1984a.
- KOZUR, H.: New biostratigraphical data from the Bükk, Uppony and Mecsek mountains and their tectonic implications. – Acta Geol. Hungar., **27**; 307–319; Budapest 1984b.
- KOZUR, H. & KRAHL, J.: Erster Nachweis von Radiolarien im tethyralen Perm Europas. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **174**; 357–372; Stuttgart 1987.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains (North Hungary). – Acta Min. Petr., **23**; 91–107; Szeged 1977.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten (vorläufige Mitteilung). – Geol. Paläont. Mitt. **14**; 131–155; Innsbruck 1987.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: Deckenstrukturen im südlichen Randbereich der Westkarpaten und Grundzüge der alpidischen Entwicklung in den Karpaten. – Acta Geol. Geogr. Univ. Comenianae, **44**; 5–100; Budapest 1988.
- KRÄUTNER, H.G.: Lithostratigraphic correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. – Ann. Inst. Geol. Geof., **57**; 229–296; Bukarest 1980.
- KRÄUTNER, H.G.: Geotraverse H. in the East Carpathians: Stratigraphic Correlation Forms. – IGCP 5; Newsletter, **5**; 66–75; Szeged 1983.
- KRÄUTNER, H.G.: The metamorphic Paleozoic of the Romanian Carpathians. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds.): Pre-Variscan and Varsican Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 329–350, Bratislava 1987.
- KRÄUTNER, H.G., SASSI, F.P., ZIRPOLI, G. & ZULIAN, T.: The pressure characters of the pre-Alpine metamorphisms in the East Carpathians (Romania). – N. Jb. Miner. Abh., **125**; 278–296; Stuttgart 1975.
- KRÄUTNER, H.G., SASSI, F.P., ZIRPOLI, G. & ZULIAN, T.: Barrovian-type Hercynian metamorphism from the Poiana Rusca Massif (South Carpathians). – N. Jb. Miner. Mh., **1976**; 446–455; Stuttgart 1976.
- KRÄUTNER, H.G., KRÄUTNER, F., TANASESCU, A. & NEACSU, V.: Interpretation des ages radiométriques K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple – les carpatés orientales. – Ann. Inst. Geol. Geophys., **50**; 167–229; Bukarest 1976.
- KRÄUTNER, H., NASTASEANU, S., BERZA, T., STANIOIU, I. & IANCU, V.: Metamorphosed Paleozoic in the South Carpathians and its relations with the Pre-Paleozoic basement. – Carpatho-Balkan Geological Association, XII- Contr., 116 S., 1981.
- KRAHL, J.: The significance of the blue-schists in the area of Monastery Preveli, south-western part of Central Crete, Greece. – Inter.Symp.Hellenic Arc and Trench, **1**; 342; 1982.

- KRAHL, J., RICHTER, D., FÖRSTER, O., KOZUR, H. & HALL, R.: Zur Stellung der Talea Ori im Bau des kretischen Deckenstapels (Griechenland). – Z. dt. geol. Ges., **139**; 191–227; Stuttgart 1983.
- KRAHL, J., KAUFFMANN, G., KOZUR, H., RICHTER, D., FÖRSTER, O. & HEINRITZI, F.: Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland). – Geol. Rdsch., **72**; 1147–1166; Stuttgart 1983.
- KRAIGER, H.: Die Habachformation – ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. – Mitt. österr. Geol. Ges., **81**; 64–87; Wien 1989.
- KRAIGER, H. & HÖCK, V.: Basische Magmatite in der Habachformation der Hohen Tauern (Salzburg, Österreich). – 3. Rundgespräch „Geodynamik des europäischen Variszikums“, 23./24. Oktober Fribourg, 1987.
- KRAINER, K.: Zur Sedimentologie des alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth Kärntens). – Geol. Paläont. Mitt. **14**; 21–81; Innsbruck 1985.
- KRAINER, K.: Das Perm der Gurktaler Decke: Eine sedimentologische Analyse. – Carinthia II, **177/97.**, 49–92; Klagenfurt 1987a.
- KRAINER, K.: Zum gegenwärtigen Stand der Permoskythforschung im Drauzug. – Carinthia II, **179**; 371–382; Klagenfurt 1989.
- KRAINER, K.: Der geologische Rahmen zu einem jungpaläozoischen Pflanzenfossilvorkommen im Raum Wunderstätten (St. Pauler Berge, Kärnten). – Carinthia II, **177/97.**, 251–281; Klagenfurt 1987b.
- KRAINER, K. & STINGL, V.: Alluviale Schuttfächersedimente im Ostalpinen Perm am Beispiel der Präbichlschichten an der Typuslokalität bei Eisenerz/Steiermark (Österreich). – Mitt. österr. geol. Ges., **78**; 231–249; Wien 1986.
- KREUTZER, L.-H.: Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon, Kärnten, Österreich. – Diss. Techn. Univ. Aachen, 146 S., Aachen 1989.
- KRSTIC, B., GRUBIC, A., RAMOV, A. & FILIPOVIC, I.: The Devonian of Yugoslavia. – Proc. II, Int. Symp. Devonian, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. **14**; 499–506; Calgary 1988.
- KRSTIC, B., FILIPOVIC, I. & MSLAREVIC, L.: Palaeozoic olistostromes of Preca Area SE Bosnia. – Ann. Geol. Pen. Balkanique, **51**; 223–226; Beograd 1989.
- KRUHL, J.H.: Metamorphism and deformation at the northwest margin of the Ivrea Zone, Val Loana, N. Italy. – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **64**; 151–167; Zürich 1984.
- KRUHL, J.H. & VOLL, G.: Fabrics and metamorphism from the Monte Rosa Zone into the Ivrea near Finero, Southern Margin of the Alps. – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **56**; 627–633; Zürich 1976.
- KULENOVIC, E.: Paleozoik u bosni i hercegovini. – Akad. Nauk. Umjet. Bosne Hercegovine, **12**; 89–107; Scopje 1983.
- LEIN, R.: Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **6**; 117–128; Wien 1985.
- LEIN, R.: Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 85–102; Wien 1987.
- LELKES-FELVARI, G., SASSI, F.P. & VAI, G.B.: Data supporting the Mediterranean affinity of the phyllitic sequence from the Bakony Mts. (Hungary). – IGCP 5; Newsletter, **4**; 47–48; Bratislava 1982.
- LELKES-FELVARI, G., SASSI, F.P., ARKAI, P., KISHAZI, P., KOSA, L., RAVASZ-BARANYAI, L. & SZEDERKENYI, T.: Outlines of the pre-Alpine metamorphism in Hungary. – IGCP 5; Newsletter, **3**; 89–99; Beograd 1981.
- LOESCHKE, J. & SCHNEPP, H.: Zur Geologie des Diabasuges östlich Eisenkappel (Kärnten/Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **174**; 303–329; Stuttgart 1987.
- LOESCHKE, J.: Zur Geochemie basischer Vulkanite aus dem Grazer Paläozoikum. – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **118**; 95–105; Graz 1988a.
- LOESCHKE, J.: Metavulkanite aus der Phyllitgruppe der Südlichen Saualpe (Kärnten/Österreich) und ihre plattentektonische Bedeutung. – Jb. Geol. B.-A., **131**; 301–314; Wien 1988b.
- LOESCHKE, J.: Lower Paleozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – Geol. Rdsch., **78**; 599–616; Stuttgart 1989a.
- LOESCHKE, J.: Die paläotektonische Stellung der Vulkanite der Magdalensberg-Serie (Ober-Ordovicium, Gurktaler Decke, Kärnten, Österreich). – Carinthia II, **179**; 491–501; Klagenfurt 1989b.
- LEWANDOWSKI, M.: Results of the preliminary paleomagnetic investigations of some Lower Paleozoic rocks from the Holy Cross Mts (Poland). – Kwart. Geol., **31**; 543–556; Warszawa, 1987.
- MAGGETTI, M. & GALETTI, G.: Evolution of the Silvretta eclogites: metamorphic and magmatic events. – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **68**; 467–484; Zürich 1988.
- AJESTE-MENJOUAS, C., BOUILLIN, J. - P. & CYGAN, C.: La série de Bivongi, type de succession paléozoïque (Ordovicien à Carbonifère) de Calabre méridionale. – C.R. Acad. Sci., **299**; 249–252; Paris 1984.
- MAJESTE-MENJOUAS, C., BOUILLIN, J. - P., CYGAN, C. & FOURNIER-VINAS, Ch.: Les formations paléozoïques (Cambrien à Carbonifère) des Monts Péloritains (Sicile). – C.R. Acad. Sci., **303**; 1315–1320; Paris 1986.
- MANBY, G.M. & THIEDIG, F.: Petrology of eclogites from the Saualpe, Austria. – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **68**; 441–466; Zürich 1988.
- MALJAKOV, J.G., GERMAN, T.N. & TIMOFEEV, B.V.: Palynological data for a possible age of a part of the low-grade metamorphic rocks in Strandza Mountain. – Geol. Balc., **12**; 57–62; Sofia 1982.
- MARTON, E.: Paläomagnetism und tektonik in der mediterranen region. – J. Geodynamics, **7**; 33–57; Oxford.
- MARTON, E., MAURITSCH, H.J. & TARLING, D.H.: Pre-Alpine paleomagnetic results of the Alpine-Mediterranean belt: compilation, discussion, interpretation. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 351–360; Bratislava 1987.
- MARZA, I. & OLARU, L.: Continutul microfloristic si virsta dolomitelor grafitoase din unitatea metamorfica scarisoara – vulturese – leurda (muntii apuseni). – St. Cerc., Geol. Geofiz., Geogr. Geol. **28**; 79–84; Bukarest 1983.
- MASSA, D. & DELORT, T.: Evolution du bassin de Syrte (Libye) du Cambrien au Crétacé basal. – Bull. Soc. géol. France, (7), **26**; 1087–1096; Paris 1984.
- MASLAREVIC, L. & KRSTIC, B.: Paleozojske olistostrome u kucajsko-zvonackom flisu jugoslovenskog dela Karpato-Balkanida. – Geol. Vjesnik, **40**; 217–232; Zagreb 1987a.
- MASLAREVIC, L. & KRSTIC, B.: The Kucaj-Zvonce Flysch. – Dep. Nat. Mathem. Sci., **61**; 209–237; Beograd 1987b.
- MATTE, P.: Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. – Tectonophysics, **126**; 329–374; Amsterdam 1986a.
- MATTE, P.: La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. – Bull. Soc. géol. France, (8), **2**; 9–24; Paris 1986b.
- MENOT, R.-P., PEUCAT, J.J., SCARENZI, D. & PIBOULE, M.: 496 My age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Paleozoic oceanization. – Earth Planet. Sci. Lett., **88**; 82–92; 1988.
- MERCOLLI, I. & OBERHÄNSLI, R.: Variscan tectonic evolution in the Central Alps: a working hypothesis. – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **68**; 491–500; Zürich 1988.
- MESSARI, F., CONTI, M., FONTANA, D., HELMOLD, K., MARIOTTI, N., NERI, C., NICOSIA, U., ORI, G., POSINI, M. & PITTAN, P.P.: The Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation in the Blettenbach Gorge (Alto Adige, Italy): Biostratigraphy

- and Sedimentology. – Mem. Sci. Geol. **11**; 229–273; Padova 1988.
- MICHARD, A., WHITECHURCH, H., RICOU, L.E., MONTIGNY, R. & YAZGAN, E.: Tauric subduction (Malatya-Elazig provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. Spec. Publ. **17**; 361–373; Oxford 1984.
- MILLER, Ch.: Petrology of some eclogites and metagabbros of the Oetztal Alps, Tirol, Austria. – Contr. Min. Petrol., **28**; 4–56; Berlin 1970.
- MILOVANOVIC, D.: Petrology of low metamorphic rocks of the middle part of the Drina-Ivanjica Paleozoic. – Bull. Mus. Hist. Nat., **39**; 139 S., Beograd 1984.
- MINZATU, S., LEMNE, M., VIJDEA, E., TANASESCU, A., IONCICA, M. & TIEPAC, I.: Date geocronologice obtinute pentru formatiuni cristalofiliene si masive eruptive din romania. – Dari Seama Sedin., **59**; 85–111; Bukarest 1974.
- MIRAUTA, E.: Geotraverse E in Dobrogea: Stratigraphic Correlation Forms. – IGCP 5; Newsletter, **5**; 94–101; Szeged 1983.
- MIRKOVIC, M.: The Palaeozoic of Montenegro. – Bull. Geol. **37**; 59–63; Zagreb 1984.
- MOGESSIE, A. & PURTSCHELLER, F.: Polymetamorphism of the Oetztal-Stubai Basement Complex based on amphibolite petrology. – Jb. Geol. B.-A., **129**; 69–91; Wien 1986.
- MONIE, P., MALUSKI, H., SAADALLAH, A. & CABY, R.: New ³⁹Ar-⁴⁰Ar ages of Hercynian and Alpine thermotectonic events in Grande Kabylie (Algeria). – Tectonophysics, **152**; 53–69; Amsterdam 1988.
- MONOD, O., AKAY, E.: Evidence for a Late Triassic-Early Jurassic orogenic event in the Taurides. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean Geol. Soc. Spec. Publ. **17**; 113–122; Oxford 1984.
- MONTRY, G. & THIEDIG, F.: Petrology of eclogites from the Saualpe, Austria. – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **68**; 441–466; 1988.
- MOORBATH, S. & ZAGORCEV, I.: Rubidium-strontium isotopic data on the age of the first granitoid complex. – Geol. Balc., **13**; 3–14; Sofia 1983.
- MOTTANA, A., NICOLETTI, M., PETRUCCIANI, C., LIBORIO, G., DE CAPITANI, L. & BOCCIO, R.: Pre-alpine and Alpine evolution of the South-Alpine Basement of the Orobic Alps. – Gel. Rdsch., **74**; 353–366; Stuttgart 1985.
- MOUNTRAKIS, D.: Etude géologique des terrains métamorphiques de Macédonie occidentale (Grèce). – Bull. Soc. géol. France, (7), **24**; 697–704; Paris 1982.
- MOUNTRAKIS, D.: Structural evolution of the Pelagonian Zone in Northwestern Macedonia, Greece. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean Geol. Soc. Spec. Publ. **17**; 581–590; Oxford 1984.
- MOUNTRAKIS, D.: The Pelagonian zone in Greece: a polyphase-deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. – J. Geol. **94**; 335–347; Chicago 1986.
- MUSKA, P. & VOZAR, J.: Significance of remanent magnetic polarization values in determining Paleozoic events in the West Carpathians. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 367–370; Bratislava 1987a.
- MUSKA, P. & VOZAR, J.: The paleomagnetic character of the Late Paleozoic of the West Carpathians in relation to solution of palinspastic problems. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 361–366; Bratislava 1987b.
- NACHEV, I.K.: Problems of the origin of flysch in Bulgaria. – Rev. Bulg. Geol. Soc. **17**; 143–152; Sofia 1981.
- NAJĐENOVSKI, J., HERNITZ, Z. & BLASKOVIC, I.: A review on the geological relations of Variscides in the south-eastern part of the Pannonian Basin. – IGCP 5; Newsletter **5**; 108–117; Szeged 1983.
- NASTASEANU, S.: Upper Paleozoic molasse deposits in the Romanian South Carpathians. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 371–378; Bratislava 1987.
- NASTASEANU, S. & KRÄUTNER, H.G.: Geotraverse D in the South Carpathians: Stratigraphic Correlation Forms. – IGCP 5; Newsletter, **5**; 118–129; Szeged 1983.
- NASTASEANU, S., MORARIU, D. & VISARION, A.: Metamorphosed Paleozoic formations from the central part of the Southern Carpathians. – Rev. Roum. Geol. Géophys. Géogr. Géologie, **22**; 53–60; Bukarest 1978.
- NASTASEANU, S., BERGIA, I., IANCU, V., VLAD, S. & HARTOPANU, I.: The structure of the South Carpathians (Mehedinti – Banat Area). – Excursion B2; Inst. Geol. Geophys. Bucharest, 100 S., Bukarest 1981.
- NEUBAUER, F.: Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **122**; 455–511; Wien 1979.
- NEUBAUER, F.: A palinspastic section of the Paleozoic of Murau (Geotraverse B, Eastern Alps). – IGCP 5; Newsletter **2**; 121–123; Padova 1980.
- NEUBAUER, F.: Geotraverse B (Austria): The crystalline of Lower Austroalpine units. – IGCP 5; Newsletter, **6**; 73–80; Barcelona 1984.
- NEUBAUER, F.: Eine präoberordovizische Transgression in der Grauwackenzone (Ostalpen) und ihre Bedeutung für paläozoische Geodynamik und alpidischen Deckenbau. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1985**, 46–64, Stuttgart 1985.
- NEUBAUER, F.: The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. – Schweiz. Miner. Petr. Mitt., **68**; 339–349; Zürich 1988a.
- NEUBAUER, F.: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – Abh. Geol. B.-A., **42**; 137 S., Wien 1988b.
- NEUBAUER, F.: The „Leptinite-Amphibolite Complexes“ – a key for Correlation of Mid-european variscides. – Abstr. Tectonostrat. Circum-Atlantic Pal., Orogen, 79–82; Georgia 1989a.
- NEUBAUER, F.: Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **132**; 459–474; Wien 1989b.
- NEUBAUER, F.: A plutonic source for pegmatites in the Austroalpine basement of the Gleinalm region (Eastern Alps). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1989**; 615–624; Stuttgart 1989c.
- NEUBAUER, F.: Late Variscan structures of the Eastern Greywacke Zone (Eastern Alps). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1989**; 425–432; Stuttgart 1989d.
- NEUBAUER, F.: Petrographie und Geochemie der Grungesteine von Althofen (Altpaläozoikum der Murauer Decke, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **132**; 231–239; Wien 1989e.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W.: Ordovician-Silurian geodynamic evolution of the Alps – the orogeny-back basin model. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **68**; 351–357; Zürich 1989.
- NEUBAUER, F. & HERZOG, U.: Das Karbon der Stolzalpendecke Mittelkärntens. – Implikationen für die variszische Orogenese im Ostalpin. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss.Kl., **1985**; 105–190; Wien 1985.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73**; 149–174; Stuttgart 1984.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B.D.: New data on the evolution of the Austroalpine Basement: A U/Pb-zircon study. – Terra Cognita, **7**; S. 93; Paris 1987.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H.: Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps. – Tectonophysics, **164**; 49–62; Amsterdam 1989.
- NEUMAN, R.B.: Geology and paleobiology of islands in the Ordovician Iapetus Ocean: Review and implications. – Geol. Soc. Amer. Bull., **95**; 1188–1201; Boulder 1984.

- NICOLETTI, M. & ARDANESE, L.R.: Datazione K-Ar di fasi minerali della granodiorite dell'unità di stilo (Le Serre - Calabria). - Soc. Ital. Min. Petr., **39**; 477-482; Rom 1984.
- NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgression-Serie der Westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**; 105-126; Wien 1975.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Zur Nomenklatur (Seriengliederung und Lithofazies) der permo-skythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. - Verh. Geol. B.-A., **1982**; 33-51; Wien 1982.
- NIEDERMAYR, G.: Die Magmatite im Perm und Skyth des Drauzuges. - Carinthica II, **179**; 391-399; Klagenfurt 1989.
- NIÉVOLL, J.: The Lower Paleozoic of the Noric nappe at Veitsch (Eastern Alps, Austria). - In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 379-386; Bratislava 1987.
- NIGGLI, E.: Metamorphic map of the Alps 1:1 000.000 - Explanatory text. - Subcomm. Cartography Metamorphic Belts of the World, Leiden 1978.
- NORMAN, T.N.: The role of the Ankara Melange in the development of Anatolia (Turkey). - In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean Geol. Soc. Spec. Publ. **17**; 441-447; Oxford 1984.
- OBERHÄNSLI, R., HUNZIKER, J.C., MARTINOTTI, G. & STERN, W.B.: Geochemistry, geochronology and petrology of Monte Mucrone: an example of eo-alpine eclogitization of Permian granitoids in the Sesia-Lanzo zone, Western Alps, Italy. - Chem. Geol. **52**; 165-184; Amsterdam 1985.
- ÖZGÜL, N.: Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. - In: TEKELI, O. & GÖNCÜOĞLU, M. (Eds.): Geology of the Taurus Belt, Proc., 77-90; Ankara 1984.
- ÖZKAYA, I.: Origin and tectonic setting of some melange units in Turkey. - J. Geol. **90**; 269-278; Chicago 1982.
- OKAY, A.I.: Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. - In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean Geol. Soc. Spec. Publ. **17**; 455-466; Oxford 1984.
- OKAY, A.I.: Notes on the geology of Northwest Turkey. - In: ÇAKMAK, T. (Ed.): Guide Book for the Field Excursion along Western Anatolia, Turkey, 1-11; Ankara 1987.
- OLARU, L. & ONICEANU, M.: Palynostratigraphie de quelques formations cristalliphylliennes des carpathes orientales roumaines. - Ann. Inst. Geol. Geofiz., **64**; 291-307; Bukarest 1984.
- ORIGONI, E.G.: Hercynian plutonism in the Western Southern Alps. - In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 227-236; Bratislava 1987.
- ORIGONI, E.G., TESTA, B. & CARIMATI, R.: Contributo alla ricostruzione stratigrafica della „serie dei laghi“: litofacies principali della „strona-ceneri“ a ne del lago maggiore (alpi meridionali - Italia). - Soc. Ital. Min. Petr., **38**; 1337-1350; Rom 1982.
- PAGE, B.M.: Chamositic iron ore deposits near Tajmiste, Western Macedonia, Yugoslavia. - Bull. Soc. Econ. Geol. **53**; 1-21; 1958.
- PAGLIONICO, A.: Radiometric geochronology in the Calabrian Arc: a review. - Rend. Soc. Ital. Min. Petrol., **40**; 45-56; Rom 1985.
- PAGLIONICO, A. & ROTTURA, A.: Variscan magmatism in the Calabro-Peloritan arc (Southern Italy). - IGCP 5; Newsletter 1; 83-92; Padova 1979.
- PAMIC, J.J.: Magmatic and metamorphic complexes of the adjoining area of the northernmost Dinarides and Pannonian mass. - Acta Geol. Hung., **29**; 203-220; Budapest 1986.
- PAMIC, J.J.: Hercynian and Alpine granitic - metamorphic complexes of the adjoining area of the Dinarides and Pannonian Basin in Yugoslavia as related to geodynamics. - Geol. Zbornik Geol. Carpathica, **40**; 259-280; Bratislava 1989.
- PANTIC, S.: New species of Devonian algae from Klek, South-eastern Bosnia. - Ann. Geol. Balk., **38**; 259-275; Sofia 1973.
- PANTIC-PRODANOVIC, S. & RADOSEVIC, B.: Biostratigraphic and sedimentologic characteristics of Upper Permian and Lower Triassic sediments in the Gucevo Mt. area, Yugoslavia. - Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **24**; 99-115; Budapest 1981.
- PAPANIKOLAOU, D.J.: The age of the metamorphics in Andros Island (Aegean Sea). - Praktika Akad., **51**; 292-301; Athen 1976.
- PAPANIKOLAOU, D.J.: Stratigraphy and structure of the Paleozoic rocks in Greece: an introduction. - IGCP 5; News letter 1; 93-102; Padova 1979.
- PAPANIKOLAOU, D.J.: Geotraverse Southern Rhodope - Crete (preliminary results). - IGCP 5; Newsletter 2; 41-48; Padova 1980.
- PAPANIKOLAOU, D.J.: Some problems concerning correlations within the metamorphic belts of the Pelagonian and the Rhodope. - IGCP 5; Newsletter, **3**; 119-123; Beograd 1981.
- PAPANIKOLAOU, D.J.: The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. - In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean Geol. Soc. Spec. Publ. **17**; 551-561; Oxford 1984.
- PAPANIKOLAOU, D.J. & DEMIRTASLI, E.: Geological correlations between the Alpine segments of the Hellenides-Balkanides and Taurides-Pontides. - In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountains Belts, 387-396; Bratislava, 1987.
- PAPANIKOLAOU, D., SASSI, F.P. & SKARPELIS, N.: Outlines of the pre-Alpine metamorphisms in Greece. - IGCP 5; Newsletter, **4**; 56-62; Bratislava 1982.
- PAPANIKOLAOU, D. & SIDERIS, Ch.: Le Paléozoïque de l'autochtone de Chios: une formation à blocs de type wildflysch d'âge Permien (pro parte). - C.R. Acad. Sci., **297**; 603-606; Paris 1983a.
- PAPANIKOLAOU, D.J. & SIDERIS, Ch.: Contribution to the Paleozoic of the Aegean Area. - IGCP 5; Newsletter, **5**; 138-145; Szeged 1983b.
- PAPANIKOLAOU, D.J. & STOJANOV, R.: Geological correlations between the Greek and Yugoslav parts of the Pelagonian metamorphic belt. - IGCP 5; Newsletter, **5**; 146-152; Szeged 1983.
- PAQUETTE, J.-L., CHOPIN, C. & PEUCAT, J.-J.: U-Pb zircon, Rb/Sr and Sm/Nd geochronology of high to very high pressure meta-acidic rocks from the western Alps. - Contrib. Mineral. Petrol., **101**; 280-289; Stuttgart 1989.
- PARASCHIV, D., VINOGRADOV, C. & POPESCU, M.: Contributions to the study of the Vlasin Formation (paralic Carboniferous) of the Moesian platform, north of the Danube. - D.S. Inst. Geol. Geofiz., **70/71**; 5-18; Bukarest 1986.
- PASINI, M.: I fusulinidi della valle del Torrente Farma (Toscana meridionale). - Mem. Soc. Geol. It., **20**; 323-342; Rom 1979.
- PAVELESCU, L., CRISTEA, I. & SOROIU, M.: Evolution of the crystalline basement of Romaina in the light of radiometric datings. - Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Géologie, **23**; 23-31; Bukarest 1979.
- PAVELESCU, L., POP., G.-O., ENE, I. & POPESCU, G.: Some views on the isotopic age pattern (K/Ar; Rb/Sr; U/Pb) of the southern carpathians metamorphic and magmatic complexes. - Ann. Inst. Geol. Geof., **61**; 387-393; Bukarest 1983.
- PECCERILLO, A., POLI, G., SASSI, F.P., ZIRPOLI, G. & MEZZACASA, G.: New data on the upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps. - N. Jb. Miner. Abh., **137**; 162-183; Stuttgart 1979.
- PERROUD, H. & BONHOMMET, N.: Palaeomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe. - Nature, **292**; 445-448; Boulder 1981.

- PERROUD, H., VAN DER VOO, R. & BONHOMMET, N.: Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. – *Geology*, **12**; 579–582; Boulder 1984.
- PERSCHUK, L.L., LAVRENTJEVA, I.V., KOTELNIKOV, A.R. & PETRIK, I.: Correlations of thermodynamics of metamorphism in the complexes of the Main Caucasus Range and the Western Carpathians. – *Geol. Zborn., Geol. Carpat.*, **35**; 105–155; Bratislava 1984.
- PERSIC, L.: Stratigraphic and metamorphic features of the Paleozoic in the Jadar River Basin, West Serbia. – *Ann. Geol. Penin. Balkan.*, **46**; 43–159; Beograd 1985.
- PETKOVSKI, P. & TEMKOVA, V.: Razvitok na paleozoikot vo SR Makedonija. – *Zavod. Geol. Geofiz. Istrazivanja*, **38/39**, 1–300, Beograd 1981.
- PICCARRETA, G.; ROTTURA, A., SPALLETTA, G. & VAI, G.B.: Paleozoic sequence in the Calabrian-Peloritan Arc. – *IGCP 5; Newsletter*, **5**; 153–161; Szeged 1983.
- PIN, Ch. & LANCELOT, J.: U-Pb Dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. – *Contrib. Min. Petr.*, **79**; 1–12; Berlin 1982.
- PIN, Ch. & PEUCAT, J. - J.: Ages des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armorican. – *Bull. Soc. géol. France*, (8), **2**; 461–469; Paris 1986.
- PIN, Ch. & SILIS, J.D.: Petrogenesis of layered gabbros and ultramafic rocks from Val Sesia, the Ivrea Zone, NW Italy: trace element and isotope geochemistry. – In: DAWSON, J.B., CARSWELL, D.A., HALL, J. & WEDEPHL, K.H. (Eds.): The nature of the lower continental crust. – Geological Society Special Publication, **24**; 231–249; Oxford 1986.
- PIQUE, A., DAHMANT, M., JEANETTE, D. & BAHU, L.: Permanence of structural lines in Morocco from Precambrian to Present. – *J. African Earth Sci.*, **6**; 247–256; 1987.
- PISTOTNIK, J.: Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: R. OBERHAUSER (Wiss. Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 358–363; Wien 1980.
- PLANDEROVA, E.: Results of a palynological study of the epimetamorphosed sedimentary rocks from the Veporide crystalline complex in the West Carpathians. – *IGCP 5; Newsletter* **2**; 85–87; Padova 1980.
- PLANDEROVA, E.: Review of biostratigraphical research on epizonally metamorphosed sediments in the West Carpathians. – *IGCP 5; Newsletter*, **4**; 63–66; Bratislava 1980.
- PLANDEROVA, E. & VOZAROVA, A.: Biostratigraphical correlation of Late Paleozoic Formations in the West Carpathians. – *IGCP 5; Newsletter*, **4**; 67–71; Bratislava 1982.
- PURTSCHHELLER, F. & SASSI, F.P.: Some thoughts on the Pre-Alpine metamorphic history of the Austric basement of the Eastern Alps. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **22**; 175–199; Wien 1975.
- PUXEDDU, M., RAGGI, G. & TONGIORGI, M.: Descrizione di alcuni sondaggi e osservazioni geologiche nel paleozoico della zona di monticiano (Siena). – *Mem. Soc. Geol. It.*, **20**; 233–242; Rom 1979.
- RADULESCU, D.P. & SANDULESCU, M.: The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. – *Tectonophysics*, **16**; 155–161; Amsterdam 1973.
- RAJLICH, B.: Variszische und duktile Tektonik im Böhmischem Massiv. – *Geol. Rdsch.*, **76**; 755–786; Stuttgart 1987.
- RAMOVŠ, A.: Stratigraphic correlation forms (SCF) of the Yugoslav Palaeozoic. – *IGCP 5; Newsletter*, **6**; 81–110; Barcelona 1984.
- RAMOVŠ, A., SREMAC, J. & KULENOVIC, E.: Results of biostratigraphical investigations in Western Yugoslav Paleozoic realized in IGCP Project Nr. 5. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 397–406; Bratislava 1987.
- RAMOVŠ, A., CIRIC, B., FILIPOVIC, I., HINTERLECHNER-RAVNIK, A., KALENIC, H., KARAMATA, S., KOCHANŠKI-DEVIDE, V., PETROVSKI, P., SREMAC, J. & VESELINOVIC, M.: Paleozoic in Yugoslavia. – *IGCP 5; Newsletter*, **3**; 127–131; Beograd 1981.
- RAMOVŠ, A. & KULENOVIC, E.: O novim nalazistima starijeg paleozoika u jugoistocnoj bosni. – *Geol. Glansik*, **27**; 49–61; Sarajevo 1982.
- RATSCHBACHER, L.: Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**; 423–453, Wien 1984.
- RATSCHBACHER, L.: Stratigraphy, tectonics, and paleogeography of the Veitsch nappe (Graywacke zone, Eastern Alps, Austria): A rearrangement. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountains Belts, 407–414; Bratislava 1987.
- RATSCHBACHER, L. & NIEVOLL, J.: Die Aussagekraft von Schwermineraldaten aus der Veitscher Decke (Steiermark, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**; 455–459; Wien 1984.
- RAU, A. & TONGIORGI, M.: Sedimentation, climate and development of landforms in the posthercynian North Tuscany: A contribution. – In: FALKE, H. (Ed.): The Continental Permian in Central, West and South Europe, 169–180; 1976.
- RAU, A. & TONGIORGI, M.: Some problems regarding the Paleozoic paleogeography in Mediterranean Western Europe. – *J. Geol.* **89**; 663–673; Boulder 1981.
- RAU, A. & TONGIORGI, M.: Alcune ipotesi sulla storia pregiurassica del futuro margine continentale Nord-Appenninico. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **21**; 23–31; Rom 1982.
- RAUMER, J.V. v.: The External Massifs, relicts of Variscan basement in the Alps. – *Geol. Rdsch.*, **73**; 1–32; Stuttgart 1984.
- RAUMER, J.F. v.: Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massiv, Zeugen variszischer Krustenbildung in den Westalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1987**; 493–512; Stuttgart 1987.
- RAUMER, J.F. v.: Caledonian-Variscan structures in the Alps, an introduction. – *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **68**; 291–299; Zürich 1988.
- REITZ, E. & HÖLL, R.: Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayrischen Grundgebirge. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**; 329–340; Wien 1988.
- REITZ, E. & HÖLL, R.: Intraordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**; 761–774; Wien 1989.
- REITZ, E., DANECK, T. & MILLER, H.: Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Quarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**; 751–760; Wien 1989.
- RICOU, L. - E., ARGYRIADIS, I. & MARCOUX, J.: L'Axe Calcaire du Taurus, un alignement de fenêtrés arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphique. – *Bull. Soc. Geol. France* (7), **17**; 1024–1043; Paris 1975.
- RIVALENTI, G., ROSSI, A., SIENA, F. & SINIGOI, S.: The Layered Series of the Ivrea-Verbano Igneous Complex, Western Alps, Italy. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **33**; 77–99; Wien 1984.
- ROBERTSON, A.H.F. & DIXON, J.E.: Introduction aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean *Geol. Soc. Sci. Publ.* **17**; 1–74; Oxford 1984.
- ROSSI, R. & VAI, G.: New geochemical data on Sifesian volcanics (Dimon Fm.) from the Carnic Alps and geodynamic implication. – *IGCP Nr. 5; Final Field Meeting, Abstract*, **77**; 1986.
- ROST, F. & WANNEMACHER, J.: Origin and metamorphism of ultramafic rocks along the Periadriatic Line in the Western Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 163–166; Stuttgart 1978. RUDAKOV, S.G.: Pre-Mesozoic history of the Marmarosh Massif, East Carpathians (Soviet part). – *IGCP 5; Newsletter* **2**; 49–52; Padova 1980.
- RUDAKOV, S.G.: The East Carpathians as a link for correlation of Variscan and pre-Variscan events in the West and South Carpathians. – *IGCP 5, Newsletter* **5**, 162–168, Szeged 1983.

- RUDAKOV, S.G.: Classification of pre-Mesozoic zones of the Carpathian-Balkan region according to the type of evolution during the Late Proterozoic and Paleozoic. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 415–426; Bratislava 1987.
- SANDULESCU, M.: The Rumanian Foreland. – In: MAHEL, M. (Ed.): Tectonics of the Carpathian Balkan Regions, 446–447; Bratislava 1974.
- SANDULESCU, M.: Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la mer noire occidentale. – Annuar. Inst. Geol. Geof., **56**; 5–54; Bukarest 1980.
- SANDULESCU, M., KRÄUTNER, H.G., BALINTONI, I., RUSSO-SANDULESCU, R. & MICU, M.: The structure of the East Carpathians (Moldavia-Maramures Area). – Carpatho-Balkan Geol. As. Soc. 12 Congr., 5–92; 1981.
- SASSI, F.P. & SCHMIDT, K.: The „Caledonian“ event in the Eastern Alps: guide-lines for its geodynamic interpretation. – IGCP 5; Newsletter, **4**; 78–81; Bratislava 1982.
- SASSI, F.P. & VOZAROVA, A.: The pressure character of the Hercynian metamorphism in the Gemericum (West Carpathians, Czechoslovakia). – Soc. Ital. Min. Petr., **42**; 73–81; Rom 1987.
- SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G.: Il basamento cristallino di recondo studio petrografico. – Mem. Soc. Geol. Ital., **7**; 227–245; Rom 1968.
- SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G.: Pre-Variscan acidic magmatism in the Eastern Alps. – IGCP 5; Newsletter **1**; 111–122; Padova 1979.
- SASSI, F.P., SCHÖNLAUB, H.P. & ZANFERRARI, A.: The Pre-Variscan History of the Eastern Alps. – ÖAW, Ergebnisse Schriftenreihe Erdw. Komm., **3**; 261–278; Wien 1978.
- SASSI, F.P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G.: Similarities among the lithostratigraphic sequences in different parts of the Austroalps (Eastern Alps). – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 427–430; Bratislava 1987a.
- SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Some considerations on the south-Alpine basement of the Eastern Alps. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **10**; 609–624; Stuttgart 1974.
- SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Aspetti dinamici dell'evento „Caldeoniano“ nell'Austroalpino a sud della Finestra dei Tauri. – Mus. Trident. Sci. Nat., **37/38**; 5–29; 1984.
- SASSI, F.P., ZANFERRARI, G. & ZIRPOLI, G.: The Caledonian event in the Eastern Alps: a review. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 431–434; Bratislava 1987.
- SASSI, F.P., CAVAZZINI, G., VISONA, D. & DEL MORO, A.: Radiometric geochronology in the Eastern Alps: results and problems. – Rendiconti Soc. Ital. Min. Petrol., **40**; 187–224; Rom 1985.
- SASSI, F.P., DEL MORO, A., KALVACHEVA, R., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Chronological data and problems concerning the south alpine basement in the Eastern Alps. – IGCP 5; Newsletter, **6**; 111–116; Barcelona 1984.
- SATIR, M. & FRIEDRICHSEN, H.: The origin and evolution of the Menderes-Massif, W-Turkey: A Rupidium/Strontium and Oxigen isotope study. – Geol. Rdsch., **75**; 703–714; Stuttgart 1986.
- SATIR, M. & MORTEANI, G.: Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – Geol. Rdsch., **68**; 1–40; Stuttgart 1978a.
- SATIR, M. & MORTEANI, G.: P/T-conditions of the high-pressure Hercynian event in the Alps as used from petrological, Rb-Sr and ¹⁸O/¹⁶O data on phengites from the Schwazer Augengneise (Eastern Alps, Austria). – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **58**; 289–301; Zürich 1987b.
- SAVU, H.: Pre-Hercynian granitoids in the Southern Carpathians. – Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr.Géologie, **22**; 31–42; Bukarest 1978.
- SAVU, H.: Crystalline schists, Precambrian granitoid rocks and associated metallogenesis from the Getic Nappe unit (Banat). – Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr.Géologie, **23**; 123–136; Bukarest 1979.
- SAVU, H. & PARASCHIV, D.: Contributions to the study of pre-Triassic magmatites in the Moesian platform. – D.S. Inst. Geol. Geofiz., **69**; 73–81; Bukarest 1982.
- SAVU, H., MAIER, O., BERCI, I. & BERZA, T.: Assynitic metamorphosed formations in the Southern Carpathians. – Rev. Roum. Gol. Géophys. Géogr.Géologie, **22**; 19–29; Bukarest 1978.
- SAVU, H., MAIER, O., BERCI, I. & HARTOPANU, I.: Dalslandian metamorphosed formations in the Southern Carpathians. – Rev. Roum. Gol. Géophys. Géogr. Géologie, **22**; 7–17; Bukarest 1978.
- SCHENK, V.: U-Pb and Rb-Sr radiometric dates and their correlation with metamorphic events in the granulite-facies basement of the Serre, Southern Calabria (Italy). – Contr. Min. Petr., **73**; 23–38; Berlin 1980.
- SCHENK, V.: Synchronous uplift of the lower crust of the Ivrea Zone and of Southern Calabria and its possible consequences for the Hercynian orogeny in Southern Europe. – Earth Planet. Sci.Lett., **56**; 305–320; Amsterdam 1981.
- SCHENK, V.: Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics, and metacarbonates from Southern Calabria (Italy): Prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. – J. Petrol., **25**; 255–298; 1984.
- SCHLAEGEL, P.: Geotektonische Neuinterpretation des basischen Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Ostalpen – ein Überblick. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **68**; 419–432; Zürich 1988.
- SCHMEROLD, R.: Die Plankogel-Serie im ostalpinen Kristallin von Kor- und Saualpe (Kärnten, Steiermark – Österreich) als ophiolithische Sutur. – Diss. Geowiss. Fak. Eberhard-Karls-Universität Tübingen, 161 S., Tübingen 1988.
- SCHMID, S.M., ZINGG, A. & HANDY, M.: The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. – Tectonophysics, **135**; 47–66; Amsterdam 1987.
- SCHNABEL, W.: Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Österreich und Italien). – Verh. Geol. B.-A., **1976**; 191–206; Wien 1976.
- SCHNEPP, H.G.: Vulkanismus und Sedimentation im Murauer Paläozoikum (Gurktaler Decke/Oberostalpin/Österreich). – Arb. Inst. Geol. Pal., Tübingen, 185 S., Tübingen 1989.
- SCHÖN, Ch. & LAMMERER, B.: Die postvariszischen Metakonglomerate des westlichen Tauernfensters, Österreich. – Mitt. österr. geol. Ges., **81**; 219–232; Wien 1989.
- SCHÖNLAUB, H.-P.: Das Paläozoikum in Österreich – Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. – Abh. Geol. B.-A., **33**; 124 S., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H.-P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **124**; 361–423; Wien 1982.
- SCHÖNLAUB, H.-P.: Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **127**; 673–692; Wien 1985.
- SCHÖNLAUB, H.-P. & MECO, S.: Lower Palaeozoic Conodonts from Albania. – Jb. Geol. B.-A., **128**; 439–447; Wien 1986.
- SCHULZ, B.: Deformation und Metamorphose im ostalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters (südliche Defregger Alm, Österreich). – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **68**; 397–406; Zürich 1988.
- SCHULZ, B.: Mikrogefüge in Paragneisen des ostalpinen Altkristallins südlich der Defreggen-Antholz-Vals-Linie (Osttirol/Österreich). – Mitt. österr. geol. Ges., **81**; 245–253; Wien 1989.
- SEGHEDI, A.: Metamorphic formations of North Dobrogea. – Ann. Inst. Geol. Geophys., **57**; 469–477; Bukarest 1980.

- SEGHEDI, A.: Variszische Faltung in alpidischen Einheiten der Nord-Dobruzscha. – Z. angew. Geol. **31**; 281–287; Berlin 1985.
- SEGHEDI, A. & OAIÉ, G.: Formatinua de carapelit (dobrogea de nord) fa faciesure si structuri sedimentare. – D.S. Inst. Geol. Geofiz., **70/71**; 19–37; Bukarest 1986.
- SEIDEL, E., KREUZER, H. & HARRE, W.: K/Ar dates of the Cretan Phyllite-Quarzite Series. – 6. Coll. Geol. Aegean, **1**; 121–127; Athen 1977.
- SELLI, R.: Tectonic evolution of the Tyrrhenian Sea. – In: STANLEY, D.J. & WEZEL, F. – C. (Eds.): Geological Evolution of the Mediterranean Basin, 131–194; Springer New York 1985.
- SENEL, M.: Discussion on the Antalya nappes. – In: TEKELI, O. & GÖNGÜOĞLU (Eds.): Geology of the Taurus Belt, Proceedings, 41–51; Ankara 1984.
- SENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y. & KETIN, I.: Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys?. – Geol. Soc. Amer. Bull., **91**; 599–609; Boulder 1980.
- SENGÖR, A.M.C. & YILMAZ, Y.: Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. – Tectonophysics, **75**; 181–241; Amsterdam 1981.
- SENGÖR, A.M.C., SATIR, M. & AKKÖK, R.: Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Panafrican basement in Turkey. – Tectonics, **3**; 693–707; 1984a.
- SENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y. & SUNGURLU, O.: Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean Geol. Soc. Spec. Publ. **17**), 77–112; Oxford 1986b.
- SERGEEVA, L.A., NACHEV, I.K. & MALIAKOV, I.G.: On the Paleozoic age of the metamorphic rocks in Strandza. – Rev. Bulg. Geol. Soc. **15**; 10–16; Sofia 1979.
- SHAVISHVILI, I.D.: Variscan volcanism in the Caucasus. – IGCP 5; Newsletter, **5**; 169–179; Szeged 1983.
- SHENGELIA, M.D. & HATAR, J.: Evolution of regional metamorphism of the sophian uplift (the Great Caucasus). – Geol. Zborn. Geol. Carpathica, **38**; 457–473; Bratislava 1987.
- SILLS, J.D.: Granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone, N.W. Italy. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **64**; 169–191 Zürich 1984.
- SILLS, J.D. & TARNEY, J.: Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites interlayered with metasedimentary gneisses in the Ivrea zone, Southern Alps, northwest Italy. – Tectonophysics, **107**; 187–206; Amsterdam 1984.
- SINIGOI, S., BELTRAME, C., COLTORTI, M., PRINCIVALLE, F. & SECCO, L.: Petrogenesis of the Paleozoic magmatic rocks of the Carnian Alps. – Miner. Petrol., **38**; 263–276; 1988.
- SNOPKO, L. & VOZAROVA, A.: Litologicky a petrograficky vyskum drnavského súvrstvia gelnickej skupiny. – Zap. Karpaty, Min. petr. geochem. metalogen., **9**; 111–144; Bratislava 1981.
- SNOPKOVA, P. & SNOPKO, L.: Biostratigrafia gelnickej série v Spissko-gemerskom rudohori na základe palinologických výsledkov (Západné Karpaty – paleozoikum). – Zap. Karpaty Geol., **5**, 57–102, Bratislava 1979.
- SÖLLNER, F. & HANSEN, B.D.: „Pan-afrikanisches“ und „kaledonisches“ Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen. – Rb-, Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. – Jb. Geol. B.-A., **130**; 529–569; Wien 1987.
- SPALLETTA, C.: Lydite (Chert)breccias and conglomerates: a paleogeographic tool for the Dinantian in the circum-Mediterranean area. – IGCP 5; Newsletter **4**; 94–96; Bratislava 1982.
- SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C.: La Catena Paleocarnica. – In: CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (Eds.): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. – Guide geol. Reg. S.G.I., 281–292; Bologna 1982.
- SPASSOV, Ch.: Das Unterkarbon in Nord-Bulgarien und dem naheliegenden rumänischen Gebiet (Mösische Plattform). – Geol. Balc., **6**; 41–52; Sofia 1976.
- SPASSOV, Ch.: Stratigraphic Correlation Forms of the Bulgarian part of Geotraverse B. – IGCP 5; Newsletter, **5**; 180–186; Szeged 1983.
- SPASSOV, Ch.: The Devonian system in Bulgaria. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 435–444; Bratislava 1987.
- SPASSOV, Ch., STOJANOVIC-KZENKO, S., PAJIC, V. & FILIPOVIC, I.: Les conodontes paleozoiques de la serbie occidentale. – Karpato-Balkanska Geoloska As Soc. 8. Kongres, 251–257; 1967.
- STADLER, G., TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R.: Zur geothermischen Geschichte des Karbons von Manno bei Lugano und des „Karbons“ von Falletti (Sesia-Zone der Westalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **152**; 177–198; Stuttgart 1976.
- STAN, N.: Permian volcanism in the Codru-Moma Mountains. – Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Géologie, **27**; 23–28; Bukarest 1983.
- STAN, A.: Permian volcanics in the western part of Romania (Banat and Apuseni Mountains). – IGCP 5; Newsletter, **6**; 117–124; Barcelona 1984.
- STAN, A.: Upper Carboniferous and Permian volcanics from Romania. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 445–456; Bratislava 1987.
- STATTEGGER, K.: Sedimentologische Untersuchungen in den Polster-Quarziten (östliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1980**; 333–363; Wien 1980.
- STATTEGGER, K.: Schwermineraluntersuchungen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. – Verh. Geol. B.-A., **1982**; 107–121; Wien 1982.
- STATTEGGER, K.: Chromspinell im klastischen Karbon von Chios, Ägäis (Vorbericht). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss.Kl., **1983**; 1–5; Wien 1983.
- STATTEGGER, K.: Die Beziehungen zwischen Sediment und Hinterland: Mathematisch-statistische Modelle aus Schwermineraldaten rezenter fluviatiler und fossiler Sedimente. – Jb. Geol. B.-A., **128**; 449–512; Wien 1986.
- STEFANOVIC, P. & VESELINOVIC, M.: Das Paläozoikum von Serbien. – ÖAW, Ergebnisse Schriftenreihe Erdw. Komm., **3**; 297–312; Wien 1978.
- STILLE, P. & TATSUMOTO, M.: Precambrian tholeiitic-dacitic rock-suites and Cambrian ultramafic rocks in the Pennine nappe system of the Alps: Evidence from Sm – ND isotopes and rare earth elements. – Contr. Min. Petr., **89**; 184–192; Berlin 1985.
- STINGL, V.: Lagerungsverhältnisse des Permoskyth im Stanzerthal, West-Tirol (Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**; 117–131; Wien 1984.
- STÖCKLIN, J.: Orogeny and Tethys evolution in the Middle East, an appraisal of current concepts. – 27. Int. Geol. Congr., **5**, 65–84, Utrecht 1984.
- STÖFFER, U. & TARKIAN, H.: Die Genese der stratiformen Sulfat-lagerstätte Kalwang (Steiermark), der Grüngesteinsserie mit einer assoziierten silikatreichen Eisenformation. – Tschermarks. Min. Petr. Mitt., **33**; 169–186; Wien 1986.
- STOJANOV, R.: Petrological characteristics of magmatic and metamorphic rocks of the Wider Prilep Environs (Macedonia/Yugoslavia). – Geol. zavod, **4**; 3–116; 1974.
- STOJANOV, R.: Correlation of Precambrian and Riphean-Cambrian rocks on the territory of Yugoslavia. – Ann. Inst. Geol. Geophys., **57**; 459–468; Beograd 1980.
- STOJANOV, R.: Pelagonian massif. – Guide-Book Field Meeting „Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belt“, 45–47; Beograd 1983a.
- STOJANOV, R.: The western Macedonian zone. – Guide-Book Field Meeting „Correlation of Prevariscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belt“, 49–50; Beograd 1983b.
- SYLVESTER, H.: Vorbericht über sedimentologisch-sediment-petrographische Untersuchungen in den Perm/Skyth-Siliziklastika der ostalpinen Decken (Kärnten/Österreich). – Carinthica II, **179**; 401–424; Klagenfurt 1989.

- SZEDERKENYI, T.: Model for the presentation of Variscan and pre-Variscan events along the Hungarian part of Geotraverse C. – IGCP 5; Newsletter 2; 64–66; Padova 1980.
- SZEDERKENYI, T.: Characteristics pre-Mesozoic rock-columns along the Hungarian part of Geotraverse C. – IGCP 5; Newsletter, 3; 132–137; Beograd 1981.
- SZEDERKENYI, T.: Lithostratigraphic division of the crystalline mass in South Transdanubian and the Great Hungarian Plain. – IGCP 5; Newsletter, 4; 101–106; Bratislava 1982.
- TCHOUNEV, D. & BONEV, P.: Sur l'évolution du volcanisme stéphanopermien dans le système plissé des Balkanides de Bulgarie. – Geol. Balc., 5; 3–14; Sofia 1975.
- TEKELI, O.: Subduction complex of pre-Jurassic age, Northern Anatolia, Turkey. – Geology, 9; 68–72; Boulder 1981.
- TENCHOV, Y.G.: The Permian molasses and the end of the Variscan orogeny in the area of the IGCP Project Nr. 5. – IGCP 5; Newsletter, 3; 238–139; Beograd 1981.
- TENCHOV, Y.G.: Coincidence of the Variscan and Alpine chains in Bulgaria as attested by the distribution of clastic sediments. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECU, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 457–468; Bratislava 1987.
- TENCHOV, Y. & YANEV, S.: Variscan movements and molasse in Bulgaria. – Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, 58; 177–196; Berlin 1979.
- TESSENHORN, F.: Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Unter-Karbon der Karawanken (Österreich). – Diss. Math.-naturwiss. Fak. Univ. Tübingen, 87 S., Tübingen 1970.
- THELIN, Ph.: Essai de chronologie magmatique-métamorphique dans le socle de la nappe du Grand Saint-Bernard: quelques points de repère. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 69; 193–204; Zürich 1989.
- THELIN, Ph. & AYRTON, ST.: Cadre évolutif des événements magmatique-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennine (Valais). – Schweiz. Min. Petr. Mitt., 63; 393–420; Zürich 1983.
- THORBECKE, G.: Zur Zonengliederung der ägäischen Helleniden und westlichen Tauriden. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., SH 2; 161 S., Wien 1987.
- TOKAI, M.: On some Variscan events in the Amasra district of the Zonguldak Coalfield (Northern Anatolia). – IGCP 5; Newsletter, 3; 140–151; Beograd 1981.
- TOOMEY, D.F.: European fossil reef models – an introduction. – SEPM Spec. Publ., 30; 1–7; Tulsa 1981.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – 3; 718 S., Wien 1986.
- TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. Österr. geol. Ges., 80; 47–113; Wien 1987a.
- TOLLMANN, A.: The Alpidic Evolution of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps, 361–378; Wien 1987b.
- TONGIORGI, M.: Notes for a palinspastic reconstruction of the Post-Hercynian paleogeography of the Tyrrhenian area. – In: TONGIORGI, M. (Ed.): Report of the Tuscan Paleozoic Basement. – C.N.R., Internal Report of the "Progetto Finalizzato Energetica – Sottoprogetto Energia Geotermica, 77–90; Pisa 1978.
- TONGIORGI, M.: Some cross-sections through the Paleozoic outcrops of the Northern Apennines: regional geological outline and discussion (Contribution to the Geotraverse B of the IGCP Project 5). – IGCP 5; Newsletter 2; 97–103; Padova 1980.
- TONGIORGI, M. & BAGNOLI, G.: Geotraverse B in Central Italy: SCF (Stratigraphic Correlation Form). – IGCP 5; Newsletter 3; 152–155; Beograd 1981a.
- TONGIORGI, M. & BAGNOLI, G.: Stratigraphie du socle paléozoïque de la bordure continentale de l'Apennin septentrional (Italie centrale). – Bull. Soc. géol. France, (7), 23; 319–323; Paris 1981b.
- TRIFONOVA, E.: Vorkommen von höheren Zentralhellenischen Deckeneinheiten in Lakonien (Peloponnes, Griechenland). – Prakt. Akad., 247–261; Athen 1982.
- TRIFONOVA, E.: Upper Permian foraminifers from South-eastern Lakonia (Peloponnesus, Greece). – Geol. Balc., 15; 83–92; Sofia 1985.
- TROLL, G.: The „Altkristallin“ of Eastern Tyrol between Tauern Window and Periadriatic Lineament. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K.: Alps, Apennines, Hellenides, 149–153; Stuttgart 1978.
- TSCHELAUT, W.: Über das Alter der Arzberger Schichten und der Blei-Zink-Vererzung im Grazer Paläozoikum. – Jb. Geol. B.-A., 128; 241–243; Wien 1985.
- VAI, G.B.: Tentative correlation of Palaeozoic rocks of the Italian peninsula and islands. – ÖAW, Ergebnisse Schriftenreihe Erdw. Komm., 3; 313–329; Wien 1978.
- VAI, G.B.: Tracing the Hercynian structural zones across "Neo-Europa": An introduction. – Mem. Soc. Geol. It., 20; 39–45; Rom 1979.
- VAI, G.B.: Southern Alps. – IGCP 5; Newsletter 2; 104–108; Padova 1980.
- VAI, G.B. & COCOZZA, T.: Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – Bull. Soc. géol. France, (8), 2; 95–114; Paris 1986.
- VAN DER MAAR, P.A. & JANSEN, J.P.H.: The geology of the polymetamorphic complex of Ios, Cyclades, Greece and its significance for the Cycladic Massif. – Geol. Rdsch., 72; 283–299; Stuttgart 1983.
- VAN DER VOO, R.: Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: Comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. – Geol. Soc. Amer. Bull., 100; 311–324; Boulder 1988.
- VAN DER VOO, R., BRIDEN, J.C. & DUFF, B.A.: Late Precambrian and Paleozoic paleomagnetism of the Atlantic-bordering continents. – Int. Geol. Congr. 26. Paris, Coll. C 6; 203–212; Paris 1980.
- VANNOSSI, M.: Volcanisme, sédimentation et tectonique en Briançonnais ligure pendant le Permo-Carbonifère. – 3. Rundgespräch „Geodynamik des europäischen Variszikums“, 23./24. Oktober Fribourg.
- VAVRA, G. & FRISCH, W.: Frühpaläozoischer Backarc und Inselbogenvulkanismus im Tauernfenster. – 3. Rundgespräch „Geodynamik des europäischen Variszikums“, 23./24. Oktober Fribourg.
- VINOGRADOV, C. & POPESCU, M.: Les facies carbonates du paleozoïque de la plate-forme moesienne (Roumanie). – Ann. Inst. Geol. Geofiz., 64; 317–322; Bukarest 1984.
- VOSHAGE, H., HUNZIKER, J., HOFMANN, A. & ZINGG, A.: A Nd and Sr isotopic study of the Ivrea zone, South Alps, N-Italy. – Contr. Mineral. Petrol., 97; 31–42; Berlin 1987.
- VOZAR, J.: A study on Permian volcanics of the West Carpathians. – IGCP 5; Newsletter 2; 79–81; Padova 1980.
- VOZAR, J.: Position and Characteristics of Permian volcanism in a palinspastic profile of Geotraverse C (West Carpathians). – IGCP 5; Newsletter, 5; 191–193; Szeged 1983.
- VOZAROVA, A.: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepenčov Spissko-gemerského rudohoria. – Záp. Karpaty, Sér. min. petr. geoch. metal., 3; 147–174; Bratislava 1973.
- VOZAROVA, A.: Litofaciálna charakteristika permu v severozáp. časti veporika. – Záp. Karpaty, Sér. min. petr. geoch. metal., 6; 61–116; Bratislava 1979.
- VOZAROVA, A.: Explanatory notes to lithotectonic profiles of the Variscan molasse in the Czechoslovakian West Carpathians (Comment to Annex 27–30). – Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, 66; 311–346; Berlin 1982.
- VOZAROVA, A.: Lithofacies of Variscan molasses of the West Carpathians. – Proc. 27th Int. Geol. Congr., 4; 71–85; 1984.
- VOZAROVA, A. & VOZAR, J.: The Late Paleozoic of the West Carpathians. – Guide-Book for geological excursion, 80 S., Bratislava 1979.
- VOZAROVA, A. & VOZAR, J.: Paleogeography of the Permian of the Western Carpathians. – Proc. 11. Congr. of CBGA, Stratigraphy, 33–42; Kiev 1980.

- VOZAROVA, A. & VOZAR, J.: Late Paleozoic of West Carpathians. – In: VOZAR, J. & VOZAROVA, A. (Eds.): Permian of the West Carpathians, 11–23; Bratislava 1980.
- VOZAROVA, A. & VOZAR, J.: West Carpathians Late Paleozoic and its paleotectonic development. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, 469–487; Bratislava 1987.
- VOZAROVA, A. & VOZAR, J.: Late Paleozoic in West Carpathians. – 314 S., Bratislava 1988.
- WACHENDORF, H. & GRALLA, P.: Korrelation der präneogenen Serien im NE-Dodekanes (Griechenland). – Z. dt. geol. Ges., **134**; 95–117; Stuttgart 1983.
- WALLBRECHER, E.: Alpidischer Deckenbau und Metamorphose auf den Nord-Sporaden und auf der südlichen Pelion-Halbinsel (Thessalien, Griechenland). – In: JACOBSHAGEN, V. (Ed.): Untersuchungen zur Geologie der Nord-Sporaden (Ägäisches Meer, Griechenland), 99–116; Berlin 1983.
- WEBER, K.: Variscan events: early Palaeozoic continental rift metamorphism and late Palaeozoic crustal shortening. – In: HUTTON, D.H.W. & SANDERSON, D.J. (Eds.): Variscan Tectonics of the North Atlantic Region, Geol. Soc. Spec. Publ. **14**; 3–22; Oxford 1984.
- WOPFNER, H.: Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis. – Geol. Rdsch., **73**; 259–277; Stuttgart 1984.
- WYKRADT-HÜCHTENBRUCK, Q.: Geochronologische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Gesteinen der Habach-Formation, der Scheelitlagerstätte und des angrenzenden Altkristallins im Felbertal (Land Salzburg). – Dissertation, Salzburg 1987.
- YARWOOD, G.A. & AFTALION, M.: Field relations and U-Pb geochronology of a granite from the Pelagonian zone of the Hellenides (High Pieria, Greece). – Bull. Soc. géol. France, **18**; 259–264; Paris 1976.
- YAZGAN, E.: A geotraverse between the Arabian platform and the Munzur nappes. – Int. Symp. Geol. Taurus Belt, 26.–29. Sept. 1983; Guide Book, Ankara 1983.
- YAZGAN, E., MICHARD, A., WHITECHURCH, H. & MONTIGNY, R.: Le Taurus de Malatya (Turguie orientale), élément de la suture sud-téthysienne. – Bull. Soc. geol. France, (7), **25**; 59–69; Paris 1983.
- YILMAZ, P.O.: Fossil and K-Ar data for the age of the Antalya Complex, SW Turkey. – In: DIXON, J.E. & ROBERTSON, A.H.F. (Eds.): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. Spec. Publ. **17**; 335–347; Oxford 1984.
- YILMAZ, Y.: Gümüşhane granitinin yerleşme sorunu. – Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongr., Tebliğler. Maden Tektik Arama, 485–490; Ankara 1973.
- ZACHOS, S. & DIMADIS, E.: The geotectonic position of the Skaloti-Echinos granite and its relationship to the metamorphic formations of Greek Western and Central Rhodope. – Geol. Balc., **13**; 17–24; Sofia 1983.
- ZAGORCEV, I.S.: Ultrametamorphic inliers within the Diabase-Phyllitoid Complex, Vlahina Block, SW Bulgaria. – Compt. rend. Acad. Bul. Sci., **27**; 1255–1258; Sofia 1974.
- ZAGORCEV, I. & MOORBATH, S.: Rb-Sr dating of the granitoid magmatism in Sastinska Sredna Gora. – Rev. Bulg. Geol. Soc. **57**, 62–68; Sofia 1986.
- ZIEGLER, P.A.: Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe – a working hypothesis. – Geol. Mijnbouw, **63**; 93–108; Leiden 1984.
- ZIEGLER, P.A.: Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. – Tectonophysics, **126**; 303–238; Amsterdam 1986.
- ZIEGLER, P.A.: Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. – AAPG Memoir, **43**; Tulsa 1988.
- ZIEGLER, P.A.: Laurassia – The Old Red Continent. – In: Devonian of the World, **1**; 15–48; Altona 1988.
- ZINGG, A.: The Ivrea and Strona-Ceneri Zones (Southern Alps, Ticino and N-Italy) – A Review. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., **63**; 361–392; Zürich 1983.
- ZNOSKO, J.: Polish Caledonides and their Relation to other European Caledonides. – Ann. Soc. Geol. Polon., **56**; 33–52; Warschau 1986.

Anhang

Folgende Arbeiten aus Newsletter 7 des IGCP-Projektes Nr. 5, die den Alpin-Mediterranen Belt betreffen, wurden erst nach Drucklegung vorliegender Publikation bekannt und konnten nicht berücksichtigt werden.

Nicht aufgenommen sind hier die Sardinien betreffenden Arbeiten.

- ACQUAFREDDA, P., LORENZONI, S., MINZONI, N. & ZANETTIN, L.E.: Age and structural lineaments of the metamorphic tectonics of Calabria. – IGCP 5, Newsletter **7**, 6, Pau 1989.
- ADAMIA, S. & KUTELIA, Z.A.: Paleotethys – Tethys: Continuous development. – IGCP 5, Newsletter **7**, 109–115, Pau 1989.
- ARKAI, P. & LELKES-FELVARI, G.: Very low- and low-grade metamorphic terrains in Hungary. – IGCP 5, Newsletter **7**, 116–118, Pau 1989.
- BELOV, A.A., SL'USAR, B.S. & LARCHENKOV, E.P.: Pre-Mesozoic Formations of the North-West Black Sea region – Stratigraphic Correlation Forms and Tectonics. – IGCP 5, Newsletter **7**, 119, Pau 1989.
- BORIANI, A., GIOBBI, E., SASSI, A. & SEASANA, E.: The Late-Hercynian magmatism of the Lake Maggiore zone (NW Italy) . – IGCP 5, Newsletter **7**, 16–19, Pau 1989.
- BOUILLIN, J.P. & BOURROILH, R.: Elements de correlations des series Paleozoiques des Kabylies (Algerie). – IGCP 5, Newsletter **7**, 129–130, Pau 1989.
- BOUQUET, C., BOURROILH, R., VACHE, E. & GUERANGE, B.: Le Cambro-Ordovicien de l'Hospice de France, Haute Chaine, Pyrénées Centrales. Sedimentologie et premières correlations. – IGCP 5, Newsletter **7**, 131–133, Pau 1989.
- BROGLIO, L.C., GIACOBBE, B. & PASINI, M.: The Comelicana beds of Upper Permian Bellerophon Formation from Sass de Putia (Würz Joch, Bolzano, Southern Alps): Microbiostratigraphical setting. – IGCP 5, Newsletter **7**, 20–21, Pau 1989.
- CORTESOGNO, L. & VANNUCCI, R.: Permian volcanism in the Inner Ligurian Briançonnais (Maritime Alps). – IGCP 5, Newsletter **7**, 36–37, Pau 1989.
- COSTANTINI, A., DECANDIA, F.A., LAZZAROTTO, A., PASINI, M. & SANDRELLI, F.: New Palaeozoic outcrops in the Middle-Tuscan range between Monticiano and Leoni Mt. (Siena and Grosseto districts). – IGCP 5, Newsletter **7**, 38–40, Pau 1989 .
- DE VIVO, B., FREZZOTTI, M.L. & GHEZZO, C.: Fluid inclusions from M. Pulchiana Hercynian leucogranitic intrusion (North Sardinia). – IGCP 5, Newsletter **7**, 45, Pau 1989.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & RATSCHBACHER, L.: Stratigraphy, tectonics and paleogeography of low-grade Carboniferous strata in Austria (Geotraverse B). – IGCP 5, Newsletter **7**, 139–142, Pau 1989.
- FABRE, J.: Evenements tectoniques et sédimentaires Pre-Alpins dans la Zone Briançonnais (Zone Houillère) des Alpes Occidentales. – IGCP 5, Newsletter **7**, 143–147, Pau 1989.
- GATTIGLIO, M. & MECCHERI, M.: Preliminary considerations on the lithostratigraphic succession of the Apuane Alps Paleozoic basement (Northern Tuscany, Italy). – IGCP 5, Newsletter **7**, 57–59, Pau 1989.

- KALVACHEVA, R.: Acritarch stratigraphy of the Ordovician system in Bulgaria. – IGCP 5, Newsletter 7, 177–180, Pau 1989.
- KATERINOPOULOS, A.: Magmatism in the Kastoria Unit: the Varoundas plutonic complex. – IGCP 5, Newsletter 7, 181–190, Pau 1989.
- MAJESTE-MEJOULAS, C., BAUDELLOT, S., BOUILLIN, J.-. & CYGAN, C.: Le Paléozoïque de la Calabre: resultats stratigraphiques recents et consequences structurales. – IGCP 5, Newsletter 7, 191–194, Pau 1989.
- MANBY, G.M., THIEDIG, F. & MILLAR, I.: Textural, chemical and isotopic constraints on the age of the Saualpe eclogites (Carinthia/Austria). – IGCP 5, Newsletter 7, 195–202, Pau 1989.
- MECCHERI, M., MORETTI, A. & VOLTERRANI, S.: The "Verrucano" structure of M. Leoni (Southern Tuscany, Italy) : lithostratigraphic preliminary notes and deformative history. – IGCP 5, Newsletter 7, 71–74, Pau 1989.
- MESSINA, A., BARBIERI, M., COMPAGNONI, R., DE VIVO, B., PERRONE, V. & SCOTT, B.: Petrology and geochemistry of the Sila granitoids (Calabria, Southern Italy). – IGCP 5, Newsletter 7, 75–78, Pau 1989.
- NEGRETTI, G., RETTIGHIERI, M. & TUCCI, P.: Petrochemical and petrographical remarks on the porphyroids of the high Tarnaro valley (Ligurian Alps). – IGCP 5, Newsletter 7, 87–91, Pau 1989.
- NERI, C. & POSENATO, R.: Lithostratigraphy and macrofossils of the Bellerophon Foramtion, Sass de Putia section (Dolomites, South Tyrol, Italy). – IGCP 5, Newsletter 7, 92–93, Pau 1989.
- NOTARPIETRO, A. & DE CAPITANI, L.: Distribution of Hercynian magmatism in the Upper Valtellina (Northern Italy). – IGCP 5, Newsletter 7, 94–95, Pau 1989.
- OMENETTO, P., MEGGIOLARO, V., SPAGNA, P., BRIGO, L., FERLA, P. & GUION, J.L.: Prevariscan–Variscan scheelite ores in Calabrian-Peloritan arc: tungsten/base metal association in Southeastern Peloritani Mountains (NE- Sicily). – IGCP 5, Newsletter 7, 219–220, Pau 1989.
- PALAGI, P., MENOT, R.P. & LARDEAUX, J.M.: Geological, petrological, geochemical data suggest an Early-Hercynian (Acadian) tectono-metamorphic event in Northern Corsica. – IGCP 5, Newsletter 7, 96–98, Pau 1989.
- PAMIC, J.J.: Ultramafics from metamorphic complexes of the Slavonian Mountains (Northern Croatia, Yugoslavia). – IGCP 5, Newsletter 7, 221–227, Pau 1989.
- RAMOVŠ, A. & SREMAC, J.: Permian reefs in Yugoslavia. – IGCP 5, Newsletter 7, 240–242, Pau 1989.
- SASSI, F.P.: The Pre-Alpine metamorphic zoneography in the Oetztal-Stubai Mass (Eastern Alps). – IGCP 5, Newsletter 7, 243–244, Pau 1989.
- SASSI, F.P. & VISONA, D.: An interpretation of the Hercynian metamorphism in the Eastern Alps. – IGCP 5, Newsletter 7, 245–249, Pau 1989.
- SREMAC, J.: A peculiar Brachiopod fauna in the Middle Permian of the Velebit Mt. (Croatia, Yugoslavia). – IGCP 5, Newsletter 7, 250–251, Pau 1989.
- STATTEGGER, K.: Heavy mineral evolution-paths in the Mediterranean Carboniferous and Variscan plate tectonics. – IGCP 5, Newsletter 7, 252–255, Pau 1989.
- VAI, G.B. & COCOZZA, T.: Paleozoic stratigraphy, tectonics and magmatism in Italy. – IGCP 5, Newsletter 7, 5, Pau 1989.
- VENTURINI, C.: Upper Palaeozoic marine sequences in the Southern Alpine domain. – IGCP 5, Newsletter 7, 256–261, Pau 1989.
- VISONA, D. & ZANFERRARI, A.: Hercynian rifting in the Southalpine basement of Eastern Alps. – IGCP 5, Newsletter 7, 106, Pau 1989.
- ZANFERRARI, A.: Stratigraphy and tectonics of the Southalpine basement of the Eastern Alps. – IGCP 5, Newsletter 7, 107–108, Pau 1989.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 29. März 1990.

Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich)

Von J. GEORG FRIEBE*)

Mit 29 Abbildungen

*Steiermark
Miozän
Leithakalk
Sedimentologie
Stratigraphie
Paläogeographie*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 190, 207, 208*

Inhalt

Zusammenfassung	223
Abstract	224
1. Einleitung und Problemstellung	224
2. Historischer Rückblick und bisheriger Stand der Forschung	225
3. Grundzüge einer lithostratigraphischen Neugliederung	225
3.1. Diskussion	227
4. Bemerkungen zur „Steirischen Diskordanz“	228
5. Die Kreuzberg-Formation	229
5.1. Ottenberg-Member	232
6. Die Weißenegg-Formation	234
6.1. Siliziklastika südlich Leibnitz	235
6.1.1. Zur Bezeichnung „Schlier“	235
6.1.2. Die Tonmergel und Feinsande	235
6.1.3. Die Sande der Gamlitzer Bucht	235
6.2. Siliziklastika im Raum Wildon	236
6.3. Die Leithakalkvorkommen der Mittelsteirischen Schwelle	236
6.3.1. Die Fazies des Leithakalks	237
6.4. Typusprofil und charakteristische Aufschlüsse	237
6.5. Vulkanite in der Weißenegg-Formation	246
6.6. Schuttfächer aus dem Sausal-Fastlkogel-Member	247
6.7. Deltasedimente der Verarmungszone – Dillach-Member	247
6.8. Zur Sedimentologie der Leithakalkareale in Wechselbeziehung zu deren siliziklastischem Umfeld	249
7. Paläogeographische Schlußfolgerungen	254
Dank	255
Literatur	255

Zusammenfassung

Im Zuge einer Neubearbeitung der Leithakalkareale der Mittelsteirischen Schwelle und deren Beziehungen zum siliziklastischen Umfeld wird die lithostratigraphische Gliederung der Ablagerungen des Badenium im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle revidiert:

Um Verwechslungen zu vermeiden, wird angeregt, die Bezeichnung „Gamlitzer Schlier“ durch den älteren Begriff „Steirischer Schlier“ zu ersetzen.

„Kreuzbergsschichten“ und „Urler Blockschutt“ werden zur „Kreuzberg-Formation“ vereint. Der ältere Begriff „Leithakonglomerat“ wird durch „Ottenberg-Member“ ersetzt.

Die flachmarinen Siliziklastika um die Mittelsteirische Schwelle und die darin eingeschalteten Leithakalk-Vorkommen werden zur „Weißenegg-Formation“ zusammengefaßt.

Lokale Fan-Deltas aus dem Sausal werden als „Fastlkogel-Member“, Deltasedimente der Verarmungszone als „Dillach-Member“ bezeichnet.

Die Steirische Diskordanz wird aufgrund fazieller Überlegungen weg von der Grenze Karpatium/Badenium ins höchste Karpatium gestellt.

Die Ablagerungen des Badenium zeigen folgende paläogeographische Entwicklung:

In der unteren Lagenidenzone ermöglicht eine Transgression, die auch zur Überflutung der Florianer Bucht führt, die Bildung des Leithakalks im Raum Gamlitz – Retznei (Rhodolithenkalk bzw. Korallenrasen) und von kleinen Fleckenriffen an der Ostflanke des Sausal. Die unterbadenische Transgression wird kurz durch eine Phase geringerer Wassertiefe unterbrochen, die durch feinkörnige Algenschuttkalke gekennzeichnet ist.

Die Haupttransgression erfolgt in den höheren Anteilen der Unteren und in der Oberen Lagenidenzone (mergelige Rhodolithenkalke in Retznei).

Im Raum Wildon finden sich in der Oberen Lagenidenzone erste Leithakalkbänke innerhalb der Siliziklastika. Mit Ende

*) Anschrift des Verfassers: Dr. J. GEORG FRIEBE, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

der Oberen Lagenidenzone ist hier bereits ein ausgedehntes Corallinaceen-„Buildup“ entwickelt. Ihm ist im Norden eine Schutthalde vorgelagert, die im Zuge einer Regression an der Grenze Lagenidenzone/Sandschalerzone erosiv gekappt wird. Die Sandschalerzone zeigt eine kontinuierliche Zunahme der Wassertiefe.

Mit Ende der Sandschalerzone (?) erfolgt eine neuerliche Regression. Damit verbunden ist die Bildung einer jüngeren Schutthalde (Stbr. Weißenegg). Die jüngeren Sedimente zeigen nur geringe Meeresspiegelschwankungen, während in der Florianer Bucht regressiv Bedingungen herrschen.

Die Regression am Ende der Oberen Lagenidenzone äußert sich in der Gamlitzer Bucht mit einem Vorstoß der Kreuzberg-Schüttung nach Osten. In der Sandschalerzone bildet sich das Leithakalk-„Buildup“ von Graßnitzberg.

Jüngere Sedimente sind im Süden der Erosion zum Opfer gefallen.

A New Lithostratigraphic Classification and Sedimentology of Badenian (Miocene) Deposits in the Area of the “Mittelsteirische Schwelle” (Styrian Basin, Austria)

Abstract

This paper contains a revision of the lithostratigraphy of the Badenian sediments in the area of the Mittelsteirische Schwelle. The use of “Steirischer Schlier” instead of “Gamlitzer Schlier” is suggested in order to prevent further confusion. “Kreuzberg-Schichten” and “Urler Blockschutt” are united in the “Kreuzberg Formation”. The older term “Leithakonglomerat” is replaced by “Ottenberg Member”. The here introduced “Weißenegg Formation” contains shallow marine siliclastic sediments in the area of the Mittelsteirische Schwelle

and in the Basin of Gnas as well as the intercalated Leithakalk (coral carpets and coralline limestone). Local fan deltas in the Sausal mountains are summarized in the “Fastkogel Member”, delta sediments of the Upper Badenian are called “Dillach Member”.

The Styrian Unconformity is dated as Upper Karpatian. The paleogeographical evolution of this area is as follows: A transgression during the Lower Lagenide Zone, which also floods most of the Western Styrian Basin (Florianer Bucht) enabled the formation of rhodolith limestone and coral carpets in the area of Gamlitz – Retznei and of small patch reefs at the eastern slopes of the islands of the Sausal mountains. This lower Badenian transgression was interrupted by a period of falling relative sea-level indicated by fine-grained algal debris limestone. The main transgression occurred during the upper part of the Lower and in the Upper Lagenide Zone (marly rhodolith limestone in Retznei).

In the area of Wildon first Leithakalk intercalations within siliclastic sediments occur in the Upper Lagenide Zone. At the end of the Upper Lagenide Zone a well developed carbonate buildup is established. To the north an (older) talus is formed. It is partially eroded by a fall of relative sea-level at the beginning of the Spiroplectammina Zone. The sediments of the Spiroplectammina Zone show a continuous rise of relative sea-level. A regression at the end of the Spiroplectammina Zone (?) leads to the formation of a (younger) talus in the northern part of the Wildon area. Younger sediments exhibit only smaller oscillations of relative sea-level, whereas an overall regressive trend prevails in the Western Styrian Basin. The progradation of a (braid-)delta (Dillach Member) at the end of the Badenian terminates carbonate sedimentation.

South of the Sausal islands the regression at the end of the Lagenide Zone is documented by an eastward progradation of the Kreuzberg braid-delta complex. During the Spiroplectammina Zone bryozoa and coralline algae are forming the Leithakalk buildup of Graßnitzberg. Due to erosion there are no younger sediments left in the south.

1. Einleitung und Problemstellung

„... Es bildet nämlich der von den nördlich gelegenen Gebirgsmassen her nach Süden streichende Zug des Plawutsch mit dem inselartig aus den tertiären Gebilden aufsteigenden vielästigen Rücken des Sausal eine Art von unzusammenhängendem Damm. Das ehemalige Tertiärmeer dürfte, wenn auch nicht ganz, doch größtenteils diese im Osten vorliegenden Partien älteren Gebirges überragt haben. Dessenungeachtet zeigt sich der Verlauf des Plawutsch und des Sausal von einem sehr wesentlichen Einfluß auf die Natur der zu beiden Seiten abgelagerten Gebilde. Die zwischen dem östlichen Fuße der Alpen und dem Sausal vorhandenen Tertiärgebilde weichen mehrfach in ihrer Facies ab von jenen östlich des Sausal;...“

(ROLLE, 1856: 536)

Dieses Zitat aus der ersten größeren Arbeit über das Weststeirische Tertiärbecken umreißt in wenigen Worten die Bedeutung der Mittelsteirischen (= Sausal) Schwelle als trennendes Element zwischen den beiden großen Teilbecken des Steirischen Tertiärs.

Deren chronostratigraphische Korrelation über die Schwelle hinweg war, speziell in den 50-er Jahren, das Hauptanliegen der Tertiär-Forschung in der Steiermark.

Die Fazies blieb dabei weitgehend unberücksichtigt. Die tektonische Stellung des Steirischen Beckens und seine Beziehungen zu den übrigen tertiären Becken wurde von einem fixistischen Standpunkt aus betrachtet.

Seit der letzten großen zusammenfassenden Arbeit (KOLLMANN, 1965) erlebte das geologische Umfeld eine völlige Neubewertung. Die Erdölexploration im Wiener Becken und im Pannonischen Raum lieferte den Geophysikern, Paläontologen und Geologen eine Fülle von Daten, die es erlaubten, den Intrakarpatisch-Pannonischen Raum als Ganzheit zu erfassen. Die Revision der Chronostratigraphie und Faunenvergleiche (IGCP-Projekt No. 25: „Tethys – Paratethys – Neogen“; STEININGER et al., 1985) ermöglichte die Rekonstruktion der paläogeographischen Evolution der Paratethys. Ein plattentektonischer Versuch zur Genese der großen intrakarpatischen Becken ist ebenfalls erst wenige Jahre alt (SCLATER et al., 1980; ROYDEN et al., 1982).

Auch wenn einige grundlegende Probleme noch auf eine Lösung warten, ist es an der Zeit, das Steirische Becken im Lichte dieser Paradigmata neu zu bewerten, nicht zuletzt um zu einer Klärung allfälliger offener Fragen, den gesamten Pannonischen Raum betreffend, beizutragen. Aus der alten Literatur sollten diejenigen spärlichen Daten herausgefiltert werden, die der neuen Betrachtungsweise standhalten.

Daraus ergibt sich das Ziel dieser Arbeit: Die faziel- len und stratigraphischen Gegebenheiten in den Leithakalkarealen der Mittelsteirischen Schwelle und in deren siliziklastischem Umfeld neu zu erfassen und daraus eine lithostratigraphische Neugliederung sowie ein paläogeographisches Modell zu erstellen, das seinerseits als Ausgangspunkt sowohl zur Erforschung der angrenzenden Räume als auch der Evolution des Steirischen Beckens nicht nur im Badenium herangezogen werden kann.

2. Historischer Rückblick und bisheriger Stand der Forschung

Die Erforschungsgeschichte des Steirischen Beckens beginnt, sieht man von der Arbeit von SEDGEWICK & MURCHISON (1831) ab, in den 50-er Jahren des vorigen Jahrhunderts (ROLLE, 1855, 1856).

Auf diese ersten Untersuchungen folgen Arbeiten, die einerseits die Korrelation zwischen Leithakalk und Florianer Schichten (= „Turritellen-Schichten“ bei ROLLE, 1856), andererseits die Dokumentation von Fossilfunden zum Inhalt haben (STUR, 1871; HILBER, 1877, 1878, 1913; BAUER, 1899; HOLLER, 1899).

Als der große Tertiärgeologe der Steiermark kann mit Recht A. WINKLER-HERMADEN gelten. In zahlreichen Publikationen seit dem Jahre 1913 liefert er viele der Grundlagen für den heutigen Kenntnisstand über das Steirische Tertiärbecken (ausführliche Literaturliste bei KOLLMANN, 1965).

HAUSER (1951, 1953) und HAUSER & KAPOUNEK (1953) untersuchen die vulkanischen Einflüsse im Raum Retznei und Gamlitz.

Die stratigraphische Neugliederung des Wiener Beckens im Zuge der Erdölexploration (GRILL, 1941, 1943) bleibt auch für die Steiermark nicht ohne Folgen. In einer Reihe von Dissertationen in den 50-er Jahren wird versucht, diese neuerworbenen Erkenntnisse auf das (West-)Steirische Becken zu übertragen (WALTER, 1951; BEER, 1953; JENISCH, 1956; DILLER, 1957; FRISCH, 1957; KOPETZKY, 1957). Diese Arbeiten enthalten auch teilweise ausführliche Kommentare zur älteren Literatur.

Eine Zusammenfassung aller Ergebnisse gibt KOLLMANN (1965).

Aus jüngster Zeit liegen sowohl paläontologische Arbeiten (FLÜGEL, 1977, 1986; FRIEBE, 1987; VAVRA, 1989) als auch stratigraphisch-fazielle Detailstudien (FLÜGEL, 1972; KOLLMANN & RÖGL, 1978; EBNER, 1981; HANSEN, MÜLLER & RÖGL, 1987; KRAINER, 1987a; FRIEBE, 1988, 1989a, 1989b) vor. Karbonatfazielle Vergleichsstudien hat DULLO (1983) durchgeführt.

Die Grundlage für den bisherigen Kenntnisstand über die Ablagerungen des Badenium im Steirischen Becken bilden einerseits die Arbeiten von WINKLER-HERMADEN, andererseits eine Serie von Dissertationen aus den 50-er Jahren. Beide sind heute nur mehr bedingt gültig: die (bio-)chronostratigraphische Einstufung, die meist auf der Foraminiferen-Gesamtf fauna beruht, kann nicht unkritisch mit der heutigen Gliederung des Badenium korreliert werden. Keine der Arbeiten führt Kriterien für die Definition z.B. eines „tieferen Untertorton“ an. Die Grenzen zwischen den einzelnen chronostratigraphischen Einheiten scheinen aus der heutigen Sicht rein willkürlich gezogen. (Inwieweit sie damals dem aktuel-

len Stand der Forschung entsprachen, soll hier nicht erörtert werden).

KOLLMANN (1965) hat dies teilweise erkannt und dem aktuellen Stand angepaßt. Leider wurden dennoch manche unzulänglichen Angaben übernommen, was aber bei dem Vorhaben, die Entwicklung des gesamten Steirischen Tertiärbeckens in einer einzigen Arbeit zusammenzufassen, durchaus verständlich ist.

FLÜGEL (in FLÜGEL & HERITSCH, 1968) versuchte, die paläogeographische Evolution der Weststeiermark während des Badenium (basierend auf den Daten von BEER, 1953; DILLER, 1957; FRISCH, 1957; JENISCH, 1956; KOPETZKY, 1957 und WALTER, 1951) in 5 Kartenskizzen darzustellen. Dabei wurden die stratigraphischen Angaben jener Autoren mit der inzwischen anerkannten Zonengliederung im Wiener Becken gleichgesetzt. Dies war nicht immer problemlos: Um ein „mittleres Untertorton“ übernehmen zu können, mußte eine „mittlere Lagenidenzone“, im Wiener Becken und in der gesamten Paratethys gänzlich unbekannt, eingeführt werden (a.a.O.: Abb. 3 in den Beilagen). Ob das „Mitteltorton“ früherer Autoren mit der Sandschalerzone des Wiener Beckens bzw. das „Obertorton“ mit der Buliminen-Bolivinen-Zone gleichgesetzt werden kann, erscheint heute äußerst zweifelhaft.

Somit bleibt bis heute die Arbeit von KOLLMANN (1965) die einzige, unter gewissen Einschränkungen einigermaßen verlässliche, Quelle über die Evolution des Steirischen Beckens.

3. Grundzüge einer lithostratigraphischen Neugliederung

Die Diskussion um die Parallelisierung der Sedimente der Florianer Bucht mit jenen östlich der Mittelsteirischen Schwelle und die damit verbundenen stratigraphischen Modelle haben zu einer Unzahl von Schichtbezeichnungen geführt, deren Inhalt heute oft nur unbefriedigend nachvollzogen werden kann. Die Gleichsetzung von Lithostratigraphie und Chronostratigraphie war dabei durchaus üblich und zeigt sich in Bezeichnungen wie „Torton von ... (Lokalität)“.

Um dieses Chaos zu entwirren, wird hier eine lithostratigraphische Neugliederung des bearbeiteten Gebietes vorgestellt. Der lithologische und biogene Inhalt der einzelnen Einheiten wird anhand ausgewählter Aufschlüsse erörtert.

Es werden folgende Formationsnamen vorgeschlagen (Abb. 2):

Kreuzberg-Formation

Sie umfaßt die grobklastische Entwicklung am Westrand der Gamlitzer Bucht, die jünger als die Steirische Diskordanz ist.

Bereiche innerhalb der Kreuzberg-Formation, die durch die angrenzende Leithakalk-Sedimentation beeinflusst sind, werden als

Ottenberg-Member

bezeichnet.

Weißenegg-Formation

Diese umfaßt die flachmarinen Ablagerungen des Gnaser Beckens sowie der Gamlitzer und der Flamberger Bucht, die jünger als die Steirische Diskordanz

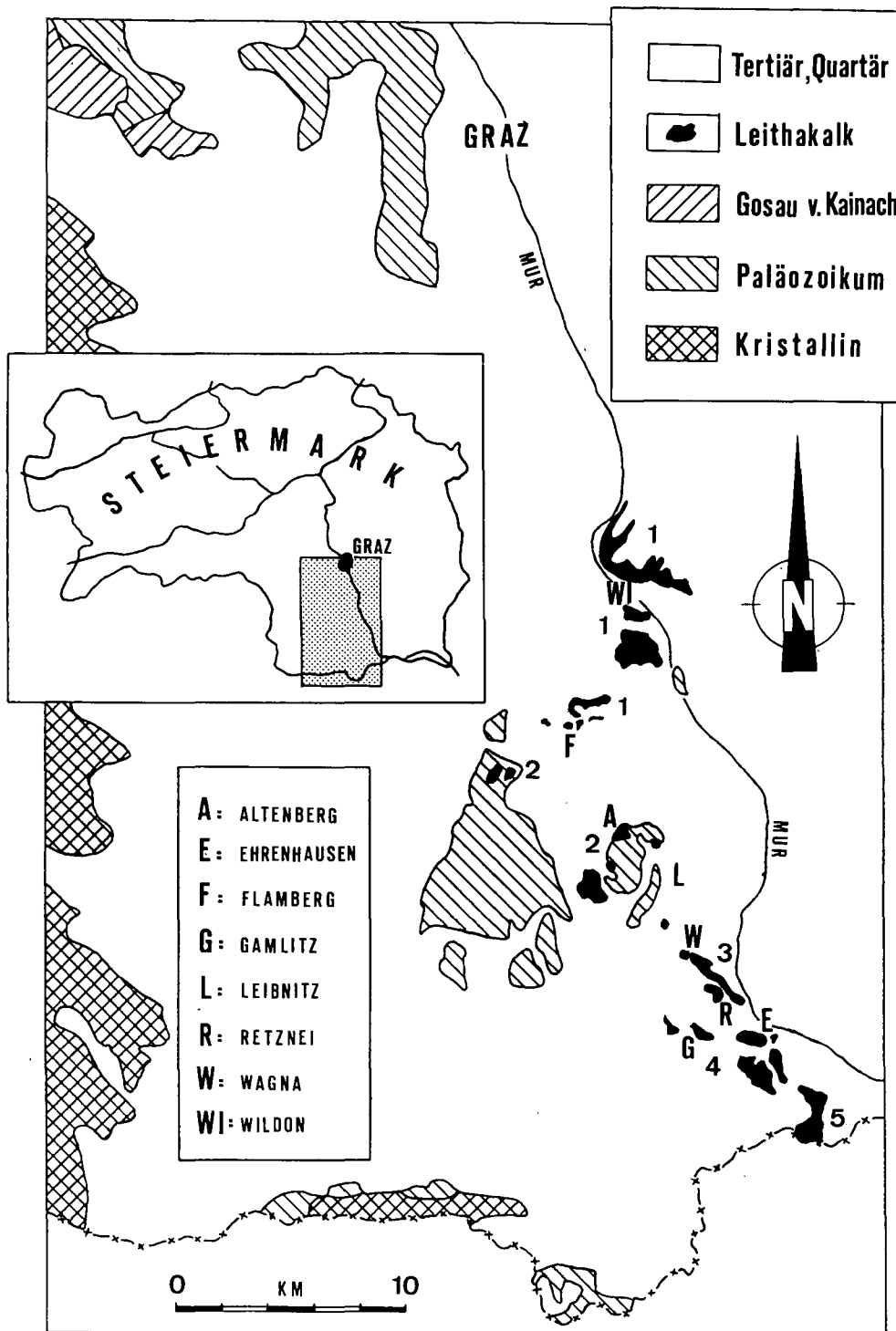


Abb. 1.
Lage des Arbeitsgebietes (umgezeichnet nach FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).
1 = Leithakalk-Areal von Wildon (höchste OLZ-BBZ); 2 = Korallenriffe an der Ostflanke des Sausal (LZ); 3 = Leithakalk-Areal südlich Leibnitz (ULZ, OLZ); 4 = Leithakalk-Areal der Gamlitzer Bucht (ULZ, OLZ); 5 = Leithakalk-Areal von Graßnitzberg (SZ).

sind. Im Norden bildet das Dillach-Member, im Osten „brackische, vorwiegend graue, mehr oder minder sandige Tonmergel“ mit „dm-starken meist harten Sandsteinlagen und vereinzelt, mehrere Meter mächtigen Feinschotter- und Kieslagen“ (Elphidium reginum-Zone; KOLLMANN, 1965: 558) die Hangendbegrenzung.

Eine Begrenzung nach Westen ist derzeit nicht möglich.

Sie beinhaltet die ehemaligen „Spielfelder Sande“, „Spielfelder bzw. Gamlitzer Mergel, Tegel etc.“ und die Siliziklastika in der Umgebung von Wildon und der Flamberger Bucht.

In der Weißenegg-Formation sind in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus Leithakalkbänke einge-

schaltet. Im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle sind dies (Abb. 1):

- 1) Das Leithakalkkareal von Wildon (höchste Anteile der Oberen Lagenidenzone bis Buliminen-Bolivinen-Zone).
- 2) Korallenriffe an der Ostflanke des Sausal (Lagenidenzone).
- 3) Das Leithakalkkareal von Retznei – Aflenz (Untere, Obere Lagenidenzone).
- 4) Der Leithakalk der Gamlitzer Bucht (Untere, Obere Lagenidenzone).
- 5) Das Leithakalkkareal von Graßnitzberg an der südsteirischen Weinstraße (Sandschalerzone).

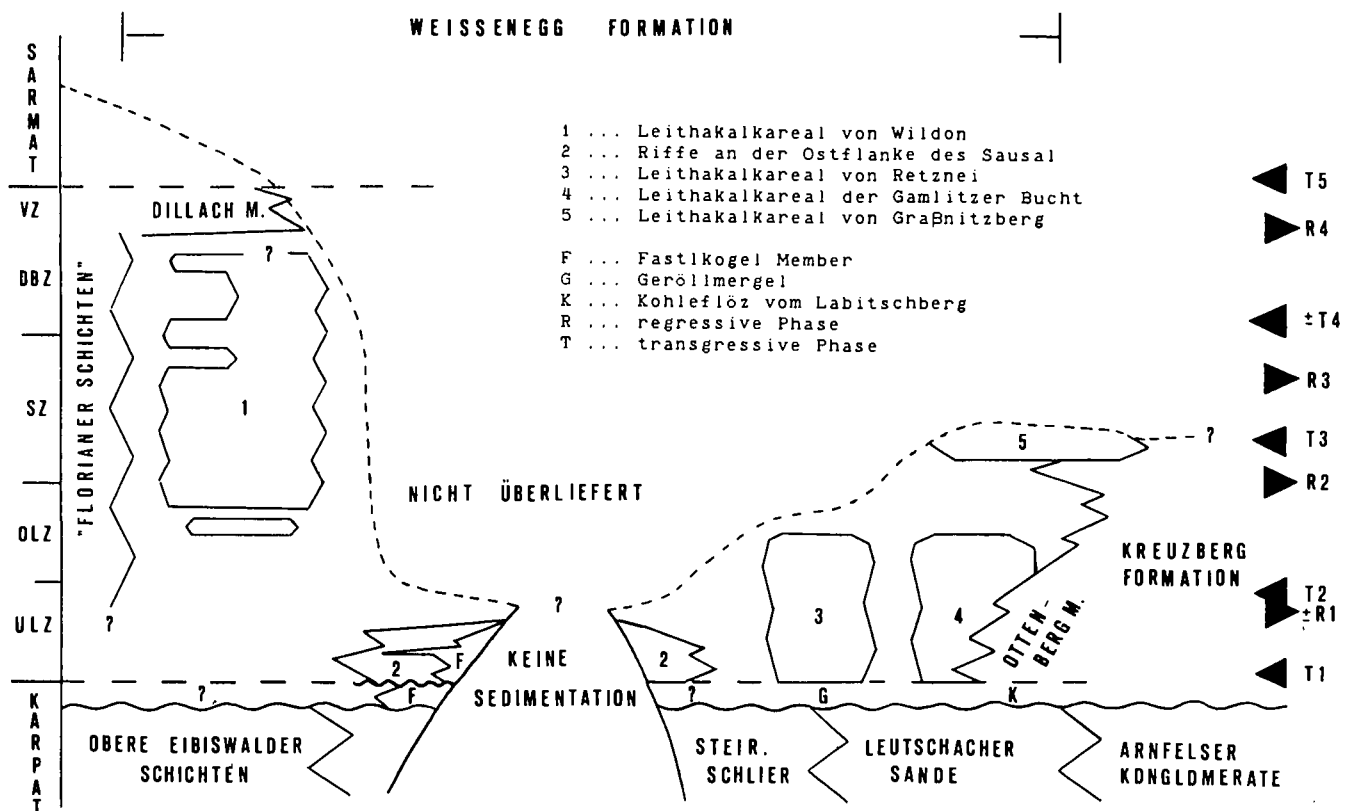


Abb. 2.
 Lithostratigraphische Neugliederung der Ablagerungen des Badenium.
 R = regressive Phase; T = transgressive Phase.

Fastlkogel-Member

Zusammenfassende Bezeichnung für lokale Schuttfächer aus dem Sausal (oberstes Karpatium, Untere Lagendenzone).

Dillach-Member

Nördlich von Wildon treten am Ende des Badenium (Braid-)Delta-Sedimente auf. Sie werden mit den fluvialen Eckwirt-Schottern des Thaler Beckens westlich Graz (RIEPLER, 1988) korreliert.

„Florianer Schichten“

Diese informelle Einheit beinhaltet die flachmarinen Ablagerungen der Florianer Bucht, die jünger als die Steirische Diskordanz sind (vgl. KOLLMANN, 1965). Ihr Verbreitungsgebiet liegt außerhalb des Arbeitsgebietes.

Eine Begrenzung zur Weissenegg-Formation läßt sich anhand der in der Literatur gemachten Angaben nicht erarbeiten. Im Zuge weiterführender Untersuchungen könnten die „Florianer Schichten“ mit der Weissenegg-Formation vereinigt werden.

3.1. Diskussion

Für die Einführung der Weissenegg-Formation als übergeordnete und die Ablagerungen von Gnaser Becken sowie der Gamlitzer und der Flamberger Bucht zusammenfassende Formation waren folgende Überlegungen ausschlaggebend:

1) Es kann nicht Sinn einer lithostratigraphischen Neugliederung sein, aufgrund lokaler Änderungen der Lithologie erfassbare Einheiten in den Rang einer

Formation zu erheben und somit zur weiteren Aufspaltung beizutragen.

2) Es ist nicht statthaft, alle Leithakalkvorkommen im Steirischen Becken, die primär bereits voneinander isolierte Körper in unterschiedlicher stratigraphischer Position innerhalb eines sedimentären Systemes darstellen, in einer Formation zusammenzufassen, ohne dieses übergeordnete System (= siliziklastisches Umfeld) in die Formation einzubeziehen.

3) Die wenigen aus den Bohrungen im Gnaser Becken bekannt gewordenen Daten (KOLLMANN, 1965) reichen derzeit nicht aus, etwaige Unterschiede zwischen Gamlitzer und Flamberger Bucht und Gnaser Becken zu erfassen.

Die Steirische Diskordanz bildet die Liegendgrenze einiger der hier vorgestellten lithostratigraphischen Einheiten. Diese tektonisch entstandene Diskontinuitätsfläche trennt Sedimente unterschiedlicher Fazies und kann somit auch als lithologische Grenze angesehen werden.

Als Hangendes der Weissenegg-Formation werden Brackwassersedimente der Elphidium reginum-Zone angegeben (KOLLMANN, a.a.O.). Die Hauptunterschiede der beiden lithologischen Einheiten liegen nicht so sehr in der Lithologie selbst, als im Fauneninhalt, der beträchtliche Unterschiede zwischen der Weissenegg-Formation und den Ablagerungen des Sarmatium aufweist und somit ein unterschiedliches Environment anzeigt. Die Badenium/Sarmatium-Grenze jedenfalls darf, obwohl vorwiegend auf Änderungen der ökologischen Bedingungen beruhend, nicht in die Definition der Weissenegg-Formation einfließen.

4. Bemerkungen zur steirischen Diskordanz

Tektonische Diskordanzen innerhalb der miozänen Füllung des Steirischen Beckens wurden erstmals von STUR (1871) beschrieben. In der Folge wurden vielfach sedimentologisch bedingte Winkeldiskordanzen als Folgen tektonischer Aktivität interpretiert (z.B. HILBER, 1913; PETRASCHECK, 1915).

PETRASCHECK (1915: 318) gibt, sich teilweise auf WINKLER (1913) beziehend, eine erste Zusammenstellung der bis dahin bekannten Diskordanzen. Solche befinden sich: zwischen „Eibiswalder Schichten“ und „fluvialtem Blockschotter (Säugerfauna von Leoben)“, zwischen „Schlier“ und „Grunder Schichten“ (denen er auch die Säugerfauna von Gamlitz (Labitschberg) zurechnet, die heute ins höchste Karpatium gestellt wird) und zwischen „Grunder Schichten“ und „Leithakalk“ bzw. „Badener Tegel“.

Aufbauend auf PETRASCHECK's Überlegungen definiert STILLE (1924: 185) die „Steirische Gebirgsbildung“. Er unterscheidet eine „Vorphase“ zwischen „Eibiswalder Schichten“ und „Schlier“ (incl. randmarine Äquivalente) (entsprechend der Grenze zwischen I. und II. Mediteranstufe) von einer „Hauptphase“ zwischen „Grunder Schichten“ und „Leithakalk“ bzw. „Badener Tegel“ (entsprechend der Grenze „Helvet“/„Torton“).

Die ehemaligen „Grunder Schichten“ der Steiermark umfassen Ablagerungen, die heute größtenteils ins Badenium gestellt werden.

Die „Hauptphase“ wird von WINKLER-HERMADEN (1951a) und später von KOLLMANN (1965) zwischen Steirischem Schlier (Karpatium) und den Ablagerungen des „Torton“ (= Badenium) lokalisiert. Inwieweit die „Vorphase“ heute noch eine Berechtigung hat, sei dahingestellt. KOLLMANN (1965) weist darauf hin, daß die tieferen Anteile des Schliers zeitgleiche, marine Äquivalente der Eibiswalder Schichten sind.

Eine Aufspaltung der „Steirischen Gebirgsbildung“ in drei, manchmal auch vier Teilphasen erfolgt durch WINKLER-HERMADEN (1951a, 1951b u.a.). Als Kriterien werden sowohl Diskordanzen, als auch eine vermehrte Schüttung von Grobklastika als Folge einer Hebung des Liefergebietes (gleichzusetzen mit einer Teilphase im Becken) herangezogen. WINKLER-HERMADEN hat dabei zwar offensichtlich sedimentologisch bedingte Winkeldiskordanzen weitgehend eliminiert, bestehen bleibt jedoch eine unzulängliche chronostratigraphische Einstufung der betrachteten Aufschlüsse.

Diese Aufgliederung in Teilphasen sollte in der Folge Auswirkungen auf die Chronostratigraphie des mittleren Miozäns (der Steiermark) zeigen:

Da die „Steirische Phase“ (als Summe aller Teilphasen) nun eine längere Zeitspanne umfaßt, andererseits aber immer noch die „Helvet“/„Torton“-Grenze markiert, muß WINKLER-HERMADEN (a.a.O.) für das Steirische Becken „Übergangsschichten“ zwischen „Helvet“ und „Torton“ einführen, was seinerseits wiederum Probleme bei der Parallelisierung mit dem Wiener Becken nach sich zieht.

Sinnvoll ist es, die „Steirische Phase“ der alpidischen Orogenese als eine kontinuierliche Entwicklung zu betrachten, deren größte Aktivität im obersten Kar-

patium zu verzeichnen ist und die eine Diskordanz mit Schichtreduktion (KOLLMANN, 1965: 515) zwischen Schlier und Äquivalenten bzw. Eibiswalder Schichten und den Ablagerungen des obersten Karpatium (Flöz vom Labitschberg, Geröllmergel in Retznei) sowie des Badenium verursacht. Eine Aufgliederung in Teilphasen ist damit hinfällig.

In diesem Sinne wird der Begriff „Steirische Diskordanz“ in dieser Arbeit verwendet.

Offen bleibt die Frage nach ihren Auswirkungen. WINKLER-HERMADEN (1951a) spricht von einer „großwelligen Faltung“ und gliedert den „praetortonen“ Bau in eine Reihe von Synklinalen und Antiklinalen.

Die Bedeutung der Steirischen Diskordanz für den Gesamtbau der tertiären Sedimentationsbecken im intrakarpatisch-pannonischen Raum bzw. für den Bau des Alpenorogens aus plattentektonischer Sicht ist derzeit noch nicht befriedigend geklärt:

KRÖLL (1988: 18) betrachtet das Oststeirische Becken als einen asymmetrischen Senkungsraum, der durch Kippung entstanden und gegen Südosten eingesunken ist. Das Becken von Lieboch (ein Teilbecken des Weststeirischen Beckens) weist ebenfalls eine starke Asymmetrie auf.

NEUBAUER (1988) und NEUBAUER & GENSER (1990) sehen die Genese des Steirischen Beckens (wie auch des Lavanttaler Beckens und der intrakarpatischen Becken) als Folge der Verkippung von Blöcken innerhalb eines durch die Konvergenz zwischen Europa und Adria ausgequetschten bzw. vom aufsteigenden Penninikum der Tauern nach Osten abgleitenden Keiles. Die Steirische Diskordanz ist damit ein Abbild der Verkippung und weniger eine großwellige Faltung im Sinne von WINKLER-HERMADEN (1951a, 1951b, etc.).

Für die zeitliche Fixierung der Steirischen Diskordanz waren folgende Überlegungen ausschlaggebend:

Der Geröllmergel von Retznei (vgl. Kap. 6.4.) wird als altersgleich mit dem Kohleflöz vom Labitschberg angesehen. Dieses liegt in einer sandigen Abfolge mit marinem Faunencharakter über dem Steirischen Schlier. Die Fauna indiziert einen abnormalen Salzgehalt und Landnähe. Das Lignitflöz selbst ist eine Süßwasserbildung (WEBER & WEISS, 1983).

MOTTL (1961, 1970) und PAPP (1953) stufen das Flöz mit Hilfe von Vertebraten bzw. Gastropoden ins allerhöchste „Helvet“ (= Karpatium) ein. KOLLMANN (1965) weist darauf hin, daß wenige Meter darüber bereits Gesteine der Lagenidenzone anstehen.

PETRASCHECK (1915) gibt eine Diskordanz zwischen Schlier und „Grunder Schichten“ [denen er auch das Kohleflöz von Gamlitz (= Labitschberg) zurechnet] an. WINKLER-HERMADEN (1938: 42) sieht das Flöz zeitgleich mit der Diskordanz von Retznei. KOLLMANN (1960) stellt es aufgrund seiner engen Beziehung zu Äquivalenten der „Leithakonglomerate“ ins „tiefste Untertorton“, also über die Steirische Diskordanz. Einzig die Einstufung durch MOTTL (1961) veranlaßt ihn später, die Diskordanz über dem Flöz zu suchen (KOLLMANN, 1965).

Will man den sedimentologischen Befund (enge Verbindung zwischen dem Kohleflöz und Äquivalenten der

„Leithakonglomerate“ ohne Anzeichen einer Diskordanz) und den biostratigraphischen Befund (oberstes Karpatium) vereinen, so muß die Steirische Diskordanz bereits im höchsten Karpatium angelegt worden sein.

Diese Annahme wird durch die Mikrofossilführung des Geröllmergels, der über der Steirischen Diskordanz liegt, gestützt (Mischfauna aus dem Karpatium ohne eindeutige Leitformen der Unteren Lagenidenzone).

5. Die Kreuzberg-Formation

Als Kreuzberg-Formation werden marine Sande und Grobklastika zusammengefasst, die im Westteil der Gamlitzer Bucht auftreten und die jünger als die Steirische Diskordanz sind.

Das Liegende bilden Gesteine, die älter als die Steirische Diskordanz sind und ein karpatisches Alter besitzen: Steirischer Schlier, Leutschacher Sande und Arnfelder Konglomerate. Gegen Osten verzahnt sie mit (Fein-)Sanden der Weißenegg-Formation und seltener mit dem Leithakalk der Gamlitzer Bucht. Das Hangende bildet der Leithakalk von Graßnitzberg (Weißenegg-Formation).

Der Name wurde erstmals von WINKLER [(1924) : „Kreuzbergschotter“] verwendet. Namengebende Lokalität ist der Kreuzberg westlich Gamlitz.

Zum Begriff „Urlers Blockschutt“

(„Urlers Blockhorizont“, „Urlers Blockschotter“)

Die von WINKLER (1926) angeführten Kriterien („fluvia-tile Schichtungsart“, durch größtes Blockwerk gekennzeichnete Blockschuttmassen ...) reichen für eine Abtrennung eines „Urlers Blockschutts“ von der Kreuzberg-Formation nicht aus. Darüberhinaus ist die Idee eines einzigen, durchgehenden Blockschutthorizontes aufgrund sedimentologischer Überlegungen nicht haltbar und kann auch im Gelände nicht nachvollzogen werden.

Der Begriff „Urlers Blockschutt“ hat daher keinerlei Berechtigung und ist ersatzlos zu streichen! Die bisher mit diesem Namen bezeichneten Gesteine sind der Kreuzberg-Formation zuzurechnen!

Damit wird auch die Frage nach dessen stratigraphischer Position (liegend oder hangend der „Kreuzbergschotter“) hinfällig!

Charakteristische Aufschlüsse der Kreuzberg-Formation s.str. (zur Lage der Aufschlüsse siehe Abb. 3):

Aufschluß 1

Kranach, Straßenriß S Gehöft „Roachti“ (Abb. 4)

Die tieferen Anteile der Kreuzberg-Formation sind in einem jungen Straßenriß südlich des Gehöfts „Roachti“ aufgeschlossen. Die Abfolge zeigt einen Wechsel von chaotischen, polymikten Schotterbänken sowie Mittel- und Feinsandlagen. Letztere zeigen mitunter „water escape (flame) structures“ (Abb. 5).

Die bis zu 2,5 m mächtigen Grobschotterlagen werden auf „cohesive debris flows“, geringer mächtige Feinkieslagen auf „high density turbidity currents“ (LOWE, 1982) zurückgeführt. Funde umgelagerter Auster zeigen ein marines Milieu an.

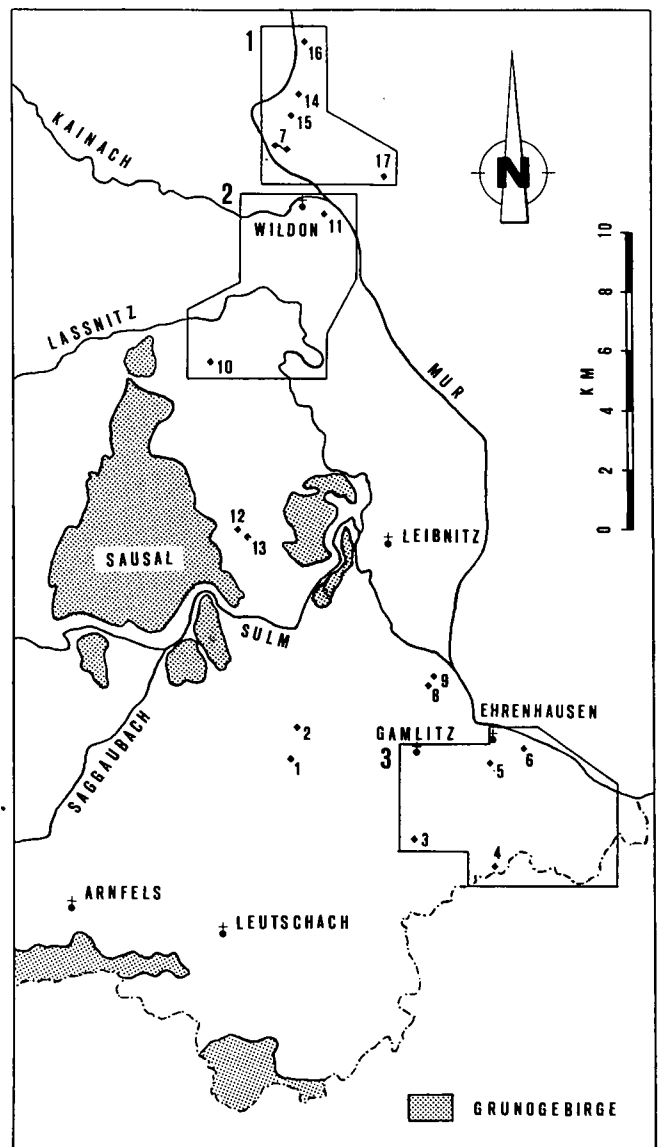


Abb. 3.

Lage der beschriebenen Aufschlüsse und der geologischen Karten (Abb. 27-29).

1 = Kranach; 2 = Labitschberg; 3 = Urkogel; 4 = Ratsch a.d. Weinstraße; 5 = Ehrenhausen, „Fuchsmühle“; 6 = Ehrenhausen, Bahnlinie; 7 = Steinbruch Weißenegg; 8 = Steinbruch Retznei; 9 = Erweiterung Retznei; 10 = Oberburgstall; 11 = Wildoner Schloßberg; 12 = Pernitsch, 13 = Fastlkogel; 14 = Dillach A; 15 = Dillach B; 16 = Schloß Turnhof; 17 = Afram.

Aufschluß 2

Labitschberg, Straßenriß NE Gehöft „Harri“ (Abb. 6)

Der Aufschluß zeigt eine vorwiegend sandige Entwicklung mit einzelnen Feinkieslagen, in die bisweilen stärker mächtige Schotterbänke eingeschaltet sind. Letztere zeigen über einer erosiven Basis eine (oft undeutliche) inverse Gradierung (Reibungsteppich = „traction carpet“), während der Topbereich normal gradiert ist. Der Übergang zum hangenden Mittelsand ist, ebenso wie die Grenze zwischen Mittelsand und Feinkies, unscharf und äußert sich lediglich in der Änderung der mittleren Korngröße, nicht aber durch sedimentäre Trennflächen. Die Abfolge wird als Bildung von „high density turbidity currents“ ($R_2 \rightarrow R_3 \rightarrow S_1 \rightarrow S_2 \rightarrow S_3$ -Zyklen, teilweise amalgamiert; nach LOWE, 1982) interpretiert.

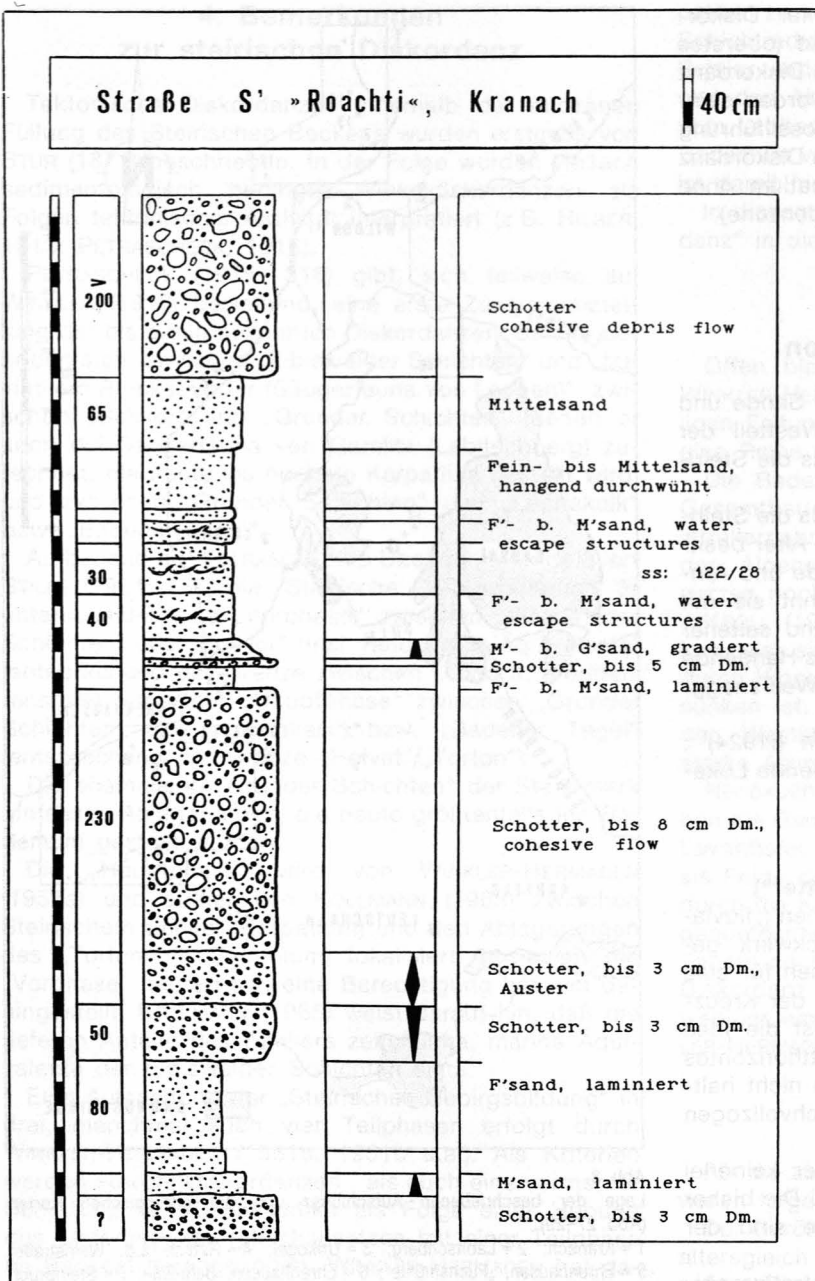


Abb. 4.
Profil an der Straße südlich von „Roachti“, Kranach.



Abb. 5.
Feinsandlagen in der Kreuzberg-Formation zeigen mitunter „water escape (flame) structures“.
Kranach, Straße südlich Gehöft „Roachti“.

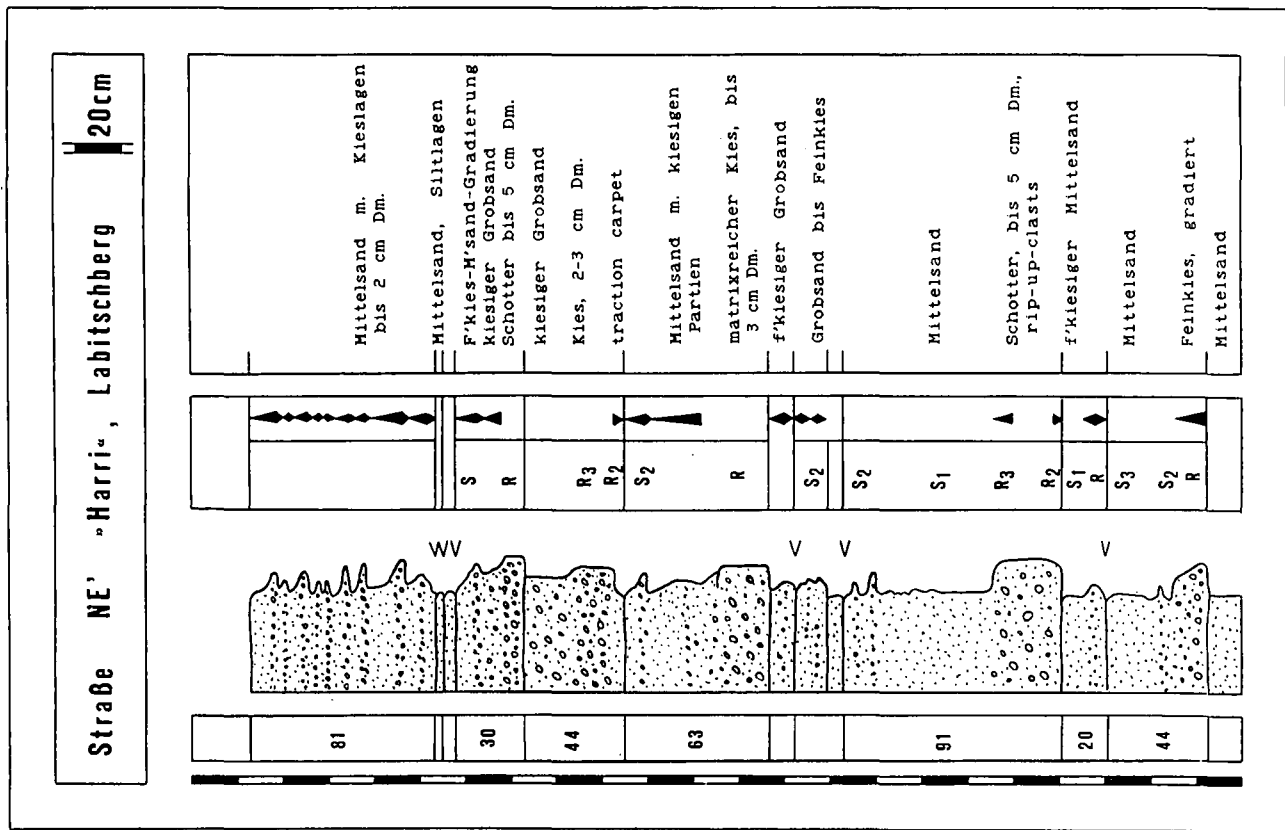


Abb. 6. Profil an der Straße nordöstlich von „Harri“, Labitschberg.

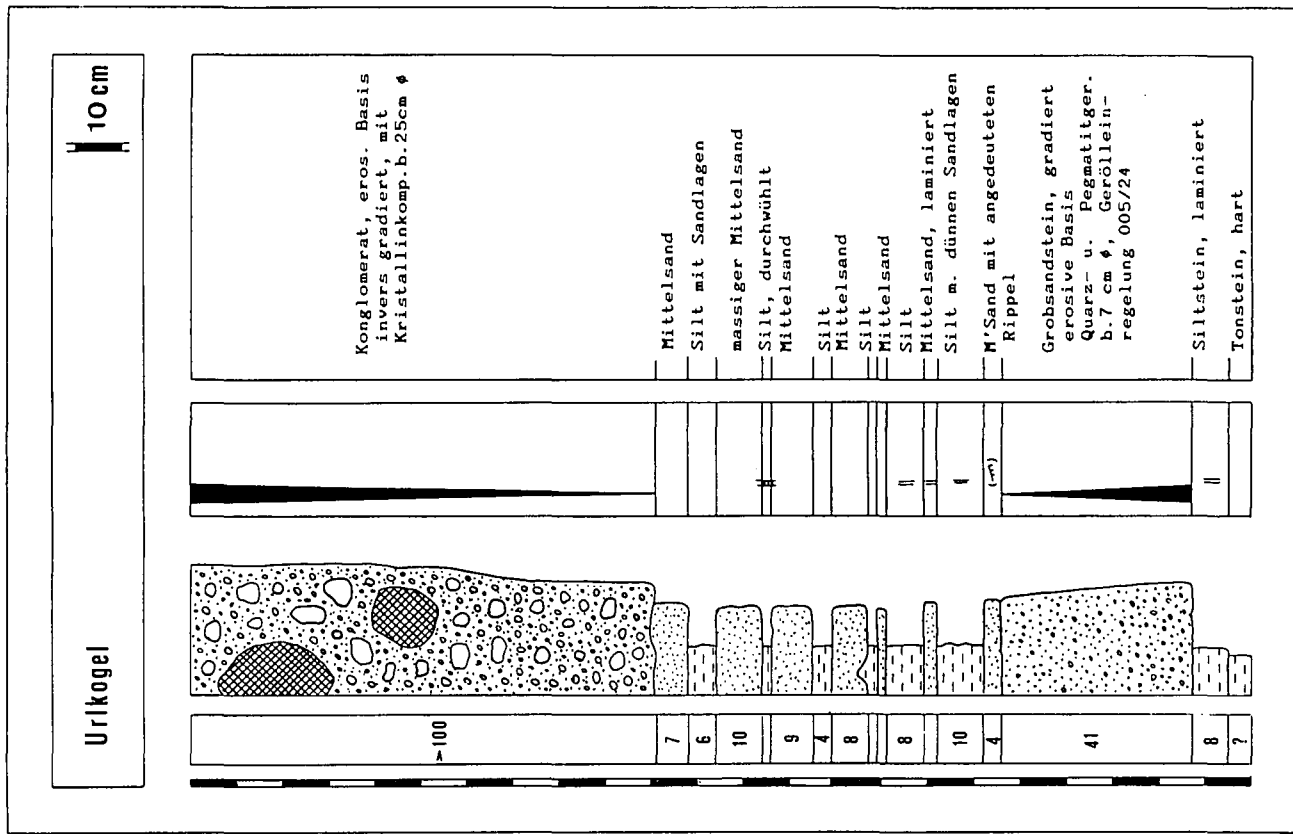


Abb. 7. Profil Urikogel.

Aufschluß ③
Urlkogel (Abb. 7)

Am Urlkogel waren in einem Straßenriß Sande und Schotter der höheren Anteile der Kreuzberg-Formation aufgeschlossen. Das Säulenprofil zeigt eine Wechsellagerung von parallelaminiertem, stellenweise durchwühltem, marinem Silt und Feinsand mit mächtigeren Grobsand- und Konglomeratbänken. Letztere zeigen basal eine Inversgradierung, während im Topbereich eine normale Gradierung zu beobachten ist. Sie sind polymikt und enthalten Kristallinkomponenten bis zu 25 cm Durchmesser (Gneis, Pegmatit). Paläozoische und mesozoische Gerölle aus dem Remschnigg sind auf die Korngröße von 1 bis 2 cm und darunter beschränkt. WINKLER (1926) bezeichnete diese Sedimente als „Urler Blockschutt“ und deutete sie als fluviatile Bildungen. Es finden sich keinerlei Hinweise auf einen fluviatilen Transport, der Ablagerungsraum ist rein marin.

Aufschluß ④
Ratsch an der Weinstraße, Witscheinberg (Abb. 8)

Distale Äquivalente der Ablagerungen am Urlkogel waren in Witscheinberg durch die Neuanlage eines Weinberges aufgeschlossen. Abb. 8 zeigt eine Wechsellagerung von meist gradiertem, massigem (Mittel-) Sand mit erosiver Basis und feinsandigem Silt. Es können mehrere „fining upward“ Zyklen unterschieden werden. Erosiv eingeschnittene Schotterlagern führen fast ausschließlich Kristallingerölle. Die Gesteine werden als („low density“) Turbidite (LOWE, 1982) interpretiert.

5.1. Ottenberg-Member

Von der Kreuzberg-Formation s.str. kann in den tieferen Anteilen ein Ottenberg-Member abgetrennt

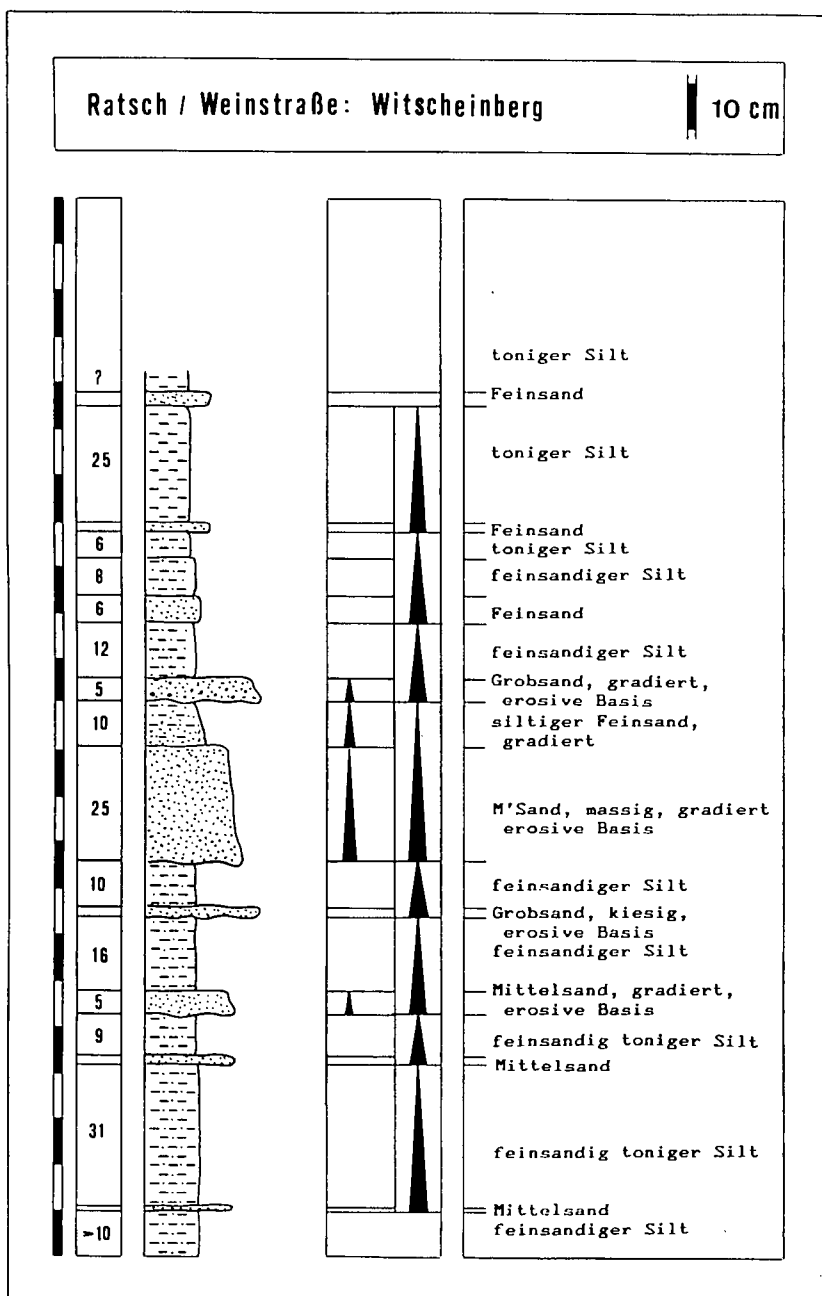


Abb. 8.
 Profil Ratsch an der Weinstraße, Witscheinberg.

werden, das nach dem Ort Ottenberg südwestlich von Ehrenhausen bezeichnet wird.

Das Ottenberg-Member entspricht dem älteren Begriff „Leithakonglomerat“ (bzw. „Leithaschotter“), der aufgrund der Tatsache, daß vergleichbare Gesteine im Leithagebirge (Burgenland) nicht vorkommen (TOLLMANN, 1985), nicht aufrecht erhalten werden kann. Es charakterisiert den Verzahnungsbereich der Kreuzberg-Formation mit der Weißenegg-Formation und unterscheidet sich von der Kreuzberg-Formation s.str. durch einen erhöhten Gehalt an marinen Fossilien [Ostreen, Balanen, Gastropoden, Corallinaceen (Schutt und selten kleine Rhodolithen), sehr selten auch Einzelkorallen]. Ins Hangende, aber auch lateral, ist, durch Zunahme des Algenschutts auf Kosten des siliziklastischen Materials, ein kontinuierlicher Übergang von Konglomerat zu Leithakalk gegeben (Facies mixing; MOUNT, 1984). Eine Umkrustung von Geröllen durch Algen, wie sie seit WINKLER-HERMADEN (1939) immer wieder erwähnt wird, kommt zwar vor, bildet aber die Ausnahme (Abb. 9). Beckenwärts (gegen Südosten) nimmt die Korngröße im Ottenberg-Member rasch ab.

Charakteristische Aufschlüsse des Ottenberg-Member:

Aufschluß 5

Kiesentnahmestellen

zwischen Ehrenhausen und Ottenberg

Die Kiesentnahmestellen zwischen Ehrenhausen („Fuchsmühle“ = „Kochmühle“) und Ottenberg gelten neben dem Aufschluß an der Straße Ehrenhausen – Gamlitz als „klassisches“ Vorkommen des Ottenberg-Members.

Der Anteil an Biogenen (Bryozoen, Ostreen, Balanen) ist gering. In den höheren Partien werden Algenbris und Bryozoen häufiger. Die Entwicklung wird von kiesig-grobsandigem Leithakalk in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies abgeschlossen.

Die massigen Kies- und Schotterbänke sind in unterschiedlichem Maße (wolkig) karbonatisch zementiert. Einzelne Bänke sind durch dünne Mergellagen getrennt, die lateral auskeilen können. Schrägschichtungskörper fehlen.

Die Gerölle sind gut gerundet. Es dominiert Quarz, kristalline Gesteine (Gneis, Pegmatit, selten Amphibolit

und Glimmerschiefer) kommen untergeordnet vor. Erwähnenswert sind Dazit-Gerölle, die in den höheren Anteilen der Kreuzberg-Formation nicht mehr gefunden werden. Sie deuten auf eine Schüttung aus südwestlicher Richtung hin.

Aufschluß 6

Abbruch zur Bahnlinie Ehrenhausen – Spielfeld (Abb. 10)

Matrixgestützte, gradierte Konglomerate sind in Sanden unterschiedlicher Korngröße eingeschaltet. Das Sediment wird gegen das Hangende feiner. Am Top treten Kalkbänke auf (sandiger Kalk und Leithakalk in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies). Das Geröllspektrum wird von Quarz dominiert, daneben treten Pegmatit, Gneis und Quarzit auf, selten Amphibolit, Phyllit und Glimmerschiefer. An Fossilien kommen vor: Serpuliniden, dickschalige Bivalven (Ostreen, Pectiniden), Steinkerne von Gastropoden und Bivalven, selten Korallen. In den Sanden ist Bioturbation häufig.

Interpretation

Die Kreuzberg-Formation wird als subaquatischer Teil eines (oder mehrerer) „Braid Deltas“ (sensu McPHERSON et al., 1987) interpretiert. Die zugehörige Alluvialebene wird im Hangenden der Eibiswalder Schichten, zwischen dem heutigen Verbreitungsgebiet der Kreuzberg-Formation und dem Liefergebiet Koralm vermutet. Sie ist heute der Erosion zum Opfer gefallen.

Die Transgression und Beckeneinsenkung an der Basis des Badenium in Verbindung mit einem raschen Hinterlandaufstieg ermöglichte die Ablagerung von Verwitterungsmaterial von Koralm und Remschnigg. Ein weiterer Vorstoß der Kreuzberg-Formation nach Osten erfolgte an der Basis der Sandschalerzone (Urkokogel). Als Transportmechanismen fungierten „sediment gravity flows“ („cohesive debris flows“, „gravelly high density turbidity currents“ bzw. in etwas distalere Bereichen „low density turbidity currents“; LOWE, 1982). Anzeichen für einen fluviatilen Transport (WINKLER-HERMADEN, 1929, 1938, 1951a etc.) konnten in der Kreuzberg-Formation bisher nicht festgestellt werden.

Das Ottenberg-Member ist durch einen stärkeren Biogenanteil charakterisiert. Starke räumliche Verlagerung der Sedimentschüttung in der Zeit ermöglichte dennoch einigen opportunistischen Flachwasserbewohnern (Gastropoden, Ostreen, Balanen) die Besiede-

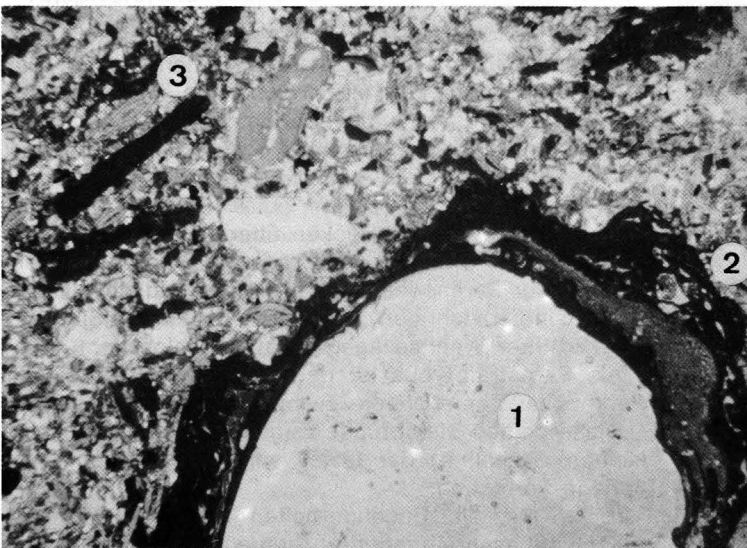


Abb. 9.

Ausnahmerecheinung in den Gesteinen des Ottenberg-Members: Umkrustung eines Quarzgerölles (1) durch Corallinaceen (2). Häufige Biogene sind Foraminiferen und Algenschutt (3). Dünnschliff-Photo.

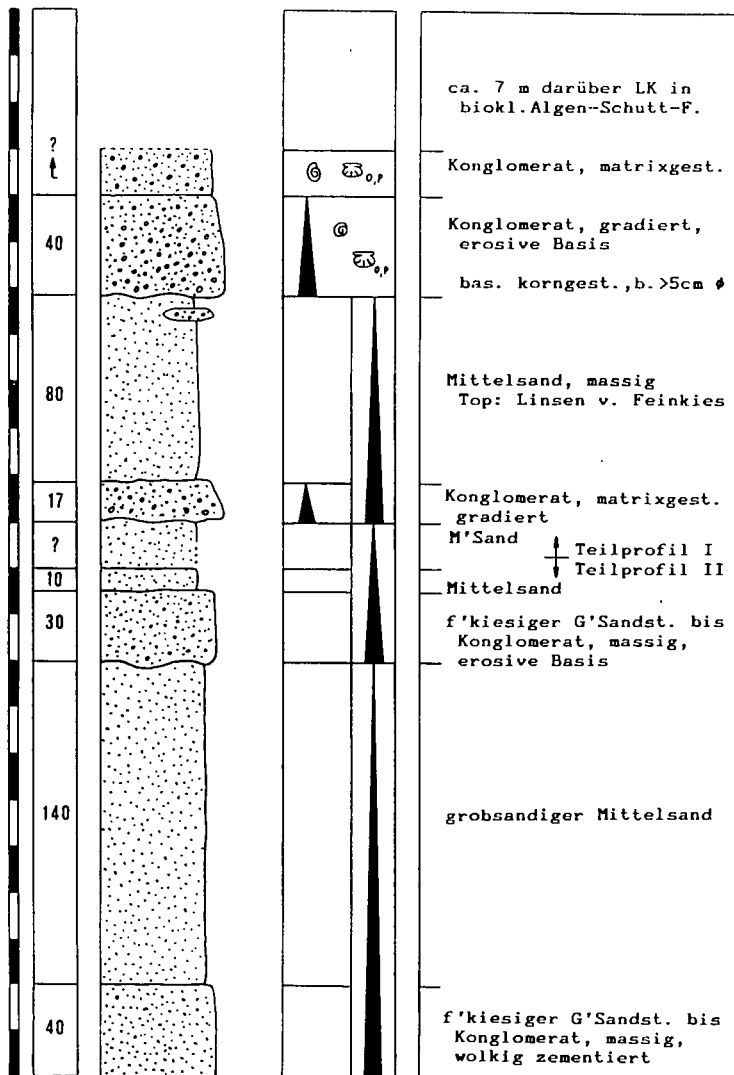


Abb. 10.
Ehrenhausen: Anriß an der Bahnlinie nach Spielfeld.
Symbole wie in Abb. 21.

lung von Arealen mit niedrigem Sediment- Input. Diese wurden bei der nächsten Schüttung teilweise umgelagert. Die meisten Biogene des Ottenberg-Members sind von dem im Norden angrenzenden Leithakalkareal eingeschwemmt worden. Algenschutt dominiert, Rhodolithen sind rar, ebenso Umkrustungen von Geröllen durch Corallinacen.

Die Sedimentationsdynamik ist, analog zur Kreuzberg-Formation s.str., durch „sediment gravity flows“ charakterisiert.

6. Die Weißenegg-Formation

Die Weißenegg-Formation umfaßt die flachmarinen Gesteine des Gnaser Beckens sowie der Gamlitzer und der Flamberger Bucht. Eine Abgrenzung zu den westlich anschließenden „Florianer Schichten“ ist nach derzeitigem Kenntnisstand offen.

Die Liegendgrenze bildet die „Steirische Diskordanz“ als lithologische Grenze zum Steirischen Schlier. Die Weißenegg-Formation wird von einem „brackischen, vorwiegend grauen, mehr oder minder sandigen Tonmergel“ mit „dm-starken meist harten Sandsteinlagen und vereinzelt, mehrere Meter mächtigen Feinschotter- und Kieslagen“ (*Elphidium reginum*-Zone; KOLLMANN, 1965: 558) im Gnaser Becken überlagert.

Typuslokalität ist der aufgelassene Steinbruch Weißenegg der Perlmooser Zementwerke nördlich Wildon. In ihm sind sowohl der Leithakalk als auch die Siliziklastika in ihrer Wechsellagerung aufgeschlossen.

Als Parastratotypus ist der Steinbruch Retznei der Perlmooser Zementwerke zu betrachten.

Diese beiden Steinbrüche zeigen aber lediglich einen kleinen Ausschnitt der faziell sehr heterogenen Weißenegg-Formation.

(Mikro-)Fazielle Besonderheiten sind den weiteren Aufschlußbeschreibungen zu entnehmen.

6.1. Siliziklastika südlich Leibnitz

Im Großraum Gamlitz – Ehrenausen – Spielfeld lassen sich im Gelände zwei lithologische Grundtypen feststellen, die teils scharf voneinander getrennt sind, teils aber auch Übergänge zeigen: feinsandiger Silt und Tonmergel bilden das Liegende (ehemals „Gamlitzer Tegel, Schlier, Mergel“, „Spielfelder Mergel“), Sande variabler Korngröße folgen im Hangenden (vormals „Spielfelder Sande“).

6.1.1. Zur Bezeichnung „Schlier“

WINKLER-HERMADEN (1938) führt den Namen „jüngere Schlier-(marine Mergel-)Fazies“ ein, der in der Folge Verwirrung stiften sollte. Er selbst läßt diese Bezeichnung 1951 wieder fallen und ersetzt sie durch „Spielfelder Mergel“. FLÜGEL & HERITSCH (1968) setzen den „Gamlitzer Schlier“ (ursprünglich als Synonym zu „jüngere Schlierfazies“ gedacht, vgl. FRISCH, 1957) mit dem karpatischen Steirischen Schlier gleich. Die Frage nach der „Helvet/Torton-Grenze“ (vgl. KOPETZKY, 1957) dürfte, ebenso wie die stratigraphische Gleichsetzung der Leithakalkvorkommen vom Platsch bzw. Graßnitzberg mit demjenigen der Gamlitzer Bucht (WINKLER-HERMADEN, 1938) dazu nicht unwesentlich beigetragen haben. Dies wurde bis in jüngste Arbeiten übernommen (zuletzt: FLÜGEL, 1984; SUETTE & UNTERSWEIG, 1985).

6.1.2. Die Tonmergel und Feinsande

Ihr Liegendes bilden die Leithakalkkareale von Retznei und der Gamlitzer Bucht sowie distale Anteile der Kreuzberg-Formation. Die liegenden Einheiten können lokal fehlen, die Tonmergel sind dann direkt dem Steirischen Schlier aufgelagert und von diesem durch die Steirische Diskordanz getrennt (nach WINKLER-HERMADEN, 1939).

Es handelt sich um blaugraue, harte, foraminiferenreiche Tonmergel, teilweise mit Sandlagen, und um sandige Mergel. Die Gesteine weisen mitunter einen hohen Pyritgehalt (meist in Form pyritisierter Fossilien) auf.

Mitbegriffen sind turbiditische Ausläufer der Kreuzberg-Schüttung, die nur wenige Komponenten in Kiesgröße aufweisen und aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit und Verbreitung nicht auskartiert werden können.

Hauptverbreitungsgebiete: Nördlich des Gamlitzbaches in Retznei und Weinleiten, südlich des Gamlitzbaches zwischen Ehrenhausen und der Staatsgrenze.

Stratigraphie

Die Tonmergel umfassen den Zeitraum vom obersten Karpatium bis zur Sandschalerzone. Sie werden nach unten durch die Steirische Diskordanz begrenzt.

Proben aus der Unteren Lagenidenzone enthalten neben reichem Benthos planktonische Foraminiferen (*Praeorbulina glomerata* BLOW bei gleichzeitigem Fehlen von *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, u.a.) in großer Menge. Die Uvigerinen sind durch *U. pygmaoides* PAPP & TURNOVSKY und seltener *U. macrocarinata* PAPP & TURNOVSKY vertreten.

Die Obere Lagenidenzone steht im Gebiet zwischen Ehrenhausen und dem Ewitschbach an. *Praeorbulina glomerata* BLOW und *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN treten nebeneinander auf. Die Uvigerinen sind durch *U. pygmaoides* PAPP & TURNOVSKY, *U. macrocarinata* PAPP & TURNOVSKY und *U. semiornata* d'ORBIGNY vertreten. *Globigerinoides qua-*

drilobatus d'ORBIGNY ist ein weiteres Indiz für die Obere Lagenidenzone. An der Basis des Leithakalkes von Graßnitzberg wurde eine Foraminiferenfauna gewonnen, die durch das Auftreten von *Uvigerina venusta venusta* FRANZENAU der Sandschalerzone zuzuordnen ist. Das Plankton lieferte keine zusätzlichen biostratigraphischen Hinweise.

Diskussion

Sowohl sedimentologische als auch paläoökologische Faktoren zeigen eine Ablagerung der Tonmergel unter der Sturmwellenbasis, bzw. in Ausnahmefällen knapp darüber (z.B. Gamlitz – Weinleiten: geringer Anteil an Nodosariidae, Sandkomponente), an. Diese liegt an ozeanischen Küsten in etwa 40 bis 80 Meter Tiefe, in Nebenmeeren (Mittelmeer, Persischer Golf) zwischen 20 und 40 Meter, mit Extremwerten um 60 Meter an exponierten Stellen (LIEBAU, 1980). Damit gut in Einklang zu bringen sind die rezenten Verbreitungsgrenzen von *Portunus* sp. Als Untergrenze des Ablagerungsraumes kann das äußere Neritikum (höhere Anteile) gelten (Foraminiferen-Benthos).

Daraus ergibt sich: Ablagerungsraum = unteres Sublitoral, infraneritische (hypokymatische) Fazies (Terminologie nach LIEBAU 1980).

6.1.3. Die Sande der Gamlitzer Bucht

Über den Feinsanden und Tonmergeln, stellenweise aber auch direkt über der Steirischen Diskordanz folgen Sande unterschiedlicher Korngröße, die bisweilen auch mit ersteren verzaunen. Ihr Hangendes bilden der Leithakalk von Graßnitzberg sowie die höheren Anteile der Kreuzberg-Formation.

Es handelt sich um Mittelsande bis Grobsande, die, bis auf wenige Lagen, nicht zementiert sind. Das Sediment ist relativ homogen, der Feinanteil ist gering. Schrägschichtungskörper sind meist nicht zu erkennen, lediglich größere Aufschlüsse (z.B. am Bubenberg) zeigen eine sehr flachwellige, großdimensionale Schrägschichtung („low angle, large scale cross-bedding“). Häufiger tritt Horizontallamination auf. Der direkte Einfluß der Kreuzberg-Schüttung ist gering.

Sande der Weißenegg-Formation bilden die östliche Begrenzung des Leithakalks bei Aflenz a.d. Sulm und bauen die höheren Hügel zwischen Ehrenhausen und Spielfeld sowie den Bubenberg bei Spielfeld auf.

Stratigraphie

Aus den Sanden der Weißenegg-Formation im Raum Ehrenhausen – Gamlitz konnten keine biostratigraphisch verwertbaren Foraminiferenfaunen gewonnen werden. Das Alter ergibt sich aus Vergleichen mit den angrenzenden Gesteinen und kann mit Unterer Lagenidenzone bis Sandschalerzone angegeben werden.

Foraminiferenfunde an ihrer Basis sind bei FRISCH (1957: 21 und Faunenliste: Proben 54 + 55) angeführt. Das häufige Vorkommen von *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN verweist auf die Obere Lagenidenzone und Sandschalerzone, *Uvigerina semiornata brunensis* KARRER auf die Sandschalerzone. *Uvigerina pygmaoides* PAPP & TURNOVSKY kommt in der Lagenidenzone und unteren Sandschalerzone vor (PAPP et al., 1978).

Das Alter der Sande im Katzengraben bei Spielfeld kann aufgrund ihrer Lage direkt über der Steirischen Diskordanz mit oberstem Karpatium bis Untere Lagenidenzone angegeben werden.

Die Armut an Benthos ist faziell bedingt.

Sedimentologie und Paläoökologie

Die Sande sind im Zuge einer regressiven Phase im hochenergetischen Milieu abgelagert worden. Das Feinmaterial wurde dabei weitgehend ausgewaschen. Dem Benthos wurden dadurch Substrat und Nahrung entzogen. Spurenfossilien sind selten.

An Sedimentstrukturen kommen Horizontallamination und low angle, large scale cross-bedding (eventuell großdimensionale „hummocky-cross-stratification“?) vor.

Diskussion

Große Sandkörper sind den Tonmergeln der Weißenegg-Formation und der Steirischen Diskordanz aufgelagert. Die Deutung als Sandrücken innerhalb der Feinklastika wäre naheliegend. Dagegen spricht das Fehlen jeglicher trogförmiger Schrägschichtungskörper, wie sie in diesem Ablagerungsraum zu erwarten sind (vgl. WALKER, 1984). WALKER weist darauf hin, daß nur sturminduzierte Prozesse größere Sandmengen unter die mittlere (Schönwetter-)Wellenbasis transportieren können. Derartige Sturmsandlagen erreichen aber kaum Mächtigkeiten über 100 cm und sind durch toniges Sediment voneinander getrennt.

Ablagerungsraum ist somit der Bereich oberhalb der mittleren (Schönwetter-)Wellenbasis (mittleres Sublitoral, epineritische Fazies sensu LIEBAU 1980). Diese Deutung wird durch die Verknüpfung mit Algenschuttalken („Aflnzer Stein“) aus dem „shoreface“ (Aflenz an der Sulm) unterstützt.

Sediment aus dem Bereich zwischen mittlerer Wellenbasis und Sturmwellenbasis wurde im Arbeitsgebiet nicht beobachtet, ist aber bei FRISCH (1957: 21, 56) vom Muranriß am Bubenberg südöstlich Spielfeld beschrieben.

Der relativ scharfe Kontakt zwischen Tonmergel/Feinsand und Mittel- bis Grobsand deutet auf einen raschen Rückgang der Wassertiefe am Ende der Unteren Lagenidenzone, verbunden mit einer Aufarbeitung der „Offshore“-Sedimente oberhalb der Sturmwellenbasis, hin.

6.2. Siliziklastika im Raum Wildon

Die Siliziklastika in der Gegend um Wildon wurden bisher mit keinem eigenen Namen belegt, sondern in vielen Fällen den „Florianer Schichten“ zugerechnet, oder einfach als „Tonmergel (etc.) von ... (Lokalität)“ bezeichnet. BEER & KOPETZKY (1951) unterscheiden eine „marine Sand- und Tegelfazies“ von der eigentlichen „Florianer Beckenfazies“, die durch eine „Schwellenfazies“ getrennt sind. Diese Begriffe sind aber nicht als lithostratigraphische Einheiten zu verstehen.

Die Ablagerungen der Flamberger Bucht wurden meist ebenfalls den „Florianer Schichten“ zugerechnet.

Die Siliziklastika zeigen eine enge Wechsellagerung mit dem Leithakalkareal von Wildon.

Analog zur Gamlitzer Bucht können auch im Raum Wildon vorwiegend feinklastische Bereiche von grobkörnigeren Sandkörpern unterschieden werden.

Die Feinklastika der Oberen Lagenidenzone und Sandschalerzone werden als Ablagerungen einer flachen Lagune (Wassertiefe um 40 bis 60 Meter) angesehen. Die Verbindung zum offenen marinen Raum war lokal eingeschränkt, die Dominanz von *Ammonia beccarii* (LINNÉ) sowie der überdurchschnittlich hohe Anteil an Milioli-

den in einigen Proben deuten auf kurzfristig hypersaline Bedingungen in jenen Gebieten hin.

Sediment wurde durch Flüsse eingebracht und durch Stürme umgelagert (Tempestitlagen). In ruhigen Zeiten wurde das Sediment durch seine reiche Infauna überarbeitet.

An der Grenze Obere Lagenidenzone/Sandschalerzone treten erste gröbere Sandbänke auf, in die pflanzenreiche, laminierte Sande zwischengeschaltet sind („Cinnamonumsandstein“ sensu HILBER, 1878). Analog den Sanden in der Gamlitzer Bucht wurden sie während einer regressiven Phase im direkten Einflußbereich der Wellen (mittleres Sublitoral, epineritische Fazies nach LIEBAU, 1980) abgelagert. Blätter sammelten sich in geschützten Buchten. Ihre Häufigkeit und relativ gute Erhaltung schließen einen längeren Transportweg aus. Als Liefergebiet kommen die Paläozoikumsaufbrüche von Lebring und südlich Weitendorf (so sie zu dieser Zeit Inseln bildeten) oder der Sausal in Frage.

In der Sandschalerzone und Buliminen-Bolivinen-Zone unterbrechen wiederholt flachmarine, sandige Einschaltungen die Leithakalkentwicklung. Sie kündigen die Progradation eines Deltas am Ende des Badenium (Dillach-Member) an.

6.3. Die Leithakalkvorkommen der mittelsteirischen Schwelle

Die karbonatische Randfazies des Wiener Beckens wird seit KEFERSTEIN (1828), nach einer aus dem Sprachgebrauch übernommenen Bezeichnung, „Leithakalk“ genannt. In den ersten geologischen Arbeiten wird der Name für zeitlich und faziell gleichartige Gesteine im Steirischen Becken übernommen. REUSS (1871) führt das Synonym „Nulliporenkalk“ ein.

Der Leithakalk bildet keinen zusammenhängenden Körper, sondern zerfällt im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle in 5 voneinander isolierte Areale unterschiedlicher stratigraphischer Position und Fazies.

Es werden folgende Bereiche unterschieden (Abb. 2):

- 1) Das Leithakalkareal von Wildon (oberste Obere Lagenidenzone bis Buliminen-Bolivinen-Zone).
- 2) Korallenriffe an der Ostflanke des Sausal nordwestlich Leibnitz (Lagenidenzone).
- 3) Das Leithakalkareal südlich Leibnitz mit Fleckenriffen (Untere Lagenidenzone, Obere Lagenidenzone).
- 4) Der Leithakalk der Gamlitzer Bucht (Untere Lagenidenzone, Obere Lagenidenzone).
- 5) Das Leithakalkareal von Graßnitzberg an der südsteirischen Weinstraße (Sandschalerzone).

Die Dreiteilung in einen „unteren, mittleren und oberen Leithakalk“ (entsprechend einem „Unter-, Mittel- und Obertorton“) im Sinne von WINKLER-HERMADEN (1943) bzw. die Zweiteilung in einen „unteren und oberen Leithakalk“ (WINKLER-HERMADEN, 1951a) hat nur historische Bedeutung (falsche stratigraphische Einstufungen etc.).

*

Aufgrund genereller Trends lassen sich im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle zwei Großgruppen unterscheiden:

- A) In den Leithakalkvorkommen der Lagenidenzone, ... mit Ausnahme jener der Gamlitzer Bucht, treten

Stockkorallen gesteinsbildend in Erscheinung (Korallenrasen).

- B) In der Sandschalerzone und Buliminen-Bolivinen-Zone kommen Stockkorallen zwar vor, bilden aber keine strukturellen Riffe. Als Hauptsedimentlieferant fungieren Corallinaceen.

Im Gegensatz zum Leithagebirge, wo der größte Teil des Leithakalkes in der Sandschalerzone und Buliminen-Bolivinen-Zone gebildet wurde, während in der Lagenidenzone nur geringmächtige Kalkbänke vorkommen, entstanden die Leithakalareale im Steirischen Becken vorwiegend in der Lagenidenzone und Sandschalerzone.

Der Leithakalk der Steiermark ist nicht auf die Mittelsteirische Schwelle beschränkt. Neben den obertägigen Vorkommen von St. Anna a. Aigen – Klapping (Südburgenländische Schwelle) konnte Leithakalk im Gnaser Becken, an den Flanken des Gleichenberger Vulkans und auf der Auersbacher Schwelle durch Bohrungen (z.B. Perlsdorf nordwestlich Gnas, Paldau 1, Übersbach 1 etc.) und durch vulkanische Auswürflinge in pliozänen Vulkaniten (z.B. Unterweißenbach bei Feldbach) nachgewiesen werden (KOLLMANN, 1965).

6.3.1. Die Fazies des Leithakalks

Erste Angaben zur Fazies gibt ROLLE (1856). Er unterscheidet zwischen „Nulliporen-Leithakalk“, „Anthozoen-Facies“ und „Bryozoen-Fazies“. In jenen Tagen stehen jedoch nicht der Ablagerungsraum selbst, sondern die Beziehungen zwischen dem Leithakalk und den umgebenden Gesteinen, speziell der Florianer Bucht, im Vordergrund.

Im Band VI der Reihe „Chronostratigraphie und Neostatotypen“ wird der Leithakalk durch die Angabe einer Typuslokalität neu definiert. Der Begriff wird dadurch zur Bezeichnung für eine sedimentäre Fazies und nicht für eine lithostratigraphische Einheit. Faziostratotypus ist der Steinbruch „FENK“ NNW Großhöflein im Burgenland,

„... weil hier die sedimentären und biogenen Faktoren, die zu seiner Bildung führten, am deutlichsten erkennbar sind. Dieser Aufschluß kann daher nur als Beispiel für eine im einzelnen stark wechselnde randnahe Kalkfazies gewertet werden ...“ (STEININGER & PAPP, 1978: p. 194).

Es werden folgende (Mikro-) Faziestypen angeführt:

- Lithothamnienkalk
- Lithothamnienmergel
- Lithothamnien-/Bryozoenkalk
- Korallenkalk
- Molluskenkalk
- Isognomum-/Ostrea Fazies

Die Bezeichnung „Lithothamnienkalk“ für einen vorwiegend aus Corallinaceen bestehenden Kalk ist insofern unglücklich gewählt, als neben *Lithothamnium* noch andere Vertreter der Corallinaceen maßgeblich am Aufbau des Gesteins beteiligt sind.

Eine mikrofazielle Neubearbeitung erfolgte durch DULLO (1983), wobei 10 Mikrofaziestypen definiert wurden. Angaben zur Mikrofazies beziehen sich vorwiegend auf diese Arbeit.

Für den Steinbruch „FENK“ werden von DULLO alle Mikrofaziestypen mit Ausnahme der Foraminiferen-Algen-Mollusken-Fazies angeführt.

Harter, splittiger Leithakalk in bioklastischer Rhodolithen-Schutt-Fazies und Foraminiferen-Rhodolithen-Schutt-Fazies wurde wiederholt als „Riffkalk“ bezeichnet

(z.B. KOLLMANN, 1965). Anhäufungen von Rhodolithen zeigen mitunter eine deutliche Erhebung über den umgebenden Meeresboden (bis 30 Meter im Raum Wildon). Die Algen-Onkoide bilden aber kein starres Riffgerüst, sondern werden von Stürmen bewegt und gewendet. Leithakalk ohne gerüstbildende Korallen kann daher nicht als „Riffkalk“ bezeichnet werden (s. BRAITHWAITE, 1973; GEISTER, 1983).

Die Korallenvorkommen im Sausal und von Retznei umfassen vorwiegend Korallengemeinschaften und Korallenrasen, selten echte Korallenriffe (Nomenklatur nach GEISTER, 1983).

6.4. Typusprofil „Weißenegg“ und charakteristische Aufschlüsse der Weißenegg-Formation

Aufschluß 7

Typuslokalität: Steinbruch Weißenegg

Der stillgelegte Steinbruch Weißenegg der Perlmoo-ser Zementwerke liegt am linken Murufer am Fuße des Kollischberges. Ein alter Versturz trennt ihn in einen Südost-Teil (unterer Bruch bei HILBER, 1913) und einen kleineren Nordwest-Teil (oberer Bruch). Während sich die höheren Partien in beiden Teilen gut korrelieren lassen, weisen die tieferen Partien erhebliche Unterschiede auf. Eine lithologische Beschreibung gibt KOLLMANN (1965) (Abb. 11), eine mikrofazielle Bearbeitung des Südost-Teiles erfolgte durch DULLO (1983). Leider fehlen bei DULLO Verweise auf die Schichtbezeichnungen bei KOLLMANN, sodaß eine Korrelation der Säulenprofile beider Autoren nicht immer befriedigend durchgeführt werden kann.

Im Folgenden werden makroskopische Beschreibung und Mikrofazies gegenübergestellt und ergänzt.

Südost-Teil

Schicht „a“

Die schrägschichteten Kalke an der Basis des Südost-Bruches werden von KOLLMANN als „gelblichweiße, weiche, detritäre Nulliporenkalke“ und von DULLO als „Corallinaceen Schuttkalke“ bezeichnet. Sie sind in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies entwickelt.

Ihr Einfallen beträgt 20° bis 25° gegen Norden bis Nordwesten. Die Basis des Schrägschichtungskörpers ist nicht aufgeschlossen, der Topbereich ist erosiv gekappt. Einzelne Kalkbänke sind durch Mergellagen getrennt. Alle untersuchten Mergelproben erwiesen sich als mikrofossilfrei. KOLLMANN konnte eine Foraminiferenfauna der Lagenidenzone nachweisen. Mit Hilfe der Mächtigkeit des Schrägschichtungskörpers kann der Höhenunterschied zwischen dem Algenbiostrom und der siliziklastischen Umgebung mit ca. 15 Metern angegeben werden.

Schicht „b“,

von Schrägschichtungskörper „a“ durch eine dünne Lage von Amphisteginenmergel (Typische Leithakalkfauna) getrennt, wird von KOLLMANN als „harter, gewachsener, dichter Nulliporenkalk“ bzw. als „schmutzigweißer bis gelblichweißer, harter Nulliporen-Riffkalk“ bezeichnet. DULLO stellt ihn in die Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies. Nach eigenen Beobachtungen ist auch die Foraminiferen-Rhodolithen-Schutt-Fazies vertreten.

Schicht „b“ bildet keine durchgehende Bank, sondern ist in einzelne, linsenförmige Körper aufgegliedert,

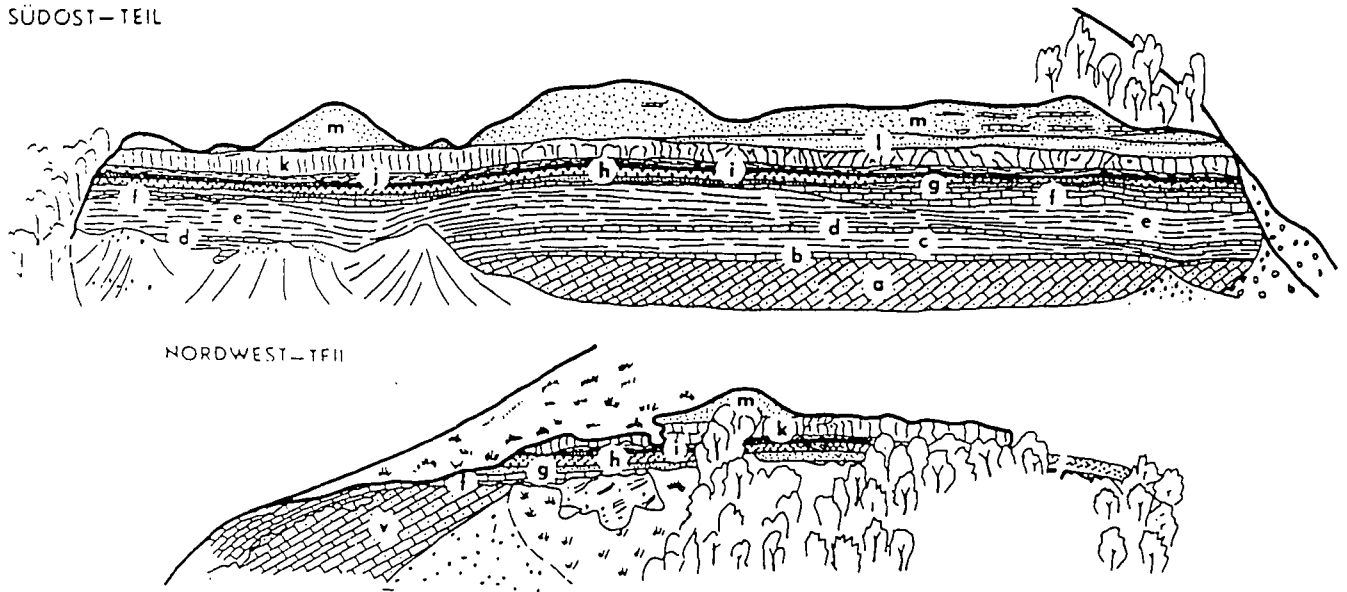


Abb. 11.
Steinbruch Weißenegg.
Schichtbezeichnungen nach KOLLMANN (1965); umgezeichnet nach FLÜGEL (1972).

die durch Amphisteginenmergel voneinander getrennt sind (Abb. 12). Die Mergel sind fein laminiert, die Foraminiferen (speziell *Amphistegina hauerina* d'ORBIGNY und die Elphidien) zeigen eine deutliche Einregelung parallel zur Oberfläche der Leithakalk-Knollen. Weniger widerstandsfähige Foraminiferen sind zerbrochen. Repräsentative Foraminiferenfaunen können lediglich aus den Zwickeln zwischen den Kalkkörpern gewonnen werden. Der Amphisteginenmergel zeigt keine lithologischen Unterschiede liegend und hangend der Leithakalk-Knollen.

Vergleichbare Bildungen treten in allen bearbeiteten Leithakalk-Vorkommen in unterschiedlicher Ausbildung auf. WINKLER-HERMADEN (1939a: 80) führt sie auf submarine Rutschungen zurück, welche ein ausgeprägtes Relief voraussetzen würden. Ein solches ist nur in wenigen Fällen vorhanden. Einer Entstehung durch Boudinierung wird hier der Vorzug gegeben.

Voraussetzung ist eine Wechsellagerung von Mergel und dünnen Kalkbänken, deren Mächtigkeit lateral stark schwankt. Die Überlagerung führt zu einem ungleich stärkeren Seitendruck im Mergel als im Kalk. Der Mergel wird ausgequetscht, die dabei entstehenden Spannungen führen zum Zerbrechen der (früh-)diagenetisch zementierten Kalkbänke. Gleichzeitig wird Amphisteginenmergel in die Zwickel eingeschmiert. Die Foraminiferen werden dabei zerstört bzw. eingeregelt.

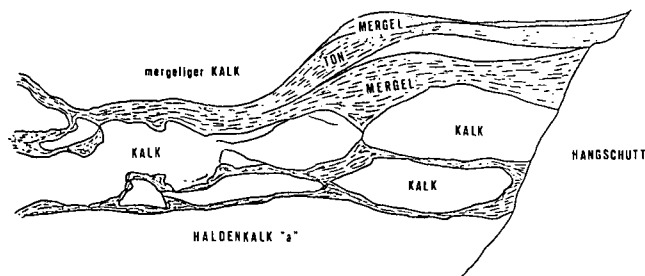


Abb. 12.
Steinbruch Weißenegg, Schicht „b“: Boudinierung des Leithakalks durch Ausquetschung des Amphisteginenmergels im Zuge der Kompaktion. Aufschlußskizze, ca. 40x145 cm.

Schicht „c“, von KOLLMANN als „grauer, knollig-bankiger Nulliporenmergelkalk mit linsigen Zwischenlagen von weichem Amphisteginenmergel“ bezeichnet, umfasst nach DULLO Gesteine der bioklastischen Rhodolithen-Schutt-Fazies, der bioklastischen Algen-Schutt-Fazies und der Bioklasten-Fazies.

Schicht „c“, „d“ und „e“ lassen sich nur annäherungsweise mit den Angaben zur Mikrofazies bei DULLO korrelieren.

Schicht „d“ (KOLLMANN spricht von einem „gelblichweißen, harten, gewachsenen Nulliporen-Riffkalk mit Makrofossilabdrücken“) ist der bioklastischen Rhodolithen-Schutt-Fazies zuzuordnen. *Borelis melo* (FICHTEL & MOLL) ist Anzeiger für flaches Wasser.

Es folgen graue, stark mergelige Kalke in bioklastischer Rhodolithen-Schutt-Fazies und bioklastischer Algen-Schutt-Fazies (Schicht „e“ nach KOLLMANN: „grauer bis grünlichgrauer, bankig-knolliger Nulliporenkalkmergel mit Ästchen und Zerreibsel von Nulliporen und unregelmäßig-linsigen Zwischenlagen von Amphisteginenmergel“, die mit dünnen Bändern von Amphisteginenmergel wechsellagern. Bryozoen sind häufig. *Heterostegina costata* d'ORBIGNY stellt dieses Schichtglied in die Sandschalerzone.

In einer Kalkbank ist die bioklastische Algen-Mollusken-Fazies vertreten.

Schichtglied „e“ erlaubt als einziges die Gewinnung ganzer Rhodolithen. Sie sind vorwiegend sphäroidal, mit einem geringen Trend zu ellipsoidalen und discoidalen Formen (Abb. 13; Nomenklatur nach SNEED & FOLK, 1958, modifiziert durch BOSENCE, 1976). Bei einigen kleinen Rhodolithen, deren S/L-Verhältnis nahe 0,9 liegt, ist die Form durch einen kugligen Bryozoenstock als Kern vorgegeben. Die Größe der Rhodolithen hat keinen Einfluß auf die Form.

Die Rhodolithen zeigen keinen eigentlichen Kern, sondern sind mit mergeligem Kalk (Mikrit) gefüllt. Sie zeigen laminare und columnare Wuchsform. Ästige For-

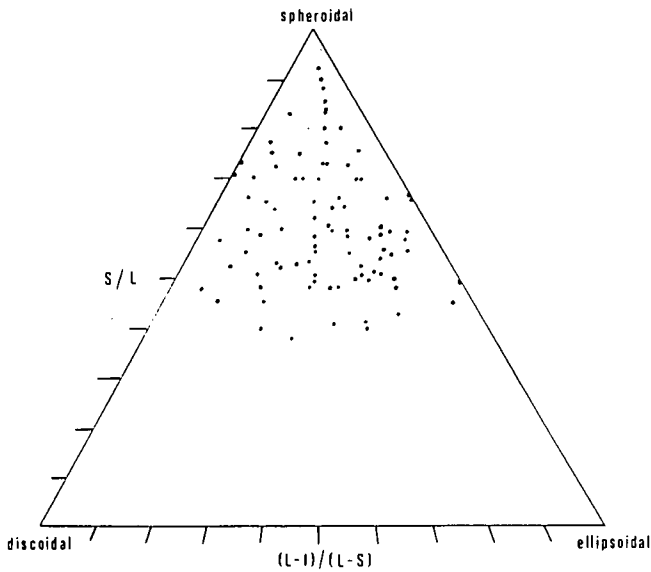


Abb. 13.
Steinbruch Weißenegg, Schicht „e“: Klassifikation der Rhodolithen im modifizierten „pebble shape diagram“ nach SNEED & FOLK (1958).

men und incrustierende Corallinaceen (mit Ausnahme von Algenkrusten um Bryozoenstöcke) fehlen. Größere Rhodolithen sind angebohrt. Die Rhodolithen sind meist monospezifisch.

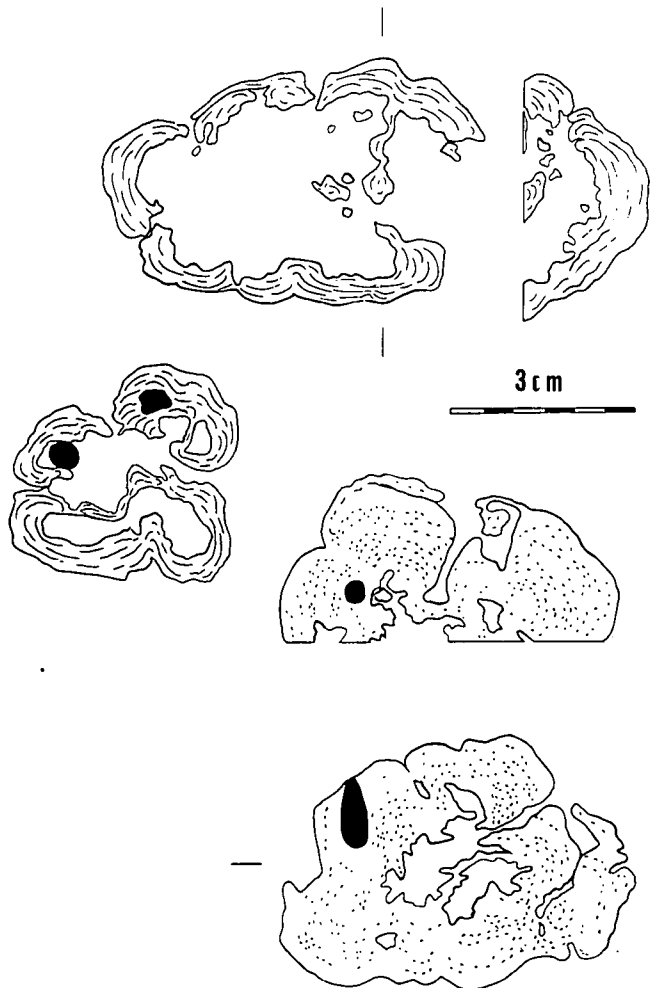


Abb. 14.
Steinbruch Weißenegg, Schicht „e“: Rhodolithenquerschnitte.

Die Rhodolithen entstanden in überwiegend ruhigem Milieu. Die Algen bildeten in einer ersten Phase dünne Krusten auf dem Sediment. Diese wurden durch High-Energy-Events losgerissen und umgewendet. Wiederholte Umlagerung ermöglichte allseitiges Wachstum (Abb. 14).

Als Bildungsumgebung wird ein Ruhigwasserbereich größerer Wassertiefe, der periodisch stärkeren Stürmen ausgesetzt war, angenommen. Die Foraminiferenfauna weist auf eine Tiefe zwischen 30 und 50 Metern hin (HANSEN, MÜLLER & RÖGL, 1987).

Schicht „f“

(KOLLMANN: „gelblichweißer, harter, gewachsener Nulliporen- Riffkalk“) entwickelt sich aus Schicht „e“ durch Abnahme des Mergelgehaltes. Sie ist basal in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies entwickelt und zeigt gegen das Hangende Übergänge zur Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies. Vereinzelt treten Rhodolithen auf.

Schicht „f“ bildet das Liefergebiet für die jüngere Schutthalde „v“ im Nordwest-Bruch. *Borelis melo* (FICHTEL & MOLL) weist auf flaches Wasser hin.

Hangend dazu wird die Leithakalksedimentation durch eine sandige Entwicklung (Schicht „g“ und „h“; im Vorfeld eines in die Florianer Bucht progradierenden Deltas?) und Amphisteginenmergel („i“) unterbrochen.

Die Abfolge zeigt einen übergeordneten coarsening upward-Trend. Die hangenden Bänke sind normal gradiert, Pflanzenhäcksel und Spurenfossilien (*Ophiomorpha*-Bauten) sind lagenweise häufig. Der Amphisteginenmergel „i“ kündigt die Rückkehr zu günstigeren Lebensbedingungen an.

Aus den Schichtgliedern „g“ und „h“ konnten keine Mikrofossilien gewonnen werden. Der Amphisteginenmergel „i“ und Mergellagen in „f“ führen eine typische „Leithakalkfauna“, die keine Unterscheidung zwischen Sandschalerzone und Buliminen-Bolivinen-Zone zuläßt.

Die darüber folgende Kalkbank „k“ (KOLLMANN: „hellgelbgrauer, sehr harter, splittig brechender, dichter Nulliporen-Riffkalk“) ist in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies ausgebildet. Gelegentlich finden sich kleine Rhodolithen.

Zwischengelagerte Amphisteginenmergel führen eine typische Leithakalkfauna ohne biostratigraphische Indikatoren.

Der oberste Abschnitt des Steinbruches ist wiederum siliziklastisch entwickelt.

Das Schichtglied „l“-„m“ bildet eine Abfolge von ripelgeschichtetem Feinsand [Kappa-Schrägschichtungskörper (ALLEN, 1963); Abb. 15] und Mittelsand. In diese ist eine ca. 60 Zentimeter mächtige (lateral schwankend) Bank von sandigem, aber dennoch hartem Kalk in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies („n“) eingeschaltet. Liegend der Kalkbank sind Spurenfossilien selten, hangend dazu häufig (*Ophiomorpha*-Bauten etc.).

Basal kommen isolierte Kiesgerölle vor. Pflanzenhäcksel und Kohleschmitzchen sind in der gesamten Abfolge zu finden.

Die Schichtfolge wird durch weitere Leithakalkbänke in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies mit vereinzelt Rhodolithen abgeschlossen.

Die Sande sind weitgehend mikrofossillier. Weder Kalkbank „n“ noch die hangenden Kalke liefern eine biostratigraphisch interpretierbare Foraminiferenfauna. Aufgrund der lithostratigraphischen Position ist der Schichtkomplex in die höhere Sandschalerzone bis

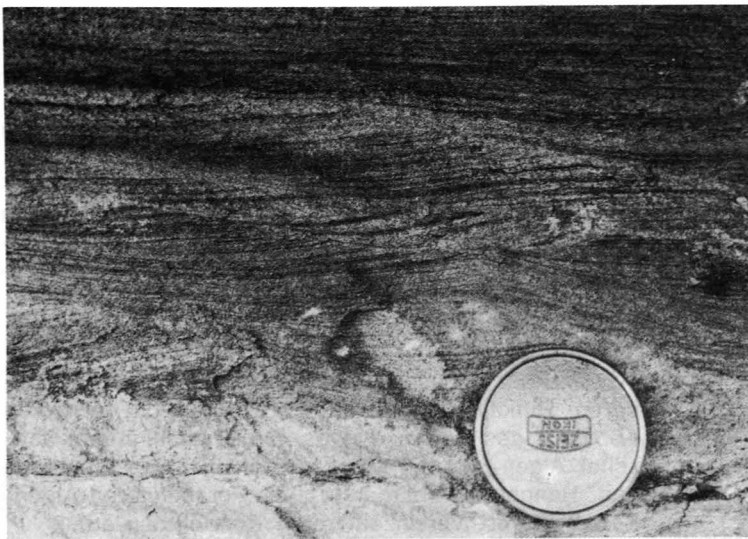


Abb. 15.
Steinbruch Weißenegg, Schicht „m“: rippelgeschichteter Sand („climbing ripples“), überlagert von horizontal geschichtetem Sand.

tieferer Buliminen-Bolivinen-Zone zu stellen: Er wird von Leithakalk der Sandschalerzone unterlagert. Die überlagernden Sande und Kiese können mit der Verarmungszone im Stiefingtal (entspricht der höheren Buliminen-Bolivinen-Zone) korreliert werden.

In der Buliminen-Bolivinen-Zone unterbrechen verstärkt flachmarine, terrigene Sedimente die Leithakalk-Sedimentation. Hohe Wassertrübe verhindert das Wachstum der Corallinaceen, die aber bei günstigeren Lebensbedingungen (vollmarine Rekurrenzen) sofort wieder Fuß fassen.

Der Wechsel Siliziklastika-Leithakalk spiegelt geringe Schwankungen des relativen Meeresspiegels. Diese äußern sich in der Progradation terrigener Sedimente bzw. vollmarinen Transgressionen und kündigen eine stärkere Regression Ende des Badenium (Verarmungszone) an.

Nordwest-Teil

Der nordwestliche Teil des Steinbruches unterscheidet sich grundlegend von der eben besprochenen Abfolge. Prägendes Element ist die jüngere Schutthalde „v“. Sie beinhaltet Kalke in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies („gelblichweißer, haldengeschichteter, detritärer Kalksandstein“ bei KOLLMANN).

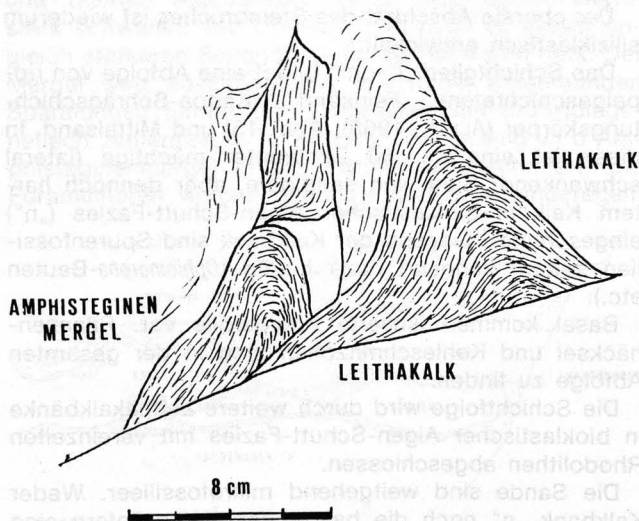


Abb. 16.
Steinbruch Weißenegg, Schicht „v“: Durch „slumping“ gestauchter Amphisteginenmergel.

Den von WINKLER-HERMADEN (1939) angeführten Kriterien für die Strandhalden-Natur von Schichtkomplex „v“ kann eine Kornvergrößerung gegen die Basis innerhalb einer Bank angefügt werden.

Die höheren Anteile von „v“ zeigen einen kontinuierlichen Übergang zu den knolligen und horizontal geschichteten Kalken von „f“. Mitunter treten Rutschstrukturen auf (Abb. 16; Grenzbereich „v“/„f“). Der Höhenunterschied zum siliziklastischen Umfeld betrug etwa 30 Meter. Bevorzugtes Algenwachstum über der Strandhalde führte nach deren Inaktivierung zu einem Reliefausgleich.

Die einzelnen Bänke von „v“ sind am Fuß des Schrägschichtungskörpers durch Amphisteginenmergel getrennt, die am Top weitgehend fehlen. Eine rasche frühdiagenetische Zementation verhinderte das Abrutschen des Algenschutts auf dem Mergel. Kompaktion infolge Sedimentüberlagerung führte zur Ausquetschung des Mergels und zu Relativbewegungen einzelner, bereits zementierter Bänke zueinander, welche die Foraminiferen zerstörten. Sie sind durch schichtparallele Strömungen belegt. Spärlicher Muschelschill, Fischzähne und selten schlecht erhaltene Elphidien bezeugen den ehemaligen Mikrofossilreichtum dieser Mergelbänder.

Äquivalente der Schichten „a“ bis „e“, von KOLLMANN an der Basis des Steinbruches beschrieben, sind heute von Schuttmaterial verdeckt.

Schicht „f“ zeigt keine signifikanten Unterschiede zum Südost-Teil.

Schicht „k“ enthält basal einen sehr feinkörnigen Kalk in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies mit stellenweise erhöhtem Anteil an detritischen Glimmern. Einige mergelige Partien mit einem großen Anteil von *Astigerinata planorbis* (d'ORBIGNY) zeigen intensive Drucklösung. Die höheren Anteile von „k“ sind in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies ausgebildet und entsprechen der Entwicklung im Südost-Teil.

Aufschluß 8

Parastratotypus Steinbruch Retznei der PERLMOOSER Zementwerke AG; Abb. 17; vgl. FRIEBE, 1988

Die Entwicklungsgeschichte des Leithakalkes im Steinbruch Retznei ist durch ein vorgegebenes Relief bestimmt. Der karpatische Steirische Schlier ist heute nicht mehr aufgeschlossen.

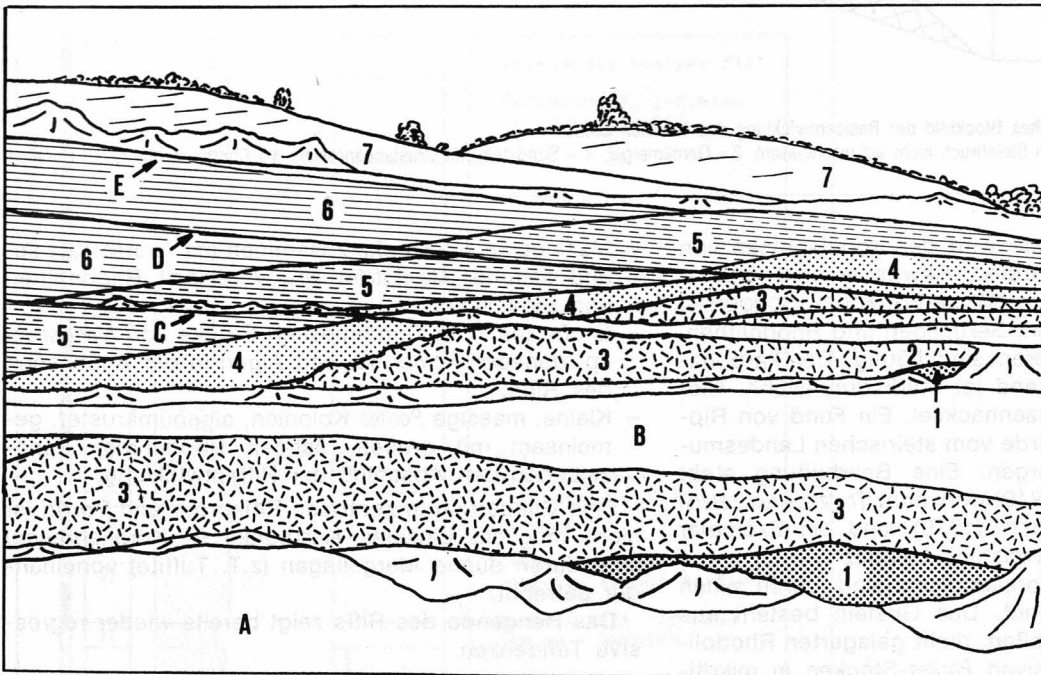


Abb. 17.
Steinbruch Retznei.
 1 = Geröllmergel; 2 = Sandstein mit Crustaceenresten, überlagert von Rhodolithenkalk (vgl. Abb. 18); 3 = Korallenrasen; 4 = Algenschuttalk (Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies); 5 = mergeliger Rhodolithen-Schuttalk (bioklastische Rhodolithen-Schutt-Fazies); 6 = mergeliger Rhodolithen-Schuttalk mit 2 Horizonten mit großen Stöcken von *Montastraea* sp.; 7 = Hangendsande.
 A-E = Etagen.

Siltiger Feinsand, der in Rinnen angereichert Gerölle bis 10 Zentimeter Durchmesser führt, bildet das tiefste aufgeschlossene Element der Schichtfolge („Geröllmergel“ bei KOLLMANN, 1965 und anderen Autoren; Abb. 17: „1“). Die Grenze zum Leithakalk zeichnet sich ebenfalls durch starke Geröllführung aus.

Fest zementierte Brocken von Siltstein sind angebohrt. Sie finden sich bevorzugt im Hangenden des Geröllmergels.

Ähnliche Bildungen finden sich an der Basis der Leithakalkentwicklung östlich des Aflenz Baches. Hier liegen wenig verfestigte Brocken von Feinsand und Mergel des Steirischen Schlier in feinsandiger Matrix. Kristallingerölle sind mitunter von Serpuliden und Austern bewachsen. Der Sand führt eine umgelagerte Misch-

fauna von Foraminiferen des Karpatium. Die Untere Lagenidonezone konnte nicht nachgewiesen werden.

Im Anschluß an die Steirische Diskordanz wurden die höchsten Anteile des Steirischen Schlier im Gezeitenbereich aufgearbeitet. Die Karbonat- und Kristallingerölle sind Reste der im Steirischen Schlier eingeschalteten Konglomeratlagen (KOLLMANN, 1965: 541 f).

Die basalen Anteile des Fleckenriffes zeigen abhängig von der Wassertiefe folgende Zonierung (Abb. 17: „2“ + „3“, Abb. 18):

Ein Korallenrasen, bestehend aus lagigen, wenige Zentimeter hohen Kolonien von *Porites* sp., aber auch

bereits *Tarbellastraea* sp. und *Montastraea* sp. tritt nur in den äußeren, tieferen Bereichen direkt über dem Geröllmergel auf. Große Gerölle an der Liegend-Grenze bildeten das Hartsubstrat für das Korallenwachstum. In den basalen 75 Zentimeter tritt *Porites* sp. in lagigen, wenige Zentimeter hohen Kolonien auf. Mit ihnen finden sich bereits kleine Stöcke von *Tarbellastraea* sp. und *Montastraea* sp. Sie sind von *Lithophaga* sp. intensiv angebohrt. Bivalven (vorwiegend Pectiniden), Rhodolithen und Algenschutt sind häufig. Der Kalk führt Quarzgerölle bis 10 Millimeter Durchmesser.

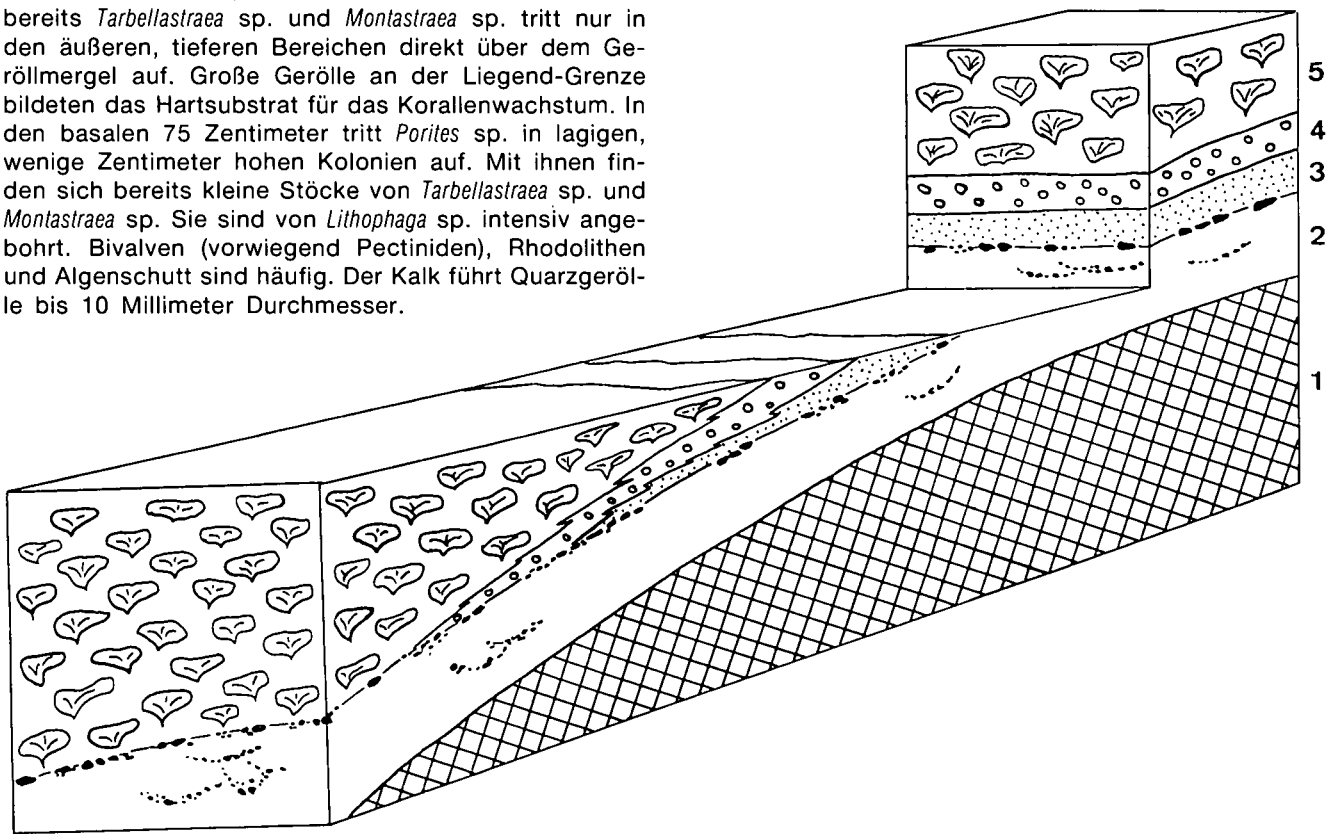


Abb. 18.

Steinbruch Retznei: Schematisches Blockbild der Basisentwicklung des Korallenrasens.

1 = Steirischer Schlier (derzeit im Steinbruch nicht aufgeschlossen); 2 = Geröllmergel; 3 = Sandstein mit Crustaceenresten; 4 = Rhodolithenkalk; 5 = Korallenrasen.

Im Zentrum der Untiefe wird der Korallenrasen von einer Seegraswiese vertreten. Bewohner sind Crustaceen [*Portunus monspeliensis* (MILNE-EDWARDS); SCHOUPPE, 1949a], seltener Bivalven, Serpuliden und Rhodolithen. Epiphytische Foraminiferen sind häufig. Der karbonatisch zementierte Feinsand ist stark durchwühlt. Bisweilen findet sich Pflanzenhäcksel. Ein Fund von Rippen einer Seekuh (?) wurde vom steirischen Landesmuseum Joanneum geborgen. Eine Bearbeitung steht noch aus. SCHOUPPE (1949b) erwähnt *Thalattosiren petersi* (ABEL) aus Retznei, MOTTL (1970) fand ein Exemplar derselben Species „südwestlich Leibnitz“.

Seegraswiese und Korallenrasen sind durch einen Rhodolithengürtel getrennt. Das Gestein besteht aus bis zu 10 Zentimeter großen, dicht gelagerten Rhodolithen und kleinen, massiven *Porites*-Stöcken in mikritischer Matrix. Die meisten *Porites*-Stöcke sind von Corallinaceen umkrustet.

Im Zuge der unterbadischen Transgression ergreifen die Korallen von fast der gesamten Untiefe Besitz und bilden ein lockeres Riffgerüst (Abb. 17: „3“). Lediglich ihre höchstgelegenen Anteile (Etage C in Abb. 17) werden erst spät von wenigen Korallen besiedelt.

Innerhalb des Riffs lassen sich folgende Kleinbereiche unterscheiden:

- Kleine, ästige *Porites*-Kolonien, die zusammen mit wenigen Stöcken von *Montastraea* sp. und *Tarbellastraea* sp. ein lockeres Gerüst bilden. Incrustierende Algen sind häufig.

- Massige *Porites*-Stöcke zusammen mit *Tarbellastraea* sp. und seltener *Montastraea* sp., vereinzelt Rhodolithen und Algenschutt.
- Große (ca. 1 m Durchmesser) Stöcke von *Montastraea* sp. daneben *Porites* sp. und Algen in der Außenzone des Riffs.
- Kleine, massige *Porites*-Kolonien, algenumkrustet, gemeinsam mit großen, ästigen Rhodolithen kennzeichnen den Abschluß der Riffentwicklung.

Eine Gliederung in zentralen Riffkörper und Vorriff ist nicht möglich. Einzelne Kalkbänke (= Korallenrasen) sind durch dünne Mergellagen (z.T. Tuffite) voneinander getrennt.

Das Hangende des Riffs zeigt bereits wieder regressive Tendenzen.

Es folgt ein Algenschuttalk (Foraminiferen-Algen/Rhodolithen-Schutt-Fazies; Abb. 17: „4“), der in seichtem Wasser durch Zerstörung der Rhodolithen durch die Brandung entstanden ist (Aufarbeitung einer ± stationären Barre aus Rhodolithen und grobem Algenschutt durch die vorwiegend aus südlicher Richtung kommenden Wellen). Der Schutt erreicht kaum Korngrößen über 1 Millimeter, Makrofossilien fehlen (Etage D in Abb. 17).

Unterhalb der Schönwetter-Wellenbasis (Etagen A, B und C) ist der Algenschutt gröber (bis 10 Millimeter Durchmesser), unversehrte Rhodolithen sind häufiger. Die Foraminiferen-Rhodolithen-Schutt-Fazies (mit kleinen *Porites*-Stöcken) ist besonders an der Basis der

Bank entwickelt, gegen Hangend nimmt grober Algen-schutt auf Kosten der Algen-Onkoide zu. Weitere Bewohner sind: *Daira speciosa* (REUSS), Veneriden, Ostreen, Pectiniden und andere Mollusken, Fische (Zähne), Seeigel, Ophiuren (Wirbel), Bryozoen und Foraminiferen [Leithakalkfauna, reich an Milioliden, *Borelis melo* (FICHTEL & MOLL) u.a.].

Die Liegendgrenze zum Riffkalk ist unscharf und stark wellig. Sie ist durch ein im gesamten Steinbruch aufzufindendes Mergelband gekennzeichnet, welches durch Kompaktion etwas ausgequetscht wurde. Auf Etage B greift der Algenschuttalk in einem Kolk einige Meter tief in den Korallenkalk ein.

Darüber leitet ein leicht mergeliger Rhodolithen-Kalk (Abb. 17: „5“) eine stärkere Transgressionsphase ein. Die Grenze bildet eine 30 bis 40 Zentimeter mächtige Bank von hartem, splittrigem Leithakalk in bioklastischer Rhodolithen-Schutt-Fazies, die sich über den gesamten Steinbruch erstreckt. Die Rhodolithen sind groß (>5 Zentimeter Durchmesser), ästige und stark ver-

zweigt. Weiters kommen große Austern und Fischzähne vor. An ihrer Basis wurde auf Etage A ein großer Stock von *Tarbellastraea* sp. gefunden.

Diese Bank unterscheidet sich vom darüber folgenden Kalk nicht so sehr in ihrer Mikrofazies, als in ihrem geringeren Mergelgehalt und ihrer grünlichgrauen Färbung.

Die Hauptmasse des Rhodolithenkalks ist durch sehr große (10 Zentimeter Durchmesser und mehr), ästige Algen-Onkoide gekennzeichnet, deren Anteil gegen das Hangende hin abnimmt. Die Mollusken sind durch Ostreen und Pectiniden vertreten. Einige Lagen führen Boxwork-Rhodolithen (BOSENCE, 1983) und auf Sediment incrustierende Corallinaceen. Der Kalk ist durch dünne Mergelbänder unregelmäßig zergliedert. Den hangenden Abschluß bildet eine 10 bis 20 Zentimeter mächtige, stark mergelige Kalkbank.

Die Sedimentation ist im Zentrum der Untiefe gegenüber der Randzone im Süden stark reduziert, was zu großen Sedimentmächtigkeiten im südlichen Teil des

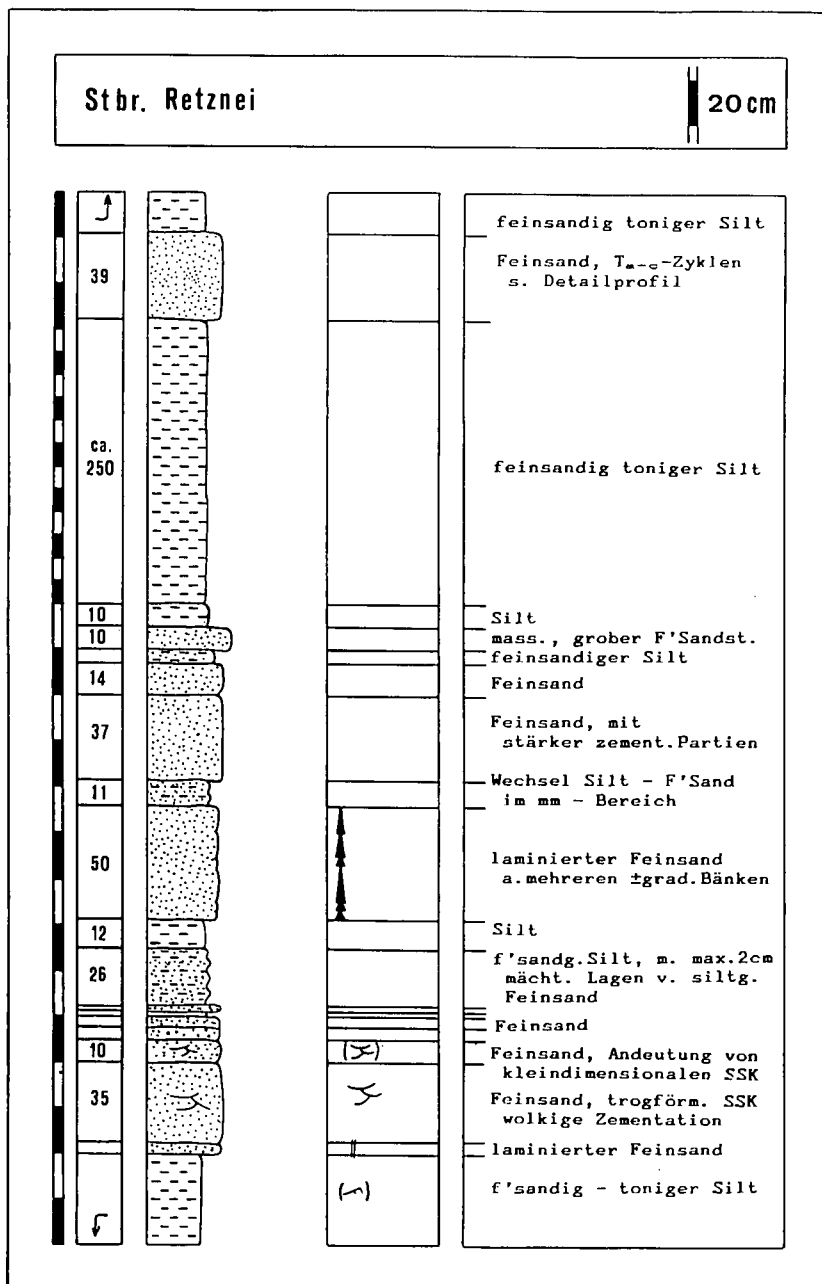


Abb. 19.
Profil Steinbruch Retznei.

„Hauptstockes“ und somit zu einem teilweisen Relief-
ausgleich führt.

Der darauf folgende Leithakalk (Abb. 17: „6“) ist
ebenfalls in bioklastischer Rhodolithen-Schutt-Fazies
ausgebildet. Große, ästige Rhodolithen, die an der Ba-
sis häufig sind, treten gegen das Hangende rasch zu-
gunsten von Algenschutt zurück. Mergelige Lagen mit
incrustierenden Corallinaceen und Boxwork-Rhodoli-
then sind häufig. Sie zeigen einen ruhigen Ablage-
ungsraum an. Die wenig anspruchsvolle Koralle *Porites*
sp. versucht, in flachen, incrustierenden Kolonien Fuß
zu fassen.

Im Hangenden sind dieser Abfolge zwei Horizonte
mit großen Stöcken von *Montastraea* sp. bis 1 Meter
Durchmesser eingeschaltet. *Porites* sp. ist häufig. Im
tieferen Horizont nimmt die Größe der Korallenstöcke
gegen Hangend rasch ab. Die Grenze zum höheren Ko-

rallenhorizont bildet eine Austernbank. Die Korallen tre-
ten gegen das Hangende rasch zurück.

Diese Ablagerungen fehlen im Zentrum der Untiefe.
Stark mergeliger Kalk in bioklastischer Algen-Schutt-
Fazies bildet den Grenzbereich zu den überlagernden
Feinklastika.

Die faziellen Unterschiede in den mergeligen Rhodo-
lithenkalken (ästige Rhodolithen – incrustierende und
Boxwork-Rhodolithen) werden auf Änderungen der
Wassertrübe und der Turbulenz und weniger der Was-
sertiefe zurückgeführt.

Eine etwas andere Entwicklung zeigt der Nordteil des
Steinbruches („Zobel“, derzeitiges Abbaugelände). Hier
folgt dem Algenschuttkalk, der gegen Nordwesten
rasch auskeilt, ebenfalls ein stärker mergeliger Leitha-
kalk. Horizonte mit großen *Montastraea*-Stöcken fehlen.
Kleine Kolonien von *Montastraea* sp. (bis 15 Zentimeter

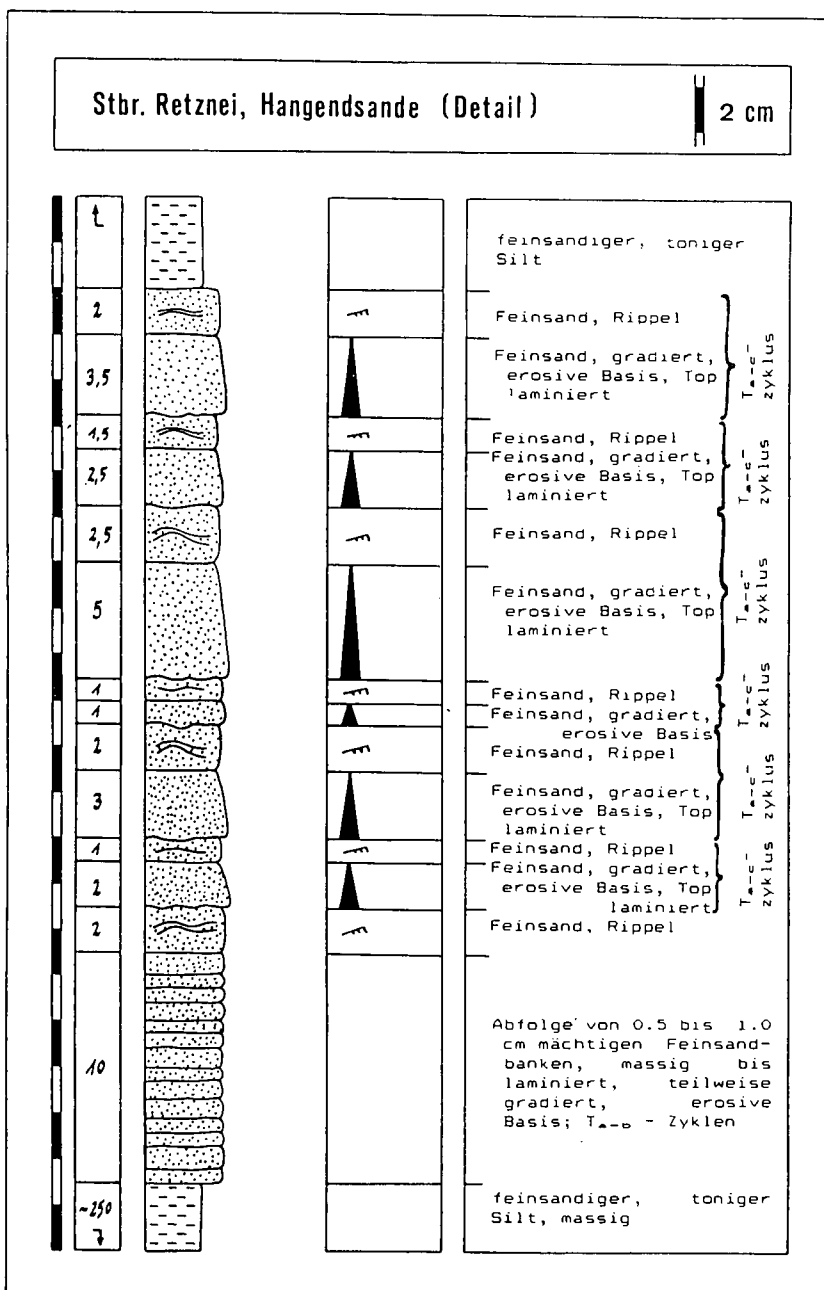


Abb. 20.
Profil Steinbruch Retznei.
Detail aus den Hangendsanden.

Durchmesser) und *Porites* sp. sind immer wieder zu beobachten. Muscheln (Pectiniden, Ostreen und Steinkerne von Veneriden etc.) sind häufig. Des weiteren finden sich Seeigel (*Clypeaster* sp.), Gastropoden und Fischzähne. Bereiche mit ästigen Rhodolithen wechseln mit incrustierenden Corallinaceen. Der Übergang zu den Feinklastika kündigt sich durch eine rasche Zunahme des Sand-Gehaltes und der Bivalven-Steinkerne bei gleichzeitiger Abnahme der Algen an. Es tritt Glaukonit auf.

Über dem Leithakalk folgen blaugraue Tonmergel mit zwischengeschalteten Feinsandlagen (Abb. 17: „7“).

Physikalische Sedimentstrukturen wurden durch die intensive Bioturbation zerstört. Die Sande weisen zum Teil turbiditartigen Charakter (T_{a-c} -Zyklen) auf.

Gesteinsinhalt und -abfolge sind aus den Profilen Abb. 19 + 20 zu ersehen.

Der Tonmergel enthält eine zartschalige Molluskenfauna und irreguläre Seeigel (*Brissopsis* sp., meist pyritisiert). Crustaceen (*Protunus* sp.) sind selten, Pflanzenhäcksel sehr selten.

Die Formaminiferen sind ebenfalls größtenteils pyritisiert. Bemerkenswert ist das Auftreten der Großforaminifere *Palmula appendicifera* NYIRÖ.

Knapp über dem Leithakalk ist in den Tonmergeln und Feinsanden der von HAUSER (1951) beschriebene Biotitandesitgang eingeschaltet.

Aufschluß 9

Steinbrucherweiterung östlich des Aflenz-Baches

Erste Vorarbeiten für eine Steinbrucherweiterung östlich des Aflenz-Baches geben Einblicke in die Schichtfolge außerhalb des eigentlichen Riffbereichs.

Die Basis bilden wiederum Geröllmergel mit Klumpen von „Schlier“ in großer Zahl und Strandgeröllen. Darüber findet sich folgende Schichtfolge (vom Liegenden ins Hangende):

- Ca. 60 Zentimeter Leithakalk in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies. Der Kalk führt kleine *Porites*-Stöcke sowie selten große Stöcke von *Montastraea* sp. in zu geringer Anzahl, um von einem „bafflestone“ sprechen zu können. Ganze Rhodolithen fehlen, Krabbenreste sind häufig.
- Ca. 75 Zentimeter stark mergeliger Kalk mit feinem Algenschutt, ohne Korallen, mürbe.
- Ca. 40 Zentimeter Leithakalk in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies, hart, splittrig, mit großen Ostreen. Die durchschnittliche Korngröße des Algenschutts liegt um 5 Millimeter.
- Ca. 200 Zentimeter stark mergeliger Kalk mit feinem Algenschutt, Balanenschill, Crustaceen-Fragmenten, zartschaligen Pectiniden und Ostreen und kleinen, algenumkrusteten *Porites*-Ästchen, aber ohne Rhodolithen oder Amphisteginen. Der Mergelgehalt kann stark schwanken. Die Mollusken sind zerbrochen und ebenso wie der Algenschutt eingerögelt.

Die folgenden Schichtglieder sind durch jeweils einige Meter mächtige Aufschlußlücken voneinander getrennt:

- Ca. 100 Zentimeter mächtig aufgeschlossener, harter, splittriger Leithakalk in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies.
- Ca. 150 Zentimeter mächtig aufgeschlossener Leithakalk in bioklastischer Rhodolithen-Schutt-Fazies mit kleinen Korallenstöcken (hauptsächlich *Porites* sp.).

- Eine ca. 100 Zentimeter mächtige Bank in bioklastischer Rhodolithen- (und untergeordnet Algen-) Schutt-Fazies mit lagigen und knolligen *Porites*-Kolonien, kleinen *Montastraea*-Stöcken, Einzelkorallen, Bryozoen und kleinen und zartschaligen Pectiniden. Die Bank ruht auf 50 Zentimeter Mergel mit Algenzerreißel, Balanen-, Crustaceen- und Molluskenschill und 70 Zentimeter Mergel mit Leithakalkknollen.

Sie wird von 30 Zentimeter Mergel, der faziell und lithologisch demjenigen im Liegenden entspricht, überlagert.

- Den Abschluß der aufgeschlossenen Schichtfolge bildet blaugrauer, siltiger Feinsand mit Pyritnestern. Er führt keinerlei Makro- oder Mikrofauna.

*

Die Abfolge wird als Äquivalent zur Rifffentwicklung in etwas tieferem Wasser gedeutet. Der „Aflenzer Stein“, der etwas weiter nördlich in großer Mächtigkeit ansteht, wird hier nur knapp über 1 Meter mächtig.

Aufschluß 10

Oberburgstall, Graben östlich Ghf. „Harkamp“ (Abb. 21)

Einen Einblick in die Schichtfolge der Flamberger Bucht im Verzahnungsbereich mit dem Leithakalkareal von Wildon ermöglicht ein Graben östlich des Gasthofes „Harkamp“ (Oberburgstall). In eine Abfolge von siltigem und mittelsandigem Feinsand sind Grobsandlagen mit einer reichen Makrofossilführung (z.B. *Pecten* sp., *Linga* sp., *Arca* sp., *Cardium* sp., *Turritella* sp., *Conus* sp., *Natica* sp. etc) eingeschaltet. Die Feinsande selbst enthalten wenig Fossilien, die meist als Schill-Lagen angereichert sind. Bioturbation ist häufig. An physikalischen Sedimentstrukturen können Kleinrippel und Horizontallamination beobachtet werden.

Härtlingsbänke zeigen eine erosive Basis und eine leichte Gradierung. Die Abfolge wird von stark mergeligem Leithakalk, der arm an Algendebris ist, überlagert.

Die Foraminiferenfauna liefert keine Altershinweise. Die Schichtfolge ist in die Obere Lagenidenzone (eventuell auch tiefere Sandschalerzone) zu stellen.

In einer Probe deutet die Dominanz von *Ammonia beccarii* (LINNÉ) sowie der überdurchschnittlich hohe Anteil an Milioliden auf zumindest zeitweise hypersaline Bedingungen hin.

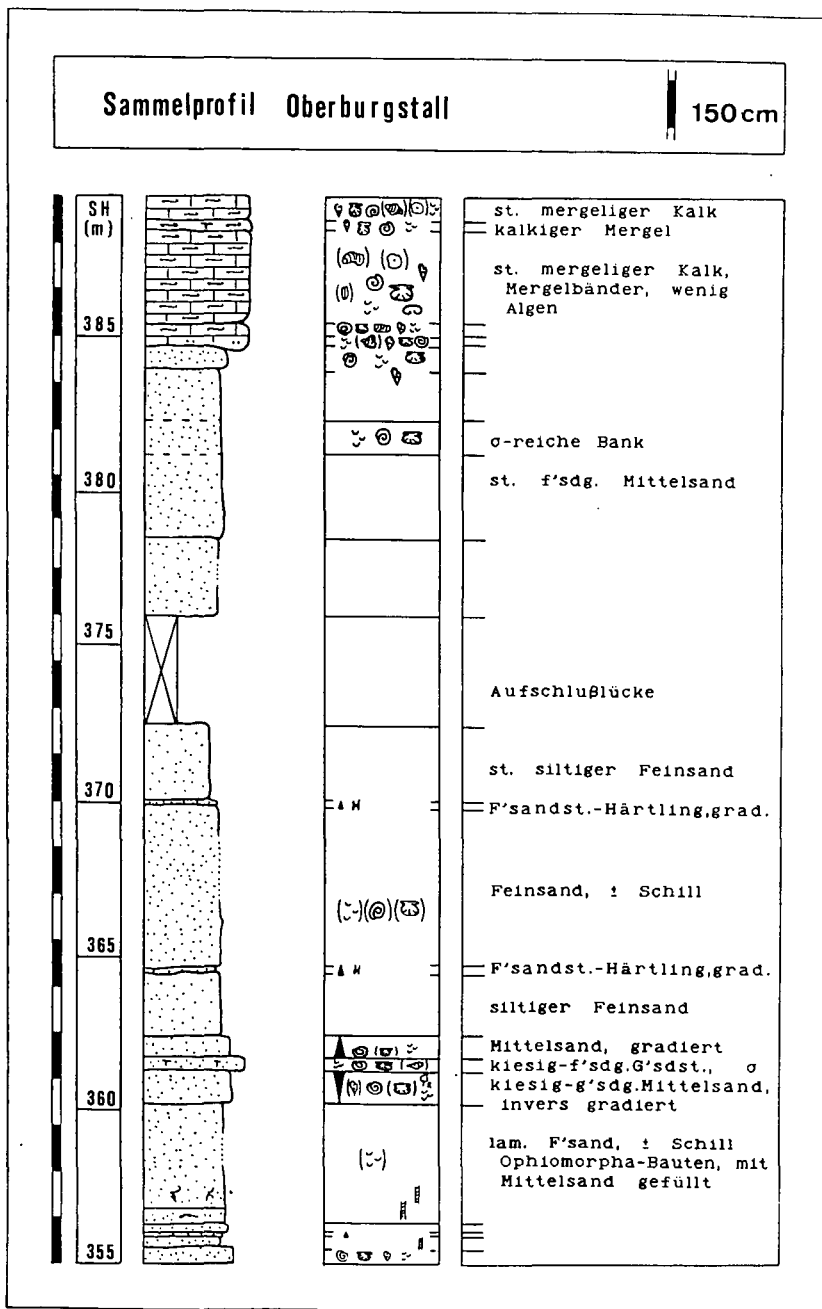
Die Gesteine werden als Ablagerungen einer flachen Lagune mit einer zeitweise eingeschränkten Verbindung zum offenen marinen Raum angesehen. Die gradierten Härtlingsbänke deuten auf Sedimentumlagerung durch Stürme hin (Tempestite). In ruhigen Zeiten wurde das Sediment durch seine Infauna überarbeitet. Am Ende der Oberen Lagenidenzone ermöglicht eine Transgression die Bildung des Leithakalks.

Aufschluß 11

Wildoner Schloßberg

Am Südhang des Wildoner Schloßberg ist der Grenzbereich zwischen den tieferen siliziklastischen Anteilen der Weißenegg-Formation und dem Leithakalk von Wildon aufgeschlossen.

Die Basis bildet ein kiesiger Grobsandstein (max. Korngröße 1 Zentimeter). Eine trogförmige Schrägschichtung ist angedeutet. *Ophiomorpha*-Bauten sind häufig.



- Algenschutt
- Bivalven
- Blattabdrücke
- Foraminiferen
- Gastropoden
- Gradierung
- Härtling
- Ostreen
- Pectiniden
- Rhodolithen
- Rippel
- Schill
- Spuren

Abb. 21.
Sammelprofil Oberburgstall.

Darüber folgt toniger, sandiger Silt mit Grobsandlinsen, der durch allmähliche Zunahme des Foraminifergehaltes kontinuierlich in Amphisteginenmergel übergeht. Es folgt ein zunächst stark mergeliger, dann reiner Leithakalk (bioklastische Algen-Schutt-Fazies), dessen einzelne Bänke durch Amphisteginenmergel getrennt sind.

Der tiefste Amphisteginenmergel ist durch ein überdurchschnittlich häufiges Auftreten von Milioliden gekennzeichnet. Gleichzeitig kommt Algenschutt vor. Die anderen Mergellagen zeigen die übliche „Leithakalkfauna“.

Uvigerina venusta venusta FRANZENAU stellt diesen Aufschluß in die Sandschalerzone.

Der Grobsandstein an der Basis wird analog dem Sandstein bei Schloß Schwarzenegg („Cinnamonum-Sandstein“ sensu HILBER, 1878) als Sediment einer Untiefe über der mittleren Wellenbasis gedeutet (Regressionsphase an der Grenze Obere Lagenidenzone/Sand-

schalerzone). Eine Transgression in der Sandschalerzone ermöglichte die Bildung von Leithakalk.

6.5. Vulkanite in der Weißenegg-Formation

HAUSER 1953 beschreibt einen Hornblende-Biotit-Dazituff vom Urkogel südlich Gamlitz, der von WINKLER-HERMADEN (1938) erstmals erwähnt wurde. Er vergleicht ihn mit Vorkommen im Bachergebirge und bei Mureck und nimmt eine Ablagerung nahe am Eruptionsherd an. Ob jedoch, wie EBNER (1981: Abb. 3) nahelegt, das Vulkangebiet von Gleichenberg als Eruptionsherd in Frage kommt, ist allein aufgrund des Chemismus fraglich.

Äquivalente dieses Tuffites werden von FRISCH (1957) an mehreren Punkten in der Umgebung gefunden. Ein weiteres Vorkommen befindet sich in Sulz (Gemeinde Ratsch a.d. Weinstraße) und war durch Drainagearbei-

ten aufgeschlossen. Der Tuffit liegt innerhalb der westlichen Anteile der Weißenegg-Formation in der Gamlitzer Bucht im Verzahnungsbereich mit der Kreuzberg-Formation. (FRISCH, 1957 stellt die Tuffite vom Urkogel bereits in die „höheren Anteile der Kreuzbergserie“).

Das SM-Spektrum zeigt eine Vormacht von Hornblende (ca. 65 %). Granat macht etwa 30 % des Gesamtspektrums aus (Mischung mit Sedimenten der Weißenegg-Formation), andere Schwerminerale kommen nur in Spuren vor. Die Tuffite unterscheiden sich somit signifikant von den terrigenen Sedimenten der Weißenegg-Formation (75-85 % Granat, Rest Epidot, andere SM in Spuren; FRIEBE, 1989a).

FLÜGEL & HERITSCH (1968) nehmen, basierend auf der irrümlichen Gleichsetzung „Gamlitzer Schlier“ = Steirischer Schlier ein karpatisches Alter der Tuffite an. Die von FRISCH angeführten Foraminiferen lassen keine stratigraphische Einstufung zu. Aufgrund der lithostratigraphischen Position ist der Tuffit in der höchsten Lagenidenzone bis tieferen Sandschalerzone abgelagert worden.

Im Steinbruch Retznei wurden Tuffite in zwei Niveaus festgestellt.

Mergelige Zwischenlagen im Rhodolithenkalk „5“ + „6“ (Abb. 17) sind durch ihren Gehalt an idiomorphen Biotitplättchen als Tuffit erkennbar. Im Schwermineralspektrum zeigt die Armut an Granat eine nur geringe Vermischung mit terrigenem Sediment an. Apatit macht fast 60 % des Spektrums aus, der Zirkon-Anteil liegt bei knapp 15 %.

Zwei weitere Proben aus einem Tuffit stammen aus den Sanden über der Leithakalkentwicklung (Abb. 17: „7“), aber unterhalb des Biotit-Andesit-Ganges. Sie zeigen starke Vermischung mit terrigenem Sediment (Granat-Anteile um 60 %) Ein erhöhter Apatit- und Titanitgehalt sowie idiomorphe Zirkone und Biotitplättchen kennzeichnen diese Proben als Tuffite. Sie werden mit Hilfe von Foraminiferen in die Obere Lagenidenzone eingestuft.

6.6. Schuttfächer aus dem Sausal – Fastlkogel-Member

Als Fastlkogel-Member werden lokale Schuttfächer aus dem Sausal zusammengefaßt. Namengebend ist der Fastlkogel nördlich Heimschuh, wo Sausalschieferbrekzien von Leithakalk überlagert werden bzw. stellenweise die Leithakalksedimentation unterbrechen (Typuslokalität).

Die Gesteine sind jünger als der Steirische Schlier und verzahnen mit Sedimenten der Florianer Bucht und dem Leithakalk des Pernitschkogel.

Das Fastlkogel-Member unterscheidet sich von der Kreuzberg-Formation durch seinen hohen Gehalt an paläozoischen Schiefer- und Kalkgeröllen.

Aufschluß ⑫

**Pernitsch, Buschenschank Schneeberger
(Abb. 22)**

Oberhalb des Weingartens der Buschenschank Schneeberger ist eine Abfolge von kiesigem Mittelsand und Konglomerat aufgeschlossen. Einzelne Bänke sind sowohl normal als auch invers gradiert (undeutlich). Die Konglomerate sind matrixreich, chaotisch und polymikt. An Komponenten kommen (neben Quarzgeröllen) Sausalschiefer, paläozoische Kalke und Kristallingeröl-

le vor. Die maximalen Korngrößen liegen zwischen 10 und 15 Zentimetern. Es wurden keine Mikro-, Makro- oder Pflanzenfossilien gefunden. Die Gesteine fallen mittelsteil nach Westen ein.

Diese Abfolge wird mit einer Winkeldiskordanz von flach gegen Osten einfallendem Konglomerat überlagert, das gegen das Hangende durch kontinuierliche Zunahme des Karbonatanteils in Leithakalk übergeht.

Aufschluß ⑬

Pernitsch, Straße am Osthang des Fastlkogels

Ein durch den Straßenbau östlich des Fastlkogels aufgeschlossenes Profil zeigt eine Abfolge von Sanden unterschiedlicher Korngröße, in die Schotterlagen eingeschaltet sind. Wenige Grobsandlagen sind gradiert. Die Schotter sind matrixreich, aber nicht matrixgestützt, chaotisch und polymikt. An Komponenten kommen (neben Quarz) Sausalschiefer (Phyllite), paläozoische Karbonate (Barrandei-Kalk, Crinoidenkalk, dolomitischer Sandstein etc.) und Kristallingerölle (Pegmatit, Schiefergneis, Augengneis, Glimmerschiefer etc.) vor. Der maximale Korndurchmesser liegt bei 30 Zentimetern, der durchschnittliche in den Konglomeraten um 5 Zentimeter.

Die Gesteine fallen mittelsteil gegen Norden bis Nordwesten ein. Das Profil wird vom Leithakalk des Fastlkogel überlagert.

Die unregelmäßige Wechsellagerung zwischen Sandstein und Konglomerat und die chaotische Textur der matrixreichen Konglomeratbänke bei gleichzeitigem Fehlen von Schrägschichtungskörpern indizieren gravitativen Transport in marinem Milieu („high density turbidity currents“, „cohesive flows“; LOWE, 1982).

Die Komponenten zeigen eine Mischung aus Fernschutt (eventuell sekundär umgelagert) und Lokalschutt.

Sowohl die großen Phyllitklasten als auch die Kalke schließen große Transportweiten der Paläozoikumgerölle aus. Ein Transport von Norden, wie er von WINKLER (1929), WINKLER-HERMADEN (1939b) und KÜCHMEISTER (1959) angenommen wird, kann aufgrund der sedimentologischen Gegebenheiten in der Florianer Bucht ausgeschlossen werden. Gosau-Gesteine konnten nicht nachgewiesen werden. Eine von FRIEBE (1988) noch in Erwägung gezogene Herkunft der Karbonate aus dem Remschnigg ist nicht aufrechtzuerhalten. Die paläozoischen Karbonate stammen ausschließlich aus heute vollständig der Erosion zum Opfer gefallenem Bereich des Sausal-Paläozoikums.

Die Konglomerate sind die Ablagerungen eines lokalen „Fan Deltas“ (sensu McPHERSON et al., 1987), welches einen tektonischen Graben zwischen Sausal s.str. (Demmerkogel) und dem Paläozoikum von Kittenberg – Kogelberg – Wiesberg auffüllte. Die Kristallingerölle fordern zwingend eine Schüttung von Westen (aus Richtung der Koralpe). Das heutige Westeinfallen ist Folge einer lokalen, postsedimentären Verkippung an der Basis der Lagenidenzone.

6.7. Deltasedimente der Verarmungszone – Dillach-Member

Das Dillach-Member beinhaltet Sande und Grobklastika eines („Braid-“)Delta-Komplexes am Nordostrand des Weststeirischen Beckens. Es bildet nördlich von

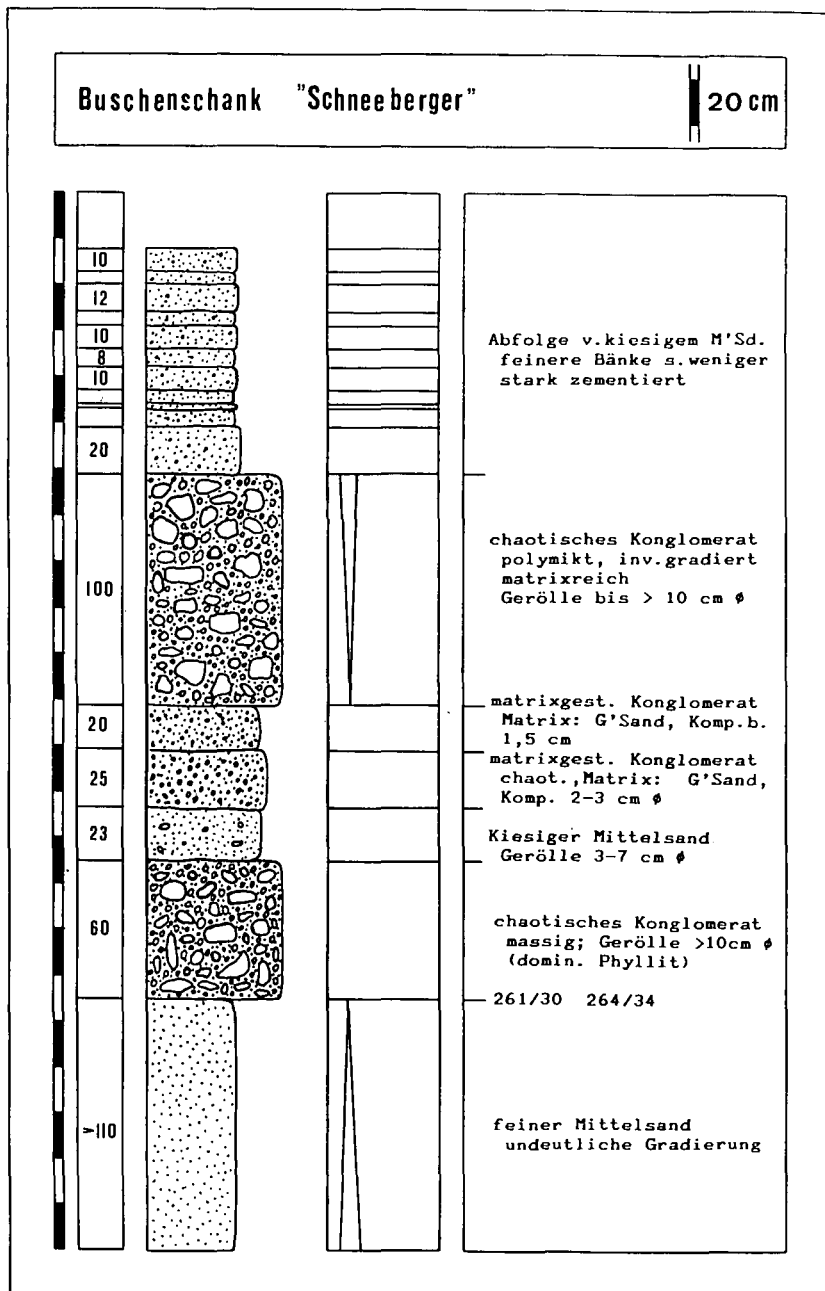


Abb. 22.
Profil Buschenschank „Schneeberger“.

Schloß Weißenegg den hangenden Abschluß der Weißenegg-Formation gegen „tonige Sande und Tegel“ des Unteren Sarmatium (Elphidium reginum-Zone; vgl. WEBER & WEISS, 1983).

Bei Dillach nördlich Schloß Weißenegg wird der Leithakalk von schräggeschichteten Kiesen und Grobsanden überlagert.

Aufschluß 14

Dillach, Aufschluß A (Abb. 23)

Rinnensande (Mittel- bis Grobsande, bisweilen Kiesgerölle an der Basis der einzelnen Rinnen) schneiden in horizontal geschichteten Mittelsand und grobsandigen Kies ein. Die Rinne wird mehrfach reaktiviert, Sedimenttransport findet in ihr über einen längeren Zeitraum statt.

Aufschluß 15

Dillach, Aufschluß B (Abb. 24)

Der Aufschluß zeigt eine Dreigliederung in basalen Kies in muldenförmigen Rinnen (Gt), schräggeschichte-

ten Mittelsand [Pi-Schrägschichtungskörper (ALLEN, 1963), St] und hangend horizontal geschichteten Feinsand (Sh) (Lithofaziestypen nach MIALL, 1978). „Rip-up clasts“ im Kies zeigen ein erosives Einschneiden in unterlagernde Sedimente an.

Aufschluß 16

Steilabbruch zur Mur bei Schloß Turmhof, 340 Meter SH (Abb. 25)

Im Steilabbruch beim „Jungfernsprung“ sind Abfolgen von Feinsand, kiesigem Mittelsand und (Fein-)Kies aufgeschlossen. Die größeren Sande zeigen großdimensionale Schrägschichtungskörper, die Schüttung erfolgte von Westen. Sie werden von massigem Grobsand mit Siltlagen überlagert. Den hangenden Abschluß bildet horizontal geschichteter Feinsand.

Aufschluß 17

Afram (Abb. 26)

Am östlichen Ortsende von Afram sind ebenfalls schräggeschichtete Sande (Pi-Schrägschichtungskör-

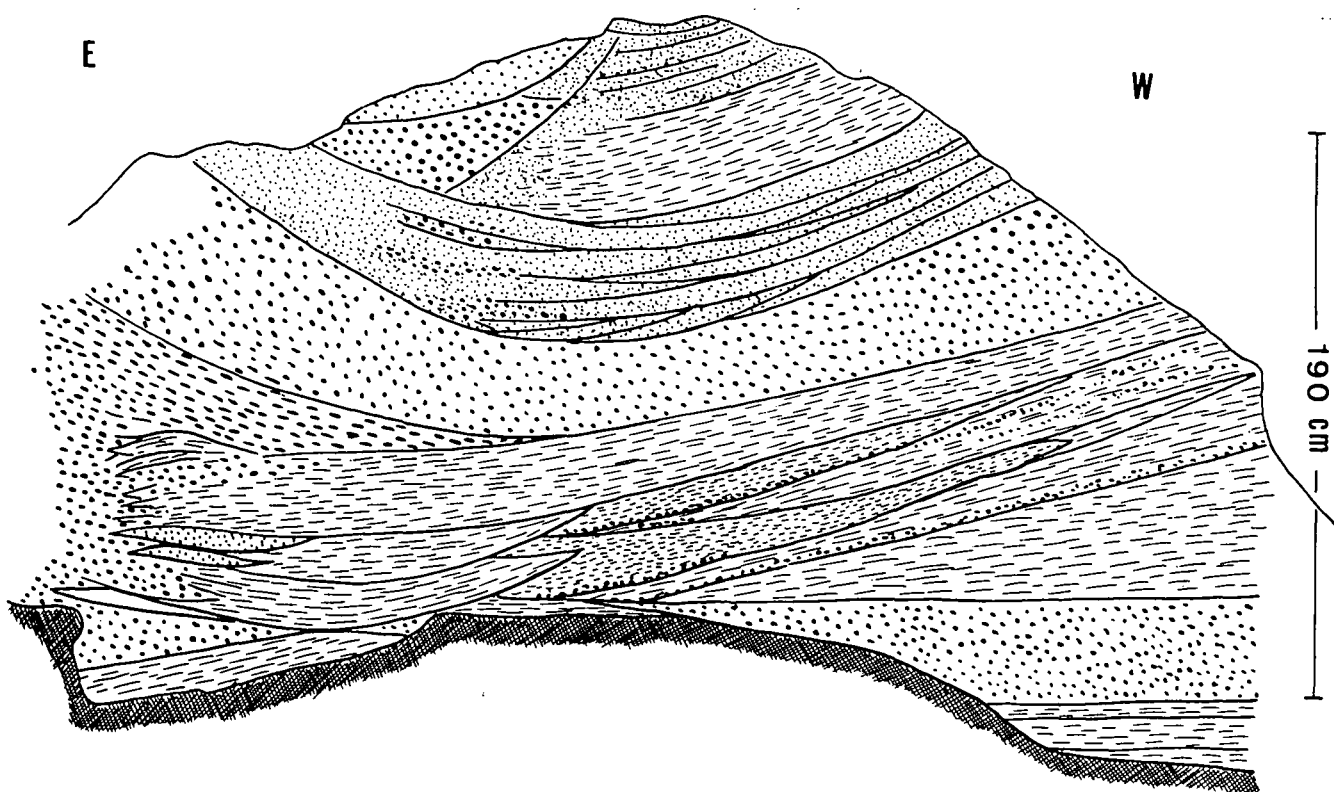


Abb. 23.

Dillach, Aufschluß A; Dillach-Member.

Basal horizontal geschichteter Mittelsand und grobsandiger Kies; darin eingeschnittene Rinnen von Mittel- bis Grobsand, bisweilen Kiesgerölle an der Basis, lateral mit stark sandigem Kies verzahndend, unterbrochen von kiesführender Rinne.

per; St), überlagert von horizontal geschichtetem Feinsand (Sh) aufgeschlossen.

Erosiv eingeschnittene Rinnen fehlen hier. Die Sande sind feinkörniger als diejenigen von Dillach.

Interpretation

Die Ablagerungen von Dillach sind Bildungen eines aus Nordwesten progradierenden Deltas. Ablagerungen des zugehörigen Flußsystems liegen in den Eckwirschottern (sensu RIEPLER, 1988) vor.

Der Sandgehalt nimmt gegen Osten rasch ab und ist im Stiefingtal nur noch gering.

Aufgrund ihrer lithostratigraphischen Position zwischen dem obersten Leithakalk und Sedimenten des Sarmatium werden diese Aufschlüsse mit der Verarmungszone in Stiefingtal und Sassbachtal (KOLLMANN & RÖGL, 1978) korreliert, welche weiter im Osten, im Sassbachtal, weitaus weniger deutlich ausgebildet ist als im Stiefingtal.

Die Zäsur in der Foraminiferenfauna an der Grenze Badenium/Sarmatium ist rein ökologisch (marine Regression bzw. Progradation eines Deltas) bedingt. Die (küstennahe) Verarmungszone entspricht den höheren Anteilen der Buliminen-Bolivinen-Zone der Beckenareale.

Diese Gesteinseinheit ist gegen Osten im Gelände nicht weiter zu verfolgen. Das Hauptverbreitungsgebiet der Deltasedimente lag in der heutigen Murebene.

6.8. Zur Sedimentologie der Leithakalk-Areale in Wechselbeziehung zu deren siliziklastischem Umfeld

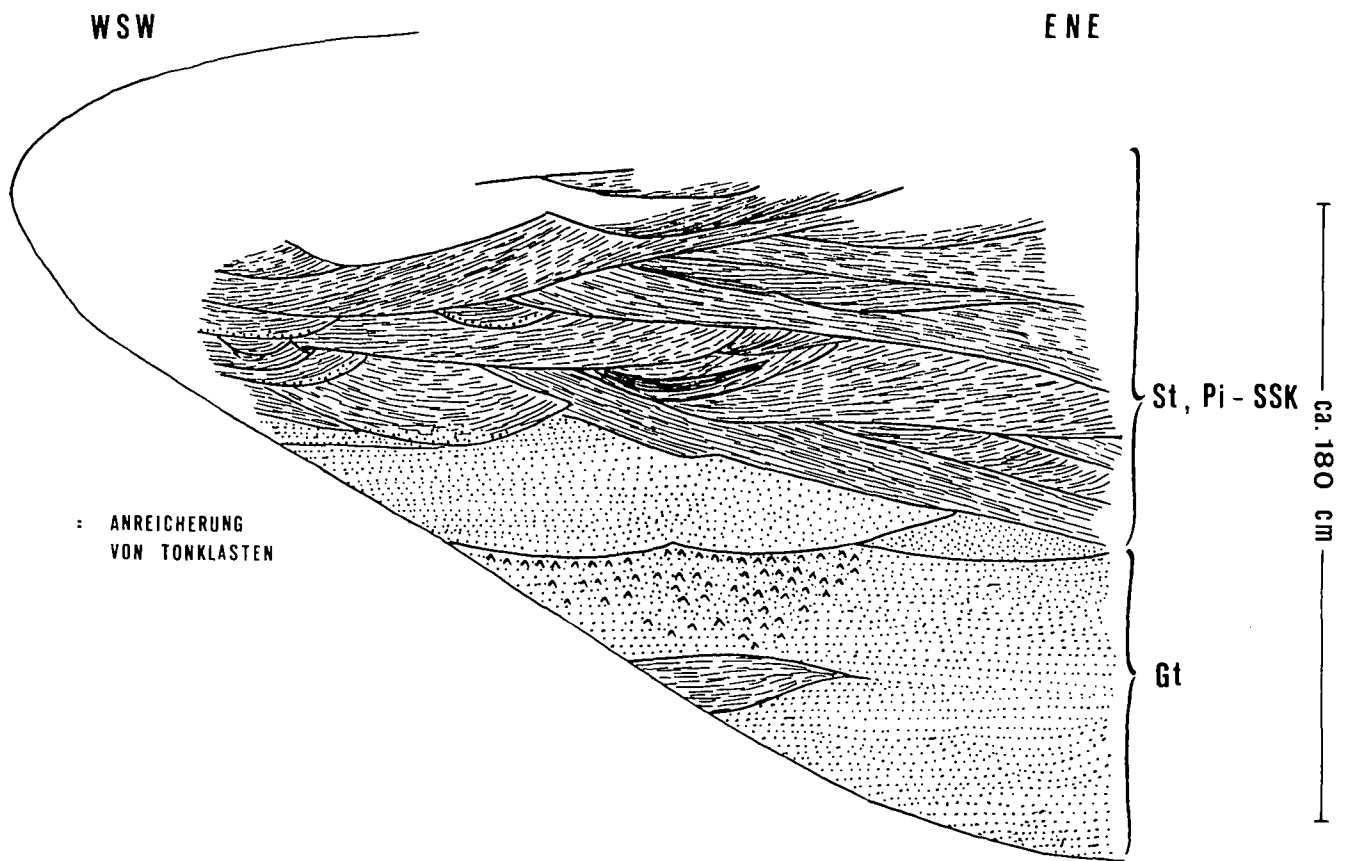
Im höchsten Karpatium führen Blockverkippen zur Heraushebung und teilweise subaerischen Erosion des Steirischen Schliers.

Nach Ablagerung des Geröllmergels (Aufarbeitungsprodukt des Steirischen Schliers) über der Steirischen Diskordanz setzt mit Beginn der Lagenidenzone eine Transgression ein. Sie ermöglicht im Raum Retznei die Bildung eines kleinen „Fleckenriff“, dessen morphologische Erhebung über die Umgebung durch ein vorgegebenes Relief bestimmt ist, und welches daher in der Nomenklatur nach GEISTER (1983) als Korallenrasen anzusprechen ist.

Die Korallen nehmen mit fortschreitender Transgression von der Untiefe Besitz. Die Basisentwicklung zeigt eine Zonierung mit einem seegrassbewachsenen Bereich im Flachwasser, einem Rhodolithengürtel mit kleinen *Porites*-Kolonien und dem Korallenrasen in etwas tieferem Wasser. Ein Vorriffbereich aus Riffschutt, wie bei einem echten Riff zwingend vorhanden, ist nicht ausgebildet.

Der darauf folgende Algenschuttkalk zeigt eine leichte Regression an.

Darüber leitet ein mergeliger Rhodolithenkalk eine weitere Transgressionsphase ein.



▲ a

b ▼

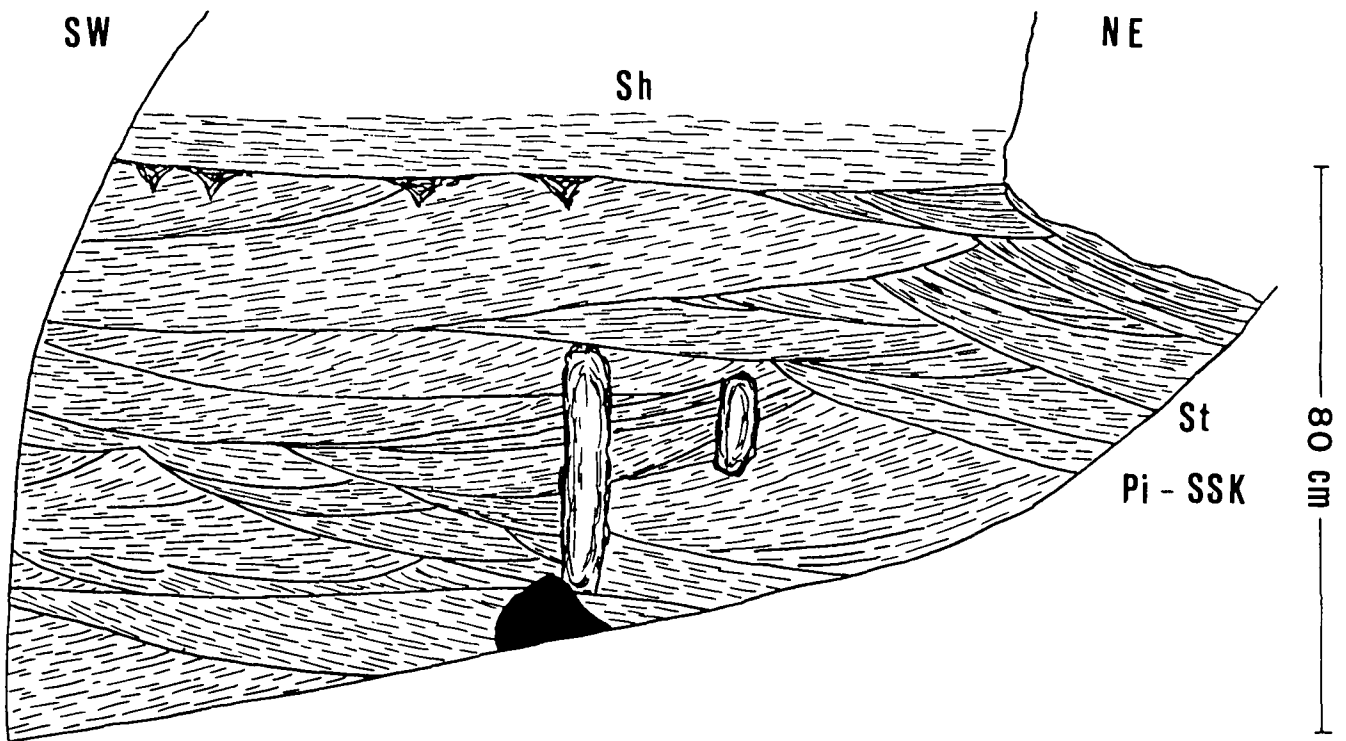


Abb. 24.

Dillach, Aufschluß B; Dillach-Member.

- a) Liegend Sande in muldenförmigen Rinnen mit stellenweiser Anreicherung von Tonklasten; darüber Mittel- bis Grobsand, π -Schrägschichtungskörper (ALLEN, 1963).
- b) Mittel- bis Grobsand vgl. a), darüber horizontal geschichteter Feinsand.

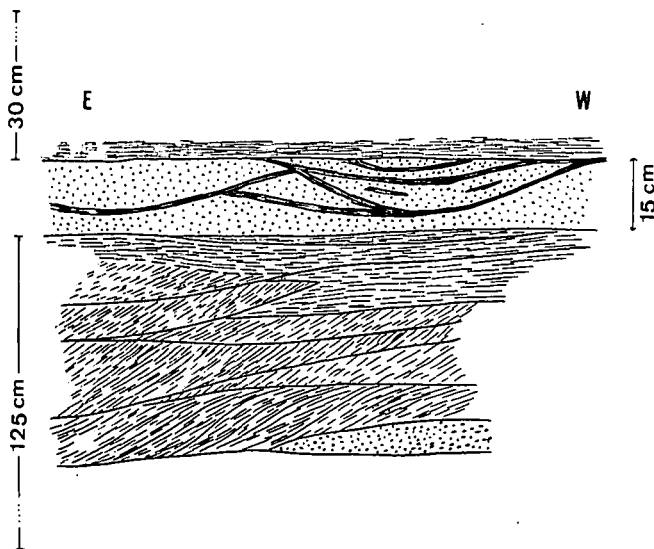


Abb. 25.
Schloß Turmhof, Aufschlußskizze.
Schrägschichtungskörper im Dillach-Member.

Das Gebiet von Aflenz bildete in der Lagenidenzone eine flache Bucht zwischen dem Korallenrasen von Retznei und einer weiteren Untiefe bei Wagna. In ihr wurde zu Zeiten geringer Wassertiefe (= regressive Phase in der Lagenidenzone) Algenschuttkalk in großer Mächtigkeit abgelagert („Aflenzler Stein“). Die Bucht war gegen Osten durch eine flache Sandbarre begrenzt. Die Transgression der Oberen Lagenidenzone führte hier zur Bildung mergeliger Algenschuttkalke mit stellenweise Rhodolithen, wie sie im Hangenden der Ziegelei Wagna anstehen.

Durch das vorgegebene Relief keilt der Leithakalk gegen Süden rasch aus und wird durch Tonmergel ersetzt. WINKLER-HERMADEN (1939a etc.) deutete diese Erscheinung als Störung. Auch gegen Osten ist ein rascher Ersatz des Korallenrasens durch mergelige Schuttkalke und bioklastenreiche Mergel zu verzeichnen. Der Leithakalk von Retznei zeigt keine Verbindung zu den Kalcken von Gammlitz (Weinleiten und Grubtal).

Die unterbadensische Entwicklung des Leithakalks im Raum Gammlitz – Ehrenhausen ist stark vom Einfluß der Kreuzberg-Schüttung beeinflusst. WINKLER-HERMADEN (1939 etc.) deutet sie als transgressive Bildung („Leithakonglomerat“ = Strand, Leithakalk = flachmariner Ablagerungsraum).

Dieser generellen Aussage steht ein akzentuiertes, vorbadensches Relief (Hochzone am Labitschberg, Tiefzone südöstlich Gammlitz) entgegen.

In der Unteren Lagenidenzone baut der Schuttfächer der Kreuzberg-Formation weit gegen Osten vor. Im Zuge der unterbadensischen Transgression gewinnt gravitativer Transport an Bedeutung, der größere Reliefunterschiede voraussetzt. Gleichzeitig kann eine Verlagerung der Schüttung erfolgt sein.

Durch kurze regressive Tendenzen in der Unteren Lagenidenzone (sparitischer Algenschuttkalk und Austernbank im Grubtal) und durch damit verbundene Änderungen im Strömungsmuster können Corallinaceen im Raum Ehrenhausen auf den Hochzonen Fuß fassen. Während die Basisentwicklung noch starke Aufar-

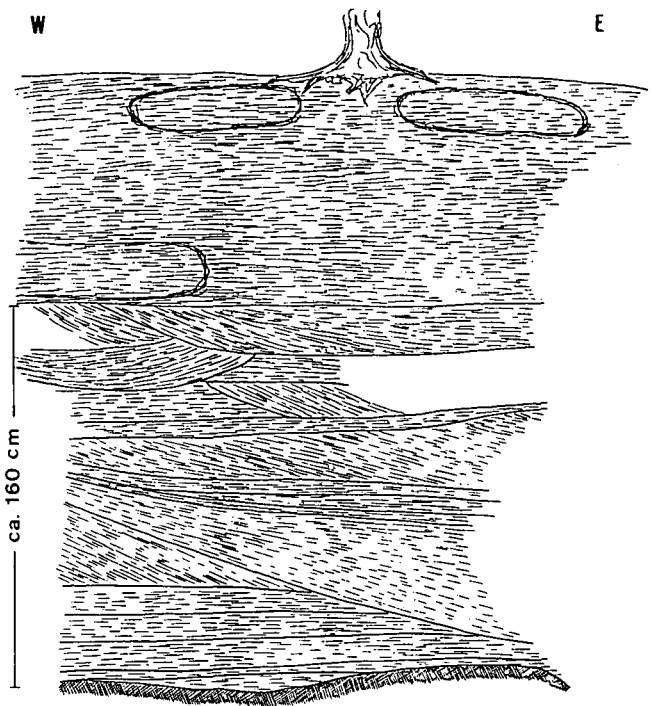


Abb. 26.
Afram, Aufschlußskizze (Dillach-Member).

beitung der Rhodolithen und siliziklastischen Einfluß aufweist, sind die darüber folgenden Kalke frei von Sand- und Kieskomponenten. Der Übergang von laminaren und columnaren zu vermehrt ästigen Rhodolithen spiegelt eine Eintiefung des Ablagerungsraumes wider. Die Wassertrübe blieb dabei gering.

Zonen größerer Wassertiefe (= südlich des Gammlitzbaches) nehmen einen Teil des Algenschutts aus dem nördlich anschließenden Algenbiostrom auf, der mit dem gravitativ eingebrachten Schutt vermischt wird. Erst gegen Ende der Leithakalkentwicklung von Ehrenhausen – Gammlitz ist der Einfluß der Kreuzberg-Schüttung so gering, daß auch in Ottenberg reiner Leithakalk zur Ablagerung gelangt. Ein Biomikrit mit reichlich planktonischen Foraminiferen bildet den Übergang zu feinsandigem Silt und Tonmergel der Oberen Lagenidenzone (Transgression).

Das Gebiet zwischen Pernitschkogel und Oberneurath ist durch eine zweiphasige Riffentwicklung gekennzeichnet.

Der Einbruch eines Grabens zwischen Sausal (Demmerkogel) und Kreuzkogel führte zu einer Verkippung älterer Fan-Delta-Ablagerungen. An ihnen und auf einer Paläozoikumuntiefe bildete sich der Korallenrasen vom Pernitschkogel – Wellinggraben. Diese Phase wird durch eine diskordant über die älteren Schotter hinweggreifende Konglomeratbank abgeschlossen. Eine darauf folgende Transgression ermöglichte die Bildung eines Korallenrasens im Gebiet Buchkogel – Fastlkogel – Oberneurath, der basal starken terrigenen Einfluß aufweist.

Die relativ geringe Faunendiversität und das Fehlen einer ausgeprägten Zonierung weisen auf einen ruhigen Ablagerungsraum hin.

Ähnliche Bildungen haben GEISTER & UNGARO (1977: 819 ff) aus dem Oligozän der Colli Berici (Vicentin, Norditalien) beschrieben.

Die 15 bis 20 Meter mächtige Kalkbank von Graßnitzberg (Sandschalerzone) läßt sich in einen liegenden Bereich in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies und einen hangenden Bereich in bioklastischen Mikrofaziestypen gliedern. Im Nordosten sind die basalen Anteile reich an *Heterostegina* cf. *papyracea* SEGUENZA und sind zum Teil durch Sand verunreinigt oder weisen Drucklösungserscheinungen auf.

Die Kalkbank fällt flach gegen Nordosten ein.

Ihre Bildung wurde durch eine Verminderung der Wassertiefe an der Grenze Obere Lagenidenzone/Sandschalerzone ermöglicht. Der basale Algenschutt-kalk indiziert flaches Wasser mit rascher Zerstörung der Rhodolithen, während die bioklastischen Mikrofaziestypen im Hangenden als Zeichen einer langsamen Eintiefung des Ablagerungsraumes angesehen werden.

Im Großraum Wildon treten erste Leithakalkbänke in der oberen Lagenidenzone auf. Nordöstlich der Kai-

nach sind sie geringmächtig und lateral nicht beständig. Ihre Bildung setzt ein vor feinklastischem, terrigenem Input geschütztes Environment voraus. Größere Mächtigkeiten (einige Meter) erreicht der Leithakalk von Dexenberg. Während die basalen Bänke am Wildoner Buchkogel in teilweise sehr flachem Wasser gebildet wurden (primäre Armut der Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies an Mikrit durch Auswaschung des Feinmaterials), deuten der relativ hohe Mergelgehalt, die stellenweise Armut an Algenschutt und die Foraminiferenassoziation in Dexenberg auf eine Ablagerung in etwas tieferem Wasser.

Die Hauptmasse des Leithakalkes (Wildoner Buchkogel, Schloßberg, Weißenegg) wurde in der Sandschalerzone abgelagert. Stabile Umweltbedingungen förderten ein Algenwachstum über längere Zeit. Phasen starker Anlieferung feinkörnigen, terrigenen Materials durch Änderungen im Strömungsregime waren nur von kurzer Dauer. Während zu Zeiten bevorzugten Algenwachstums wenig Seegras vorhanden war, sind die Amphisteginenmergel Ablagerungen ausgedehnter Seegraswiesen, die als Sedimentfänger und -binder fungierten (ALMASI et al., 1987).

Die Morphologie der Rhodolithen indiziert eine (zumindest periodisch) hohe Wellenenergie. Die Zerstörung der Onkoide resultierte in großen Mengen von Algenschutt.

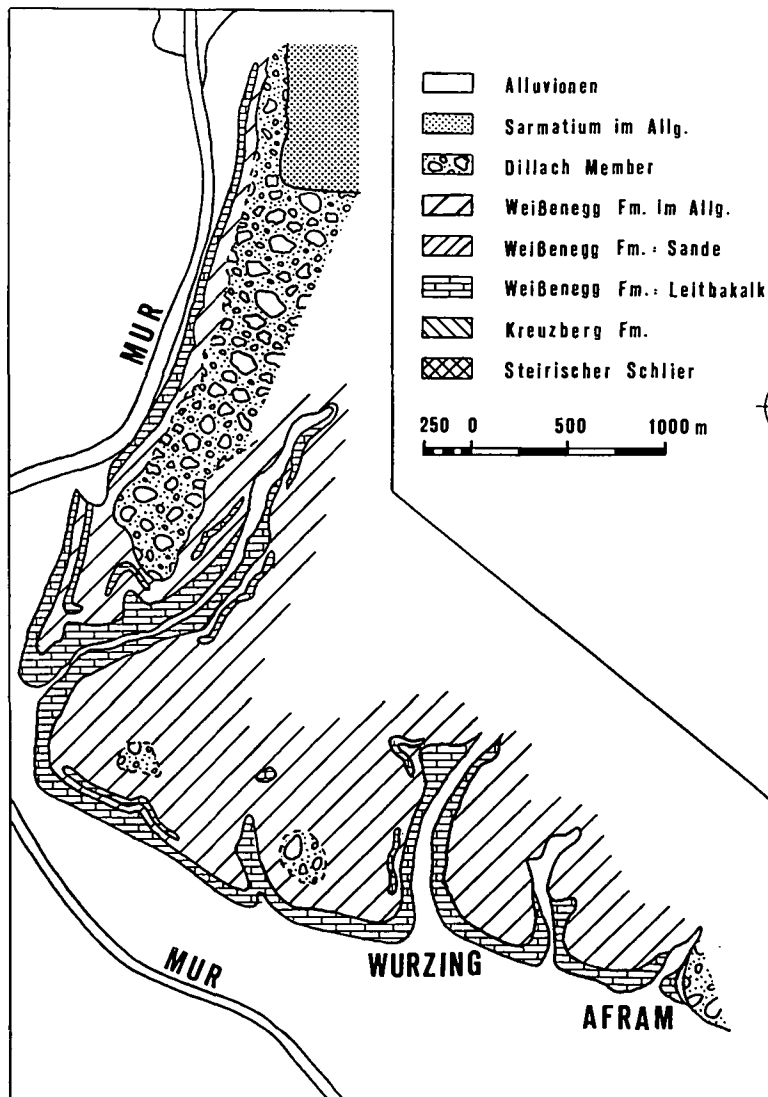


Abb. 27.
Geologische Karte des Gebietes Kollischberg - Afram.

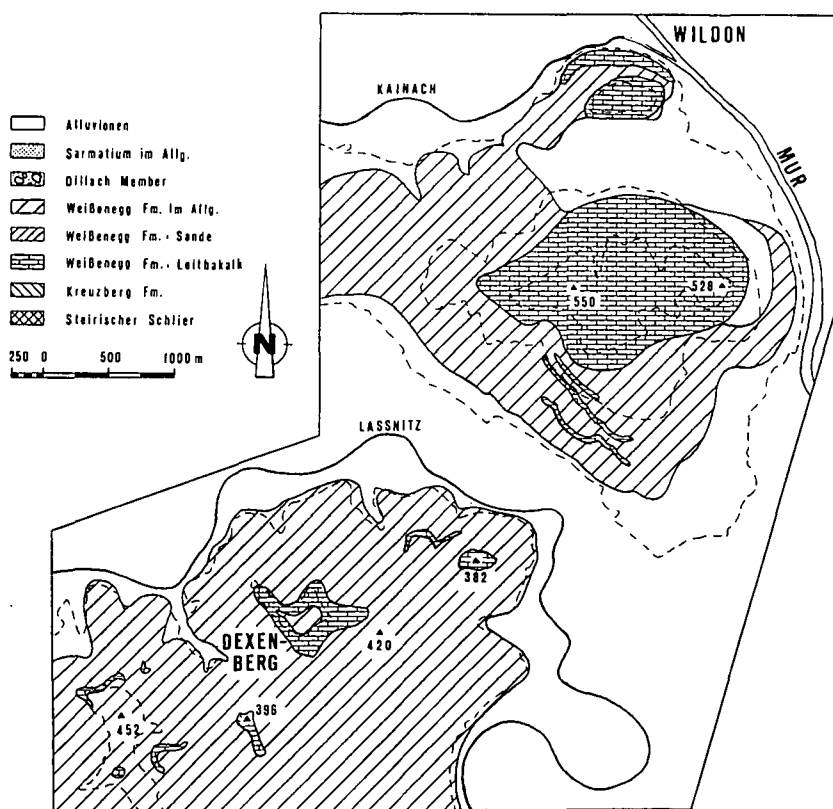


Abb. 28.
Geologische Karte des Gebietes Wildoner Buchkogel
- Daxenberg.

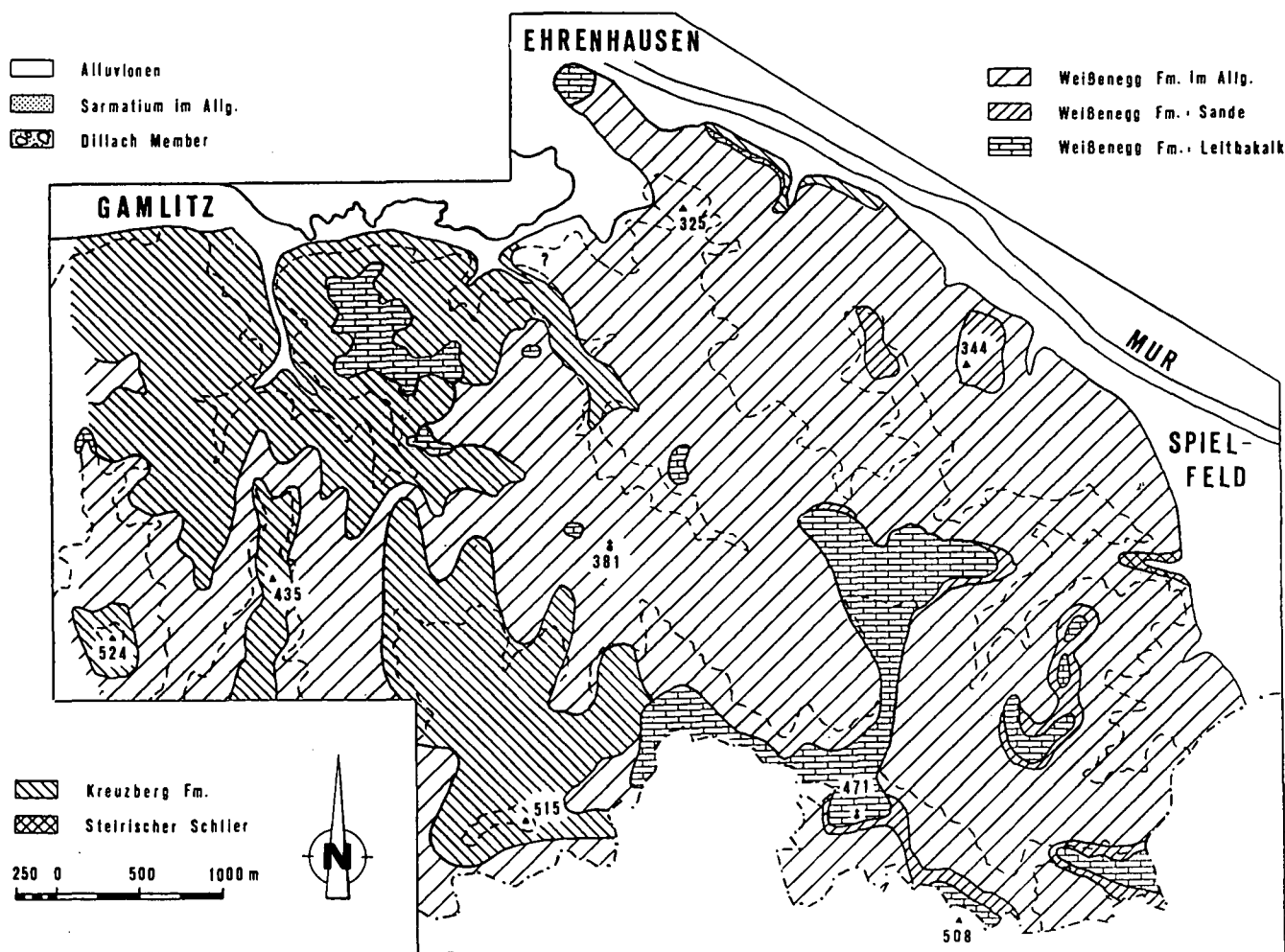


Abb. 29.
Geologische Karte des Gebietes zwischen Gamlitzbach und Staatsgrenze.

Ausgeprägtes Korallenwachstum wurde durch die hohe Mobilität des Substrates verhindert. Die gering diverse Begleitfauna besteht aus Organismen, die dem instabilen Algenschutt angepasst waren.

Bohrende Organismen, Serpuliden und wahrscheinlich auch die Austern wählten die Rhodolithen als relativ stabiles Substrat. Viele Leithakalkmollusken lebten zwischen den Rhodolithen und im Algenschutt und waren dem instabilen Untergrund durch ihre Mobilität angepasst. *Conus*-Arten und *Glypeaster* sp. bevorzugten sandiges Substrat (MANKER & CARTER, 1987).

Dem Algenbioherm war im Norden zweimal eine Schutthalde (Übergußschichtung) vorgelagert. Der Höhenunterschied zwischen Bioherm und der Umgebung betrug im Maximalfall 30 Meter.

Die ältere Schutthalde „a“ wurde durch Abrasion gekappt (Ende einer Regression in der oberen Lagenidenzone). Der darüber folgende Leithakalk gehört einer transgressiven Phase an. Die größte Wassertiefe war mit Schicht „e“ erreicht (ca. 30 bis 50 Meter; HANSEN, MÜLLER & RÖGL, 1987). Es folgte eine rasche Regression, die die Bildung der jüngeren Schutthalde „v“ ermöglichte. Schicht „f“ wurde bereits wieder in sehr flachem Wasser abgelagert.

Diese Regression führte zu einem Vorstoß terrigener Sedimente von Norden bis Nordwesten in die Florianer Bucht. Die Leithakalksedimentation ist östlich der Mur zweimal durch Sandbarren unterbrochen. Am Wildoner Schloßberg konnte eine Sandbank nachgewiesen werden, am Wildoner Buchkogel zeigt die Leithakalkabfolge eine geringfügige Unterbrechung.

In der (höheren) Sandschalerzone (?) und in der Buliminen-Bolivinen-Zone war die Wassertiefe nur geringen Schwankungen unterworfen.

Ein starker Fazieswechsel auf kleinem Raum (Dillach) kündigt die Progradation eines („Braid-“)Deltas (Dillach-Member) an.

7. Paläogeographische Schlußfolgerungen

(vgl. Abb. 2)

Die Leithakalkvorkommen der Mittelsteirischen Schwelle lassen sich in fünf Großgruppen zusammenfassen, die nicht nur durch ihre geographische und stratigraphische Position getrennt sind, sondern sich auch in ihrer Fazies unterscheiden.

Wenngleich kein durchgehendes Profil durch das gesamte Badenium obertags aufgeschlossen ist, so lassen doch die faziellen Änderungen in den einzelnen Leithakalkvorkommen generelle Aussagen zur Paläogeographie um die Mittelsteirische Schwelle in diesem Zeitraum zu.

Die Verkipfung großer Krustenblöcke mit anschließender Erosion im obersten Karpatium spiegelt sich in der Steirischen Diskordanz wieder. Dies führte zu einer Umgestaltung des Sedimentationsraumes nicht nur des Weststeirischen Beckens.

Im Süden (Gamlitzer Bucht) wurde der Steirische Schlier gehoben und unter teilweise subaerischen Bedingungen erodiert. Im obersten Karpatium kommen auf den Hochzonen terrigene Sedimente (Kohleflöz vom Labitschberg und Begleitsedimente) und intertidale Aufarbeitungsprodukte des Schliers (Geröllmergel in Retznei) zur Ablagerung.

Die erste, unterbadensische Transgression (T1) ermöglichte die Bildung des Leithakalkes im Raum Gamlitz – Retznei sowie von kleinen Fleckenriffen an der Ostflanke des Sausals. Sie kommt in der Basisentwicklung im Steinbruch Retznei (langsames Besitzergreifen der Korallen über die gesamte Untiefe mit zunehmender Wassertiefe) klar zum Ausdruck. Diese Transgression äußert sich im Norden in einer weiten Überflutung der Florianer Bucht.

Durch die Hebung des Hinterlandes (Koralpe, Gleinalpe) fielen große Mengen an Verwitterungsschutt an. Sie werden in der (Unteren) Lagenidenzone im Braid Delta Komplex der Kreuzberg-Formation im westlichen Teil der Gamlitzer Bucht abgelagert.

Die Transgression wurde durch eine kurze Phase geringerer Wassertiefe unterbrochen (R1). In ihr erfolgte die Ablagerung des „Aflenzer Steines“ nördlich Retznei, sowie die Unterbrechung der Leithakalksedimentation an der Ostflanke des Sausals (Fastlkogel). Sie ermöglichte die Bildung von Leithakalk auf den distalen Ausläufern der Kreuzbergschüttung bei Ehrenhausen.

Die Haupttransgression (T2) erfolgte in den höheren Anteilen der Unteren Lagenidenzone und in der Oberen Lagenidenzone. In Retznei wurden mergelige Rhodolithenkalke in großer Mächtigkeit, überlagert von Feinsand und Tonmergel, gebildet. Die Transgression führte im Raum Spielfeld (morphologische Tiefzone) zu Wassertiefen über 100 Meter.

*

Im Raum Wildon befand sich in der Oberen Lagenidenzone eine schlammige Bucht von etwa 40 bis 50 Metern Wassertiefe. Sediment wurde durch Stürme von Braid Deltas her eingebracht und in den dazwischenliegenden ruhigen Zeiten von einer reichen Infauna überarbeitet. Die Bucht war durch Sandbarren gegliedert. Auf Hochzonen bildeten sich erste Leithakalk-Bänke.

An der Grenze Obere Lagenidenzone/Sandschalerzone führte eine Verminderung der Wassertiefe (R2) zur Bildung der unteren Schutthalde im Steinbruch Weißenegg. Sie wurde am Höhepunkt der Regression abrasiv gekappt.

*

In der Gamlitzer Bucht äußerte sich diese Regression durch einen Vorstoß terrigener Sedimente gegen Osten und die darauf folgende Bildung des Leithakalkbiostroms von Graßnitzberg in der Sandschalerzone.

Jüngere Sedimente sind im Süden der Erosion zum Opfer gefallen.

*

Die tiefere Sandschalerzone ist im Raum Wildon durch eine kontinuierliche Transgression gekennzeichnet (T3). Seegraswiesen unterbrechen das Rhodolithenwachstum zu Zeiten größerer Wassertrübe.

Die Bildung der oberen Schutthalde im Steinbruch Weißenegg erforderte eine rasche Abnahme der Wassertiefe (R3).

Die Sedimente der höheren Sandschalerzone und der Buliminen-Bolivinen-Zone im Raum Wildon (anhand der Foraminiferen ist eine genaue Einstufung nicht möglich) zeigen eine geringe Eintiefung (T4), gefolgt von Meeresspiegelschwankungen, während in der Florianer

Bucht in Summe regressive Bedingungen herrschen. Der Leithakalk greift weit gegen Norden vor.

In der Verarmungszone (= höchste Buliminen-Bolivinen-Zone) dominieren sandige Sedimente eines (Braid-)Deltas (Dillach-Member) (R4). Ablagerungen des zugehörigen Flußsystems finden sich in den Eckwirtschottern im Raum Tobelbad-Hitzendorf westlich Graz.

Die darauf folgende sarmatische Transgression (T5) brachte eine starke Salinitätsreduktion und Faunendemismus.

*

Die Frage, inwieweit diese lokalen Trends überregionalen Charakter zeigen, wird an anderem Orte erörtert (FRIEBE, in Vorb.). Es gilt dabei zu bedenken, daß in einem Flachmeer, wie dem Weststeirischen Becken, bereits geringfügige Änderungen der Wassertiefe starke Verschiebungen der Faziesgrenzen bewirken können.

Dank

Vorliegende Arbeit beruht auf einer am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz unter der Leitung von Univ.-Prof. Dr. H.-L. HOLZER durchgeführten Dissertation. Meinem Betreuer danke ich für zahlreiche Anregungen.

Datenmaterial wurde mir dankenswerterweise von der STEWEAG, Graz (Bohrprotokolle FHKW Mellach, Dillach; über Vermittlung von Univ.-Prof. Dr. L.P. BECKER) und der ÖMV AG, Wien (Untersuchungen im Stbr. Retznei, Probenmaterial) zur Verfügung gestellt.

Der PERLMOOSER ZEMENTWERKE AG (Wien) sei für die Erlaubnis zur Begehung des Steinbruches Retznei, der Firma GREIN (Graz) für die Möglichkeit zur Besichtigung des „Römersteinbruches“ Aflenz a.d. Sulm (über Vermittlung von Univ.-Prof. Dr. E.J. ZIRKL) gedankt.

Für eine kritische Durchsicht des Manuskripts danke ich Herrn Dr. B. KRAINER und Herrn Univ.DoZ. Dr. K. STATTEGGER.

Die Arbeit wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung im Rahmen des Projekts „Beckenanalyse Steirisches Tertiär (BAST)“ (Projektnummer P 6051 E und P 7195-GEO; Projektleiter Univ.-Prof. Dr. H.-L. HOLZER) unterstützt.

Literatur

- ALLEN, J.R.L.: The Classification of Cross-Stratified Units, With Notes on their Origin. – *Sedimentology*, **2**, 93–114, Oxford 1963.
- ALMASI, M.N., HOSKINS, C.M., REED, J.K. & MILO, J.: Effects of Natural and Artificial Thalassia on Rates of Sedimentation. – *J. Sedim. Petrol.*, **57**, H. 5, 901–906, Tulsa 1987.
- BAUER, K.: Zur Conchylienfauna des Florianer Tegels. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk.*, **36**, 19–46, Graz 1900.
- BEER, H.: Das Miozän zwischen Sulm, Saggau, Pössnitz und Gamlitzbach. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1953.
- BEER, H. & KOPETZKY, G.: Zur Frage der Abgrenzung von Helvet und Torton im südweststeirischen Becken. – *Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl.*, **1951**, 14, 1–4, Wien 1951.
- BOSENCE, D.W.J.: Ecological Studies on Two Unattached Coralline Algae from Western Ireland. – *Palaeontology*, **19**, H. 2, 365–395, London 1976.
- BOSENCE, D.W.J.: The Occurrence and Ecology of Recent Rhodoliths. A Review. – In: PERYT, T.M. (Hsg.): *Coated Grains*, 225–242, Berlin – Heidelberg (Springer), 1983.
- BRAITHWAITE, C.J.R.: Reefs: Just a Problem of Semantics? – *A.A.P.G. Bull.*, **57**, H. 6, 1100–1116, Tulsa 1973.
- DILLER, W.: Der miozäne Sedimentationsraum zwischen Gleinzbach und Schwarzer Sulm in Südweststeiermark. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1957.
- DULLO, W.C.: Fossildiagenese im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunverschiebungen durch Diageneseunterschiede. – *Facies*, **8**, 1–112, Erlangen 1983.
- EBNER, F.: Vulkanische Tuffe im Miozän der Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **111**, 39–55, Graz 1981.
- FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes (Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – *Mitt. Mus. Bergbau Geol. Technik Landesmus. Joanneum Graz*, **23**, 1–212, Graz 1961.
- FLÜGEL, H.W.: Das Steirische Neogenbecken. – *42. Jahresvers. Paläont. Ges. – Exkursionsführer*, 199–227, Graz 1972.
- FLÜGEL, H.W.: Ein Myliobatis-Fund aus dem Badenium von Weissenegg (Stmk.). – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **107**, 65–66, Graz 1977.
- FLÜGEL, H.W.: Ein neuer Fund von *Portunus monspeliensis* (A. MILNE-EDWARDS) aus dem Badenium von Retznei. – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **116**, 91–96, Graz 1986.
- FLÜGEL, H.W.: Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. – In: KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, W., WALACH, G. & ZYCH, D. *Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle*, 21–42, Wien (Geol. B.-A) 1988.
- FLÜGEL, H.W. & HERITSCH, H.: Das Steirische Tertiärbecken. – *Slg. Geol. Führer*, **47**, 196 S., Berlin. (Borntäger) 1968.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1:200.000. – Wien (Geol. B.-A) 1984.
- FRIEBE, J.G.: Eine Krabben-Fauna aus dem Leithakalk (Badenien) von Wurzing bei Wildon, Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **117**, 57–65, Graz 1987.
- FRIEBE, J.G.: Paläogeographische Überlegungen zu den Leithakalkarealen (Badenien) der Mittelsteirischen Schwelle (Steiermark). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **15**, 41–57, Innsbruck 1988.
- FRIEBE, J.G.: Stratigraphie und Fazies der Leithakalkareale der Mittelsteirischen Schwelle (Steirisches Becken, Badenien). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 335 S., Graz 1989a.
- FRIEBE, J.G.: Fazies und Paläogeographie der Leithakalkareale der Mittelsteirischen Schwelle (Badenien, Steiermark). – *Sediment '89 – 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen (Abstracts)*, *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**, 32–34, Innsbruck 1989b.
- FRIEBE, J.G.: The Palaeogeographical Evolution of the Western Styrian Basin during the Badenian (Middle Miocene, Austria) – Eustatic versus Tectonic Control. – (in Vorbereitung).
- FRISCH, F.: Das Miozän zwischen Mur, Gamlitzbach und Staatsgenze. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1957.
- GEISTER, J.: Holozäne Westindische Korallenriffe: Geomorphologie, Ökologie und Fazies. – *Facies*, **9**, 173–284, Erlangen 1983.
- GEISTER, J. & UNGARO, S.: The Oligocene Coral-Formations on the Colli Berici (Vicenza, Northern Italy). – *Eclogae geol. Helv.*, **70**, H. 3, 811–823, Basel 1977.
- GRILL, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. – *Öl und Kohle*, **37**, 595–602, Berlin 1941.
- GRILL, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. – *Mitt. R.-A. Bodenforsch.*, **6**, 33–44, Wien 1943.
- HANSEN, H.J., MÜLLER, C. & RÖGL, F.: Paleobathymetry of Middle Miocene (Badenian) Marine Deposits at the Weißenegg Quarry (Styrian Basin, Austria). – *Ann. NHMW*, **89 A**, 15–36, Wien 1987.
- HAUSER, A.: Ein Vorkommen von Biotitandesit in Retznei bei Ehrenhausen. – *Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **3.F.**, **2**, 157–165, Wien 1951.

- HAUSER, A.: Der Hornblende-Biotit-Dazituff vom Urkogel bei Gamlitz. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **83**, 61–63, Graz 1953.
- HAUSER, A. & KAPOUNEK, W.: Das Vulkangebiet Mureck-Retznei (Stmk.). – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **83**, 64–68, Graz 1953.
- HILBER, V.: Die Miocänschichten von Gamlitz bei Ehrenhausen in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **27**, 251–270, Wien 1877.
- HILBER, V.: Die Miocän-Ablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **28**, 505–580, Wien 1878.
- HILBER, V.: Eine Diskordanz im Leithakalk. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **6**, 229–232, Wien 1913.
- HOLLER, A.: Über die Fauna der Meeresbildungen von Wetzelendorf bei Preding in Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **36**, 47–71, Graz 1900.
- JENISCH, V.: Das Miozän zwischen Kainach und Stainzbach in SW-Steiermark. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1956.
- KEFERSTEIN, C.: Teutschland geognostisch-geologisch dargestellt. – 425 S., Weimar 1828.
- KOLLMANN, K.: Das Neogen der Steiermark (mit besonderer Berücksichtigung der Begrenzung und seiner Gliederung). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **52**, 159–167, Wien 1960.
- KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, H. 2, 479–632, Wien 1965.
- KOLLMANN, K. & RÖGL, F.: Faziostratotypus : Sassbachtal. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (Eds.): M4, Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **6**, 158–167, Bratislava 1978.
- KOPETZKY, G.: Das Miozän zwischen Kainach und Laßnitz in Südweststeiermark. – Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. Landesmus. Joanneum, **18**, 112 S., Graz 1957.
- KRAINER, B.: Sedimentation und Shoshonit von Weitendorf, Badenien, Steirisches Becken. – Mitt. österr. Geol. Ges., **80**, 143–156, Wien 1987a.
- KRAINER, B.: Das Tertiär der Weizer Bucht, Steirisches Becken. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1987b.
- KRÖLL, A.: Reliefkarte des prätertiären Untergrundes. – In: KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, W., WALACH, G. & ZYCH, D. Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, 16–20, Wien (Geol. B.-A) 1988.
- KÜCHMEISTER, W.: Geologische Kartierung, stratigraphisch-tektonisch-morphologische Beschreibung sowie technisch geologische Darstellung der jungtertiären und quartären Umrahmung des Sausalschiefergebirges in Südweststeiermark (Bezirk Leibnitz). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1959.
- LIEBAU, A.: Paläobathymetrie und Ökofaktoren: Flachmeer-Zonierungen. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **160**, 173–216, Stuttgart 1980.
- LOWE, D.R.: Sediment Gravity Flows : II. Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. – J. Sedim. Petrol., **52**, H. 1, 279–197, Tulsa 1982.
- MANKER, J.P. & CARTER, B.D.: Paleocology and Paleogeography of an Extensive Rhodolith Facies from the Lower Oligocene of South Georgia and North Florida. – Palaios, **1987**, H. 2, 181–188, Tulsa 1987.
- MCPHERSON, J.G., SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.: Fan Deltas and Braid Deltas : Varieties of Coarse Grained Deltas. – Geol. Soc. Am. Bull., **99**, 331–340, Boulder 1987.
- MIALL, A.D.: Lithofaciestypes and Vertical Profile Models in Braided Rivers : A Summary. – In: MIALL, A.D. (Hrsg.): Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **5**: 597–604, Calgary 1978.
- MOTTL, M.: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. VI. Neue Säugetierfunde aus dem Glanzkohlenbergbau von Fohnsdorf. – Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. Landesmus. Joanneum, **22**, 3–21, Graz 1961.
- MOTTL, M.: Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südösterrreich. – Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. Landesmus. Joanneum, **31**, 1–92, Graz 1970.
- MOUNT, J.F.: Mixing of Siliciclastic and Carbonate Sediments in Shallow Shelf Environments. – Geology, **12**, 432–435, Boulder 1984.
- NEUBAUER, F.: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – Abh. Geol. B.-A., **42**, 137 S., Wien 1988.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J.: Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **120** (METZ-Festschrift), 203–219, Graz 1990.
- PAPP, A.: Fossilien aus der Bohrung Pirka bei Voitsberg (Stmk) und Bemerkungen über die Altersstellung der durchteuften Schichten. – Verh. Geol. B.-A., **1953**, 220–226, Wien 1953.
- PAPP, A., CICHA, I. & CTYROKA, J.: Allgemeine Charakteristik der Foraminiferenfaunen im Badenien. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (Eds.): M4, Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, **VI**, 263–268, Bratislava 1978.
- PETRASCHECK, W.: Die miozäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1915**, 310–320, Wien 1915.
- RIEPLER, F.: Das Tertiär des Thaler Beckens (Raum Thal – Mantscha – Tobelbad). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1988.
- ROLLE, F.: Über einige neue Vorkommen von Foraminiferen, Bryozoen und Ostracoden in den tertiären Ablagerungen Steiermarks. – Jahrb. Geol. R.-A., **6**, 351–354, Wien 1855.
- ROLLE, F.: Die tertiären und diluvialen Ablagerungen in der Gegend zwischen Gratz, Köflach, Schwanberg und Ehrenhausen in Steiermark. – Jahrb. Geol. R.-A., **7**, 535–602, Wien 1856.
- ROYDEN, L.H., HORVATH, F. & BURCHFIEL, B.C.: Transform Faulting, Extension and Subduction in the Carpathian Pannonian Region. – Geol. Soc. Am. Bull., **93**, 717–725, Boulder 1982.
- SCHOUPE, A.: Zwei Decapoden aus dem Torton von Retznei. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **77–78**, 139–141, Graz 1949a.
- SCHOUPE, A.: Die Fauna des Steinbruchs Retznei bei Ehrenhausen. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **77–78**, 142–144, Graz 1949b.
- SCLATER, J.G., ROYDEN, L., HORVATH, F., BURCHFIEL, B.C., SEMKEN, S. & STEGENA, L.: The Formation of the Intra-Carpathian Basins as Determined from Subsidence Data. – Earth and Planetary Science Letters, **51**, 139–162, Amsterdam 1980.
- SEGEWICK, A. & MURCHISON, R.: A Sketch of the Structure of the Eastern Alps. – Trans. Geol. Soc., Ser. 2, **3**, 301–420, London 1831.
- SNEED, E.D. & FOLK, R.L.: Pebbles in the Lower Colorado River, Texas. A Study in Particle Morphogenesis. – J. Geol., **66**, 114–150, Chicago 1958.
- STEININGER, F.F. & PAPP, A.: Faziostratotypus: Groß Höflein NNW, Steinbruch „FENK“. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (Eds.): M4, Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, **VI**, 194–199, Bratislava 1978.
- STEININGER, F., SENES, I., KLEEMANN, K. & RÖGL, F.: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. – 2 Bde., Wien 1985.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. – 443 S., Berlin (Bornträger) 1924.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogtumes Steiermark, Graz, 1856. – Herausgeg. i.A. d. geognost.-montan. Ver. Stmk., XXXI + 645 S., Graz 1871.

- SUETTE, G. & UNTERSWEIG, T.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt 208 Mureck. – Wien (Geol. B.-A) 1985.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 2, Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- VAVRA, N.: Bryozoen aus dem Badenien (Mittelmiozän) von Weissenegg bei Wildon (Steiermark). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **90/A**, 83–102, Wien 1989.
- WALTER, E.: Das Miozän zwischen Stainz- und Gleinzbach. – Uveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1951.
- WALKER, R.G.: Facies Models. – Geoscience Canada, Reprint Ser., **1**, 317 S., Toronto 1984.
- WEBER, L. & WEISS, A.: Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlevorkommen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **4**, 317 S., Wien 1983.
- WINKLER, A.: Studienergebnisse im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. – Verh. Geol. B.-A., **5**, 93–101, Wien 1924.
- WINKLER, A.: Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. – Geol. Rdsch., **17**, 36–68, 196–217, 291–310, Stuttgart 1926.
- WINKLER, A.: Die jungen, miozänen Ablagerungen im südweststeirischen Becken und dessen Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., **79**, 1–32, Wien 1929.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Marburg. – 68 S., Wien. (Geol. B.-A) 1938.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologischer Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des Steirischen Beckens. – Sammlung Geol. Führer, **36**, 209 S., Berlin (Bornträger) 1939a.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Aufnahmebericht für 1938 des Chefgeologen Dr. Artur Winkler-Hermaden über das Blatt Wildon-Leibnitz (5255). – Verh. Reichsstelle Bodenforsch., Wien 1939b.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.), Geologie der Ostmark, 295–404, Wien (Deuticke) 1943.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich, 414–524, Wien (Deuticke) 1951a.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtektonischen Vorgänge im Steirischen Becken. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., mathem.- naturwiss. Kl., Abt. I, **160**, H. 1/2, 37–69, Wien 1951b.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 14. Februar 1990.

The Final Stages of Sedimentation in the Tethyan Zone of Zanskar and their Geodynamic Significance (Ladakh – Himalaya)

By GERHARD FUCHS & HELMUT WILLEMS*)

With 13 Figures and 2 Plates

*Indien
Himalaya
Ladakh
Zanskar
Tethys
Stratigraphie
Geodynamik*

Contents

Zusammenfassung	259
Abstract	260
1. Introduction	260
2. The Cretaceous Sequence	260
2.1. Giupal Sandstone	260
2.2. Chikkim Limestone	260
2.3. Shillakong Formation	260
2.4. Kangi La Formation	261
2.5. Lamayuru Formation (Goma Shales)	261
2.6. Spanboth Formation (Marpo Limestone Member)	261
3. The Early Tertiary Sequence	262
3.1. Spanboth Limestone (upper members)	262
3.2. Chulung La Slates	264
3.3. Kong Slates	264
4. Sedimentary Evolution and Geodynamics in the Cretaceous–Early Tertiary	269
Acknowledgements	272
References	272

Zusammenfassung

Gesteine der Ober-Kreide und des Alttertiärs – die jüngsten Schichten der Tibet-(Tethys-)Zone – haben in Zanskar (Ladakh) weite Verbreitung. Die Ausbildung dieser Schelfablagerungen gibt wesentliche Hinweise auf die geodynamischen Vorgänge vor dem Beginn der Himalaya-Gebirgsbildung.

Der Giupal-Sandstein (Unter-Kreide) ist noch einheitlich entwickelt, wenn man von Mächtigungsabnahme und Kornverfeinerung in nördlicher Richtung absieht. In der Mittel-Kreide macht sich eine auffällige Faziesdifferenzierung bemerkbar. Der Chikkim-Kalk (Ob. Alb bzw. Cenoman bis Campan) wurde in einem tieferen Becken als pelagischer Schlamm frei von terrigenen Verunreinigungen abgesetzt. Er findet sich nur im S von Zanskar. Den nördlichen Bereich charakterisieren die bunten kalkig-tonigen Schichten der Shillakong Formation (Ob. Alb bzw. Cenoman bis Campan), eine in sauerstoffreichem Milieu abgelagerte couches rouges-Fazies. Die Kangi La Formation, eine mächtige siltig-sandig-mergelige Beckenfüllung (Campan – U. Maastricht) ist auf den SW von Zanskar beschränkt. Im Campan bis Maastricht greift die euxinische Lamayuru-Fazies des Kontinentalhanges nach S über den Schelf über und verbindet sich mit dem

Kangi La-Becken. Nach diesem Ereignis führt regressive Tendenz bereits im oberen Maastricht zu Seichtwasser-Karbonatbildungen in SW-Zanskar, welche im Paleozän auch Zentral-Zanskar erfassen. Die Aufschiebung der Spongtag-Deckscholle als Folge der Kollision mit Eurasien führt zur Belastung und Eintiefung des unterlagernden Schelfs. Dort werden noch marine Schichten – die Kong Formation – abgelagert. Auf Schwellen entstehen biogene Karbonate, die bei der herrschenden tektonischen Unruhe als debris flows in die schlammigen Tröge abgleiten. Nach der Platznahme der Spongtag-Klippe bilden sich im Vorfeld die Chulung La Red Beds in terrestrisch-fluviatilem Milieu.

Die paläomagnetischen Untersuchungen von APPEL (1989) in Tibet sprechen für eine Dehnung des Nordrandes des Indischen Kontinents im Gefolge der Drift. Die mit der Mittel-Kreide schlagartig einsetzende Faziesvielfalt wird dadurch erklärt: Der Schelf wird durch Zerrungszonen in Blöcke zerlegt. Die entstehenden Becken werden teils mit terrigenem Schutt aufgefüllt, teils herrscht euxinische Fazies. Auf den reliktschen Schelfblöcken entstehen die couches rouges.

Das Übergreifen der Beckenfazies im Maastricht wird mit Annäherung an die Subduktionszone erklärt, die überlagernden Seichtwasserbildungen als Folge der Kollision mit dem Inselbogen gesehen. Eine so frühe Kollision wird durch die Ausdehnung des Randes des Indischen Kontinents um 2000 km gegen N (APPEL, 1989) möglich. Erst nach der Kollision mit Eurasien im Unter-Eozän wird der Zanskar-Schelf in die Gebirgsbildung einbezogen (Überschiebung der Spongtag-Klippe und darauffolgende Faltung).

*) Authors' addresses: Doz. Dr. GERHARD FUCHS, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Prof. Dr. HELMUT WILLEMS, Fachbereich 5 Geowissenschaften, Universität Bremen, Klagenfurterstraße, Postfach 330440, D-2800 Bremen 33.

Abstract

Upper Cretaceous and Early Tertiary series – the youngest beds of the Tibetan (Tethys) Zone of Zaskar cover large areas. Their facies gives information about the geodynamic processes before the beginning of the Himalayan orogenesis.

The Giumal Sandstone (Lower Cretaceous) is still uniform except its reduction in thickness and fining in northern direction. In the Mid Cretaceous a conspicuous diversification of facies commences. The Chikkim Limestone (Up. Albian resp. Cenomanian to Campanian) was deposited in a deeper basin as pelagic ooze free of terrigenous pollution. It is confined to southern Zaskar. In the northern parts of the Shelf we find varicoloured calcareous-argillaceous beds of Up. Albian or Cenomanian to Campanian age respectively. This Shillakong Formation represents couches rouges sedimentation in oxygen rich environment.

The Kangi La Formation (Campanian to L. Maestrichtian) filled a basin in SW Zaskar with thick silty-sandy-marly deposits. In the Campanian and the Maestrichtian the euxinic La mayuru basin facies overlaps the shelf towards the S and becomes connected with the Kangi La basin. After this event regressive tendency leads to shallow-water carbonate sedimentation in Upper Maestrichtian (Marpo Limestone, SW Zaskar), which spreads to Central Zaskar in the Paleocene (Dibling-Lingshet Limestones). After final collision in the Lower Eocene the Spongtag Klippe overrides Zaskar and causes depression of the underlying shelf. There marine sedimentation is still persisting (Kong Slates). On sils biogenic carbonates form and triggered by active tectonics debris flows slump into the muddy troughs. After emplacement of the Spongtag thrust mass the Chulung La red beds are deposited in front of it in terrestrial-fluviatile environment.

The palaeomagnetic investigations by APPEL (1989) in Tibet suggest extension of the northern margin of the Indian Continent in the course of its drift. This explains the conspicuous diversification of facies commencing in Mid Cretaceous:

The shelf is disintegrated by tension zones into isolated blocks. On these remains of the shelf far from land the couches rouges are deposited. The tensional basins are either filled with land derived detritus or show euxinic facies.

The spreading of basin facies over the shelf in the Maestrichtian is explained as subsidence in front of the subduction zone. The succeeding shallow-water series are deposited after the collision with the island arc. Such early collision appears possible because of the extension of the margin of the Indian Continent for 2000 km towards the N (APPEL, 1989). Only after final collision with Eurasia in the Early Eocene the Zaskar Shelf is involved in orogenesis (thrust of the Spongtag Klippe and succeeding folding).

1. Introduction

The sedimentary belt of the northern (Inner) Himalaya is known as the Tibetan or Tethyan Zone. There we find a succession of Precambrian to Eocene formations, which were deposited on the northern margin of the Indian Continent. The environment was predominantly that of a shelf. Interesting information on the geodynamic evolution may be deduced from the distributions and changes of sedimentary facies in the final stages before the beginning of the Himalayan orogenesis (Pl. 2). Cretaceous and Early Tertiary formations, the youngest beds of the Tethyan Zone, cover large areas in Ladakh.

There exists a great variety of facies in the Cretaceous–Eocene sequence of Zaskar (FUCHS, 1982). Detailed studies of the stratigraphy, of the facies interrelations etc. were started by the authors in summer 1988. Of special interest is the correlation to the coeval series of southern Tibet, of which one of us (H. W.) is familiar.

2. The Cretaceous Sequence

(Pl. 1, 2)

After rather uniform sedimentation of shallow-water carbonates in the Triassic to Mid-Jurassic the Spiti Shales indicate deeper water in the Upper Jurassic – Lowest Cretaceous.

2.1. Giumal Sandstone

The Giumal Sandstone, a clastic arenaceous to argillaceous formation "reflects the multiple progradation of clastic detritus brought by deltaic systems onto a shelf influenced by storm-wave action" (GAETANI et al., 1986, p. 468). The provenance of the clastic material was from the craton in the S as shown by fining grain size and decrease in thickness as we go to the NE and the N (FUCHS, 1982, 1986). GAETANI et al. (1986) discovered basic volcanic arenites in the upper parts of the Giumal Sandstone and took it as indication of rifting. There are glauconitic, phosphatic or ferriferous beds in the Giumal sandstone, which characterize the sedimentary environment (see also GARZANTI et al., 1989). However, the glauconite content can not be taken as evidence for an orogenic event as assumed by SINHA & SRIVASTAVA (1978, 1986). Roughly speaking the Giumal Sandstone is Lower Cretaceous. At the top it is terminated by pelagic limestones of Albian or Cenomanian age (Pl. 2). Locally the Giumal Sandstone may reach up into the Late Cenomanian (GAETANI et al., 1986).

Up to the Mid Cretaceous the sedimentation was rather uniform all over the Zaskar Shelf, except the fining and decrease of thickness away from the source of detritus in the S mentioned in connection with the Giumal Sandstone. With the Mid Cretaceous the facies becomes diversified and changes in an irregular way.

2.2. Chikkim Limestone

In Albian to Cenomanian times, the influx of clastic detritus stops and pelagic limestones follow on the Giumal Sandstone with sharp boundary. The Chikkim Limestone consists of well-bedded, grey or blue foraminiferal limestones free of terrigenous detritus. The formation, always less than hundred meters thick, spans the time from Up. Albian to Cenomanian in other places Cenomanian to Campanian. The Chikkim Limestone was deposited in upper bathyal pelagic environment poor in oxygen and with low rate sedimentation (GAETANI et al., 1986).

2.3. Shillakong Formation

Towards the N and NE the Chikkim Limestone is more and more replaced by multicoloured limestones, marls and slates deposited in a well-aerated environment. This Shillakong Formation (synonym Fotu La Fm.) always succeeds the Chikkim Facies or replaces it entirely in the N. It is a cyclic pelagic series formed of pelitic-calcareous muds full of planktic but ill-preserved foraminifera. This couches rouges facies was deposited on ridges or oceanic plateaus not reached by adjoining basin facies (see below). From the Kirche

area BAUD et al. (1982) report an Up. Albian to Mid Cenomanian age, whereas FUCHS (1987) found a Turonian to Lower Campanian age in the Oma Chu – Zangla region. In the Khurnak area FUCHS (1986) found comparable pelagic foraminiferal carbonates of Turonian and Coniacian–Maestrichtian age respectively. In NW Zanskar BASSOULLET et al. (1978) discovered an Up. Campanian fauna in the Shillakong Formation (Fotu La).

In SW Zanskar the passage beds between the Chikkim Limestone and the Kangi La Formation yielded Campanian forams (FUCHS, 1982), which implies that this clastic basin facies is synchronous with the younger portions of the couches rouges facies of northern Zanskar.

2.4. Kangi La Formation

The Kangi La Formation is composed of grey-green slates, sandy and silty slates and marls, and argillaceous or calcareous sandstones. The series weathers in ochre colour and disintegrates to irregular fragments, because bedding planes are badly developed. Trace fossils e. g. *Zoophycos* are frequent. The formation, which is several hundred meters thick is Campanian to Lower Maestrichtian in age (FUCHS, 1982; GAETANI et al., 1986, p. 472). It is a typical basin deposit with abundant terrigenous supply from the south. GAETANI et al. (1986) regard the Kangi La Formation as deposited in upper bathyal to outer shelf environment with overall shallowing trend. The sedimentation rate was several times that of the underlying Chikkim Limestones.

When the Kangi La basin was filling up the partly time equivalent Shillakong couches rouges facies was not reached by the detritus from the S. Therefore it may be concluded that it was deposited on morphological highs.

2.5. Lamayuru Formation (Goma Shales)

In the Maestrichtian all these swell areas and ridges submerged. The euxinic Lamayuru Facies (Goma

Shales), which is a silty-calcareous flysch, transgresses the couches rouges from the N and becomes connected with the upper portions of the Kangi La Formation.

The transition of the two distinct facies can be observed in the Chulung Chu – Kong – upper Wakha Chu region (FUCHS, 1982). Further SE in the area Oma Chu – Zangla the overlap of black foraminiferal slates on couches rouges facies occurred already earlier in the Upper Campanian (Pl. 2). BAUD et al. (1982) record the facies change from couches rouges to euxinic beds even in the Mid Cenomanian.

Further E in the Khurnak area we find a quite different facies sequence (FUCHS, 1986): The Khurnak Formation replacing the Giupal Sandstone is followed by pelagic carbonates of Turonian age in one locality, in another section it is succeeded by black silty shales and then by foraminiferal limestones of Coniacian – Maestrichtian age.

Thus in the Upper Cretaceous the Zanskar Shelf shows a complicated system of troughs and sills. The diverse facies change laterally as well as in time. In chapter 4 we shall discuss the causes of this Upper Cretaceous facies variety.

2.6. Spanboth Limestone (Marpo Limestone Mbr.)

After the deposition of thick detrital series (Kangi La Fm.) shallow water carbonate sedimentation resumes in the Upper Maestrichtian in the south-western parts of Zanskar. In the Paleocene the carbonate facies spread to Central Zanskar. GAETANI et al. (1980, 1983, 1986) and NICORA et al. (1987) investigated the shallow water complex in much detail.

The Spanboth Limestone (FUCHS, 1982) was subdivided into three members (GAETANI et al., 1983, 1986), which were proposed to the rank of formations by NICORA et al. (1987): the Marpo Limestone, Stumpata Quartzarenite and Dibling Limestone.

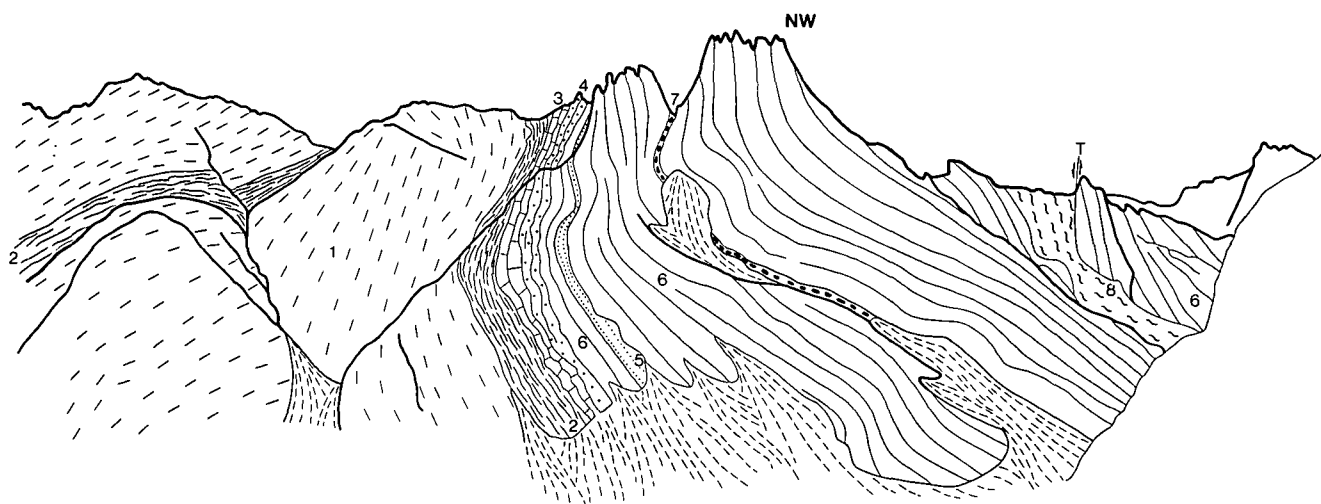


Fig. 1.
The tributary S of Kong, view towards the W and NW.
1 = Kangi La Formation; 2 = Dark slates, passage into Lamayuru Fm.; 3 = Marpo Limestone Mbr.; 4 = Stumpata Quartzarenite Mbr.; 5 = Upper quartzite; 6 = Dibling (Lingshet) Limestone; 7 = Haematitic oolite horizon; 8 = Kong Slates.
3–7 = Spanboth Formation.

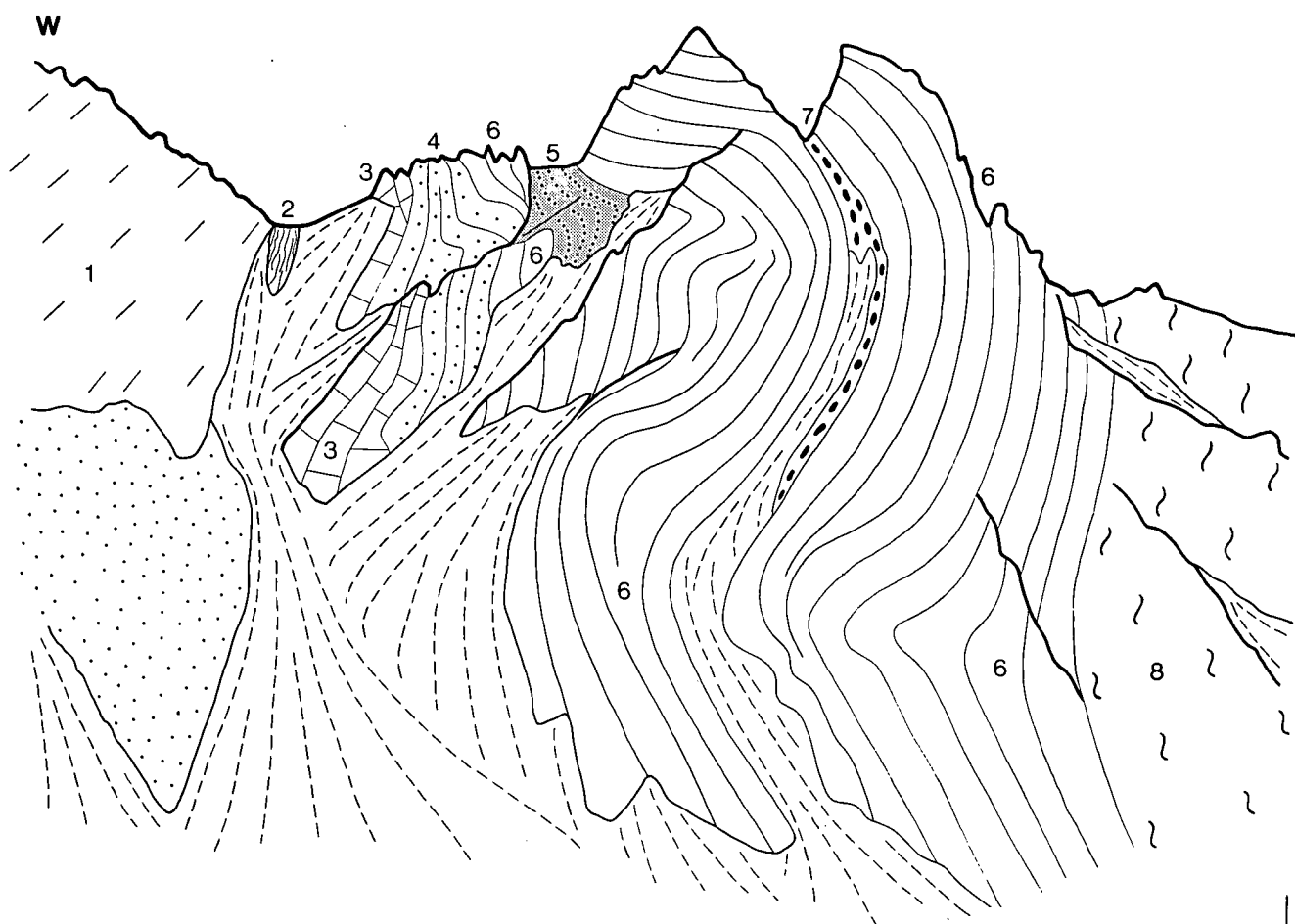


Fig. 2.
The Chulung Valley view towards the W.
1 = Kangi La Formation; 2 = Dark slates, passage to Lamayuru Fm.; 3 = Marpo Limestone Mbr.; 4 = Stumpata Quartzarenite Mbr.; 5 = Upper quartzite; 6 = Dibling (Lingshet) Limestone Mbr.; 7 = Haematitic oolite horizon; 8 = Kong Slates.
3-7 = Spanboth Formation.

Though these authors document the division lithologically and palaeontologically, we still prefer to treat the units as members.

- 1) The carbonate complex as a whole can be traced in satellite imagery and by binoculars in the field, not so the named subunits.
- 2) The thicknesses of the Marpo Limestone and the Stumpata Quartzarenite may dwindle down to a few meters only and a second quartzite horizon is developed in certain areas. Such thin units can not be shown on the small scale topographic maps available and thus are not mapable units, which is the definition of formation.

The Marpo Member (ca. 100 m at Marpo) represents the Upper Maestrichtian part of the Spanboth Formation. The member develops from the Kangi La Formation by increasing carbonate layers. The "Zoophycos Beds" represent the top of the Kangi La Formation and the above passage beds, but not the base of the Marpo Limestone as suggested by NICORA et al. (1987, p. 444). The *Omphalocyclus* Beds of these authors consisting of dark limestones, marls and silty shales and the *Siderolites* Beds composed of pelites, siltstones, marls and fine-grained sandstones make up the Marpo Limestone Member. NICORA et al. describe the reduction of thickness and carbonate content of the Marpo Member from the W to the E. Similarly we found its reduction from a few meters to zero in the Kong-Chulung Valley area (Pl. 1, 2; Figs. 1-3). NICORA et al. explain this reduction by the deepening of the deposition area in the NE direction and the passage into pelitic series.

3. The Early Tertiary Sequence

3.1. Spanboth Limestone (upper members)

GAETANI et al. (1980, 1983) found a thin quartzarenite horizon within the Spanboth carbonate complex, which was assumed by them as top of the Cretaceous series. The detailed studies by NICORA et al. (1987, p. 452) showed that the arenaceous beds represent the Early Paleocene.

The Stumpata Quartzarenite Member consists of white, brown-weathering quartzites, fine-grained sandstones, and calcareous sandstones at the top. The thickness increases from 13-20 m in the Spanboth area to 67 m in the type locality (NICORA et al., 1987).

The lower and central portions of the member are pure supermature quartzarenites. According to NICORA et al. (1987) the commonly cross-bedded quartzarenite and its petrography indicate a high-energy beach environment. The top portions may be interpreted "to represent a reworked lag deposited at the high-energy front of a transgression and to testify the drowning of the shoreline complex" (lit. cit., p. 456). These authors accept the quartzarenite member as deposited during an eustatic low sea level stand on the passive continental margin.

In the Kong region we observed a second clastic horizon a few meters to ca. 50 m above the top of the

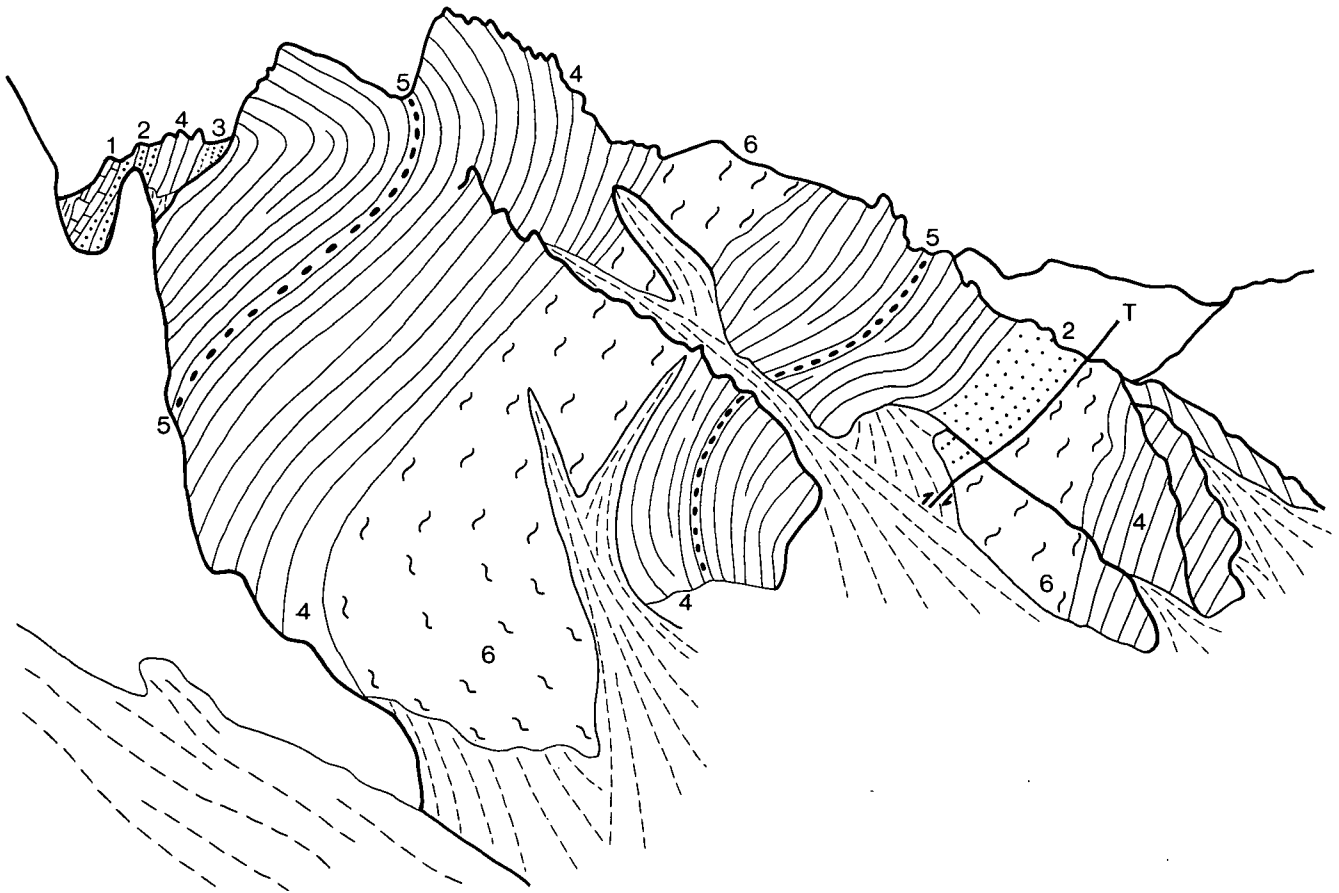


Fig. 3: The western flank of the Chulung Valley seen from the E.

1 = Marpo Limestone Mbr.; 2 = Stumpata Quartzarenite Mbr.; 3 = Upper quartzite; 4 = Dibling (Lingshet) Limestone Mbr.; 5 = Haematitic oolite horizon; 6 = Kong Slates.

T = thrust.

1-5 = Spanboth Formation.

Stumpata Quartzarenite Mbr. (Figs. 1-3). This rusty weathering band is between 3 and 15 m thick and consists of quartzites, green-grey silt- to sandstones, and dark silty shales with ferruginous concretions. We expect that this higher clastic horizon joins up with the Stumpata Quartzarenite Mbr. of the Spanboth area. This implies that this quartzarenite splits up into two horizons towards the NE. An interfingering with the Lingshet Limestone in direction to the open sea is indicated.

Above the Stumpata Quartzarenite Mbr. resp. the described interfingering we find a ca. 200 m carbonate complex which was treated as Upper Member of the Spanboth Formation by GAETANI et al. (1986). NICORA et al. (1987) named it the Dibling Limestone. The lithology and rich fossil content of the late Early Paleocene to earliest Eocene carbonate complex is described by GAETANI et al. (1980, 1983, 1986) and NICORA et al. (1987). According to them the Dibling Limestone was deposited on an inner carbonate shelf. The base indicates a sharp deepening event, and then an overall regressive trend leads to protected shelf-lagoonal conditions at the top of the member.

The Dibling Limestone correlates with the Lingshet Limestone (FUCHS, 1982) of central Zanskar. Recently this limestone was subdivided in the type area into offshore Shinge La pelagic limestones of

Paleocene age and the Eocene Kesi peritidal dolomites (NICORA et al., 1987; GARZANTI et al., 1987).

In the Kong area there is a marker horizon about in the middle of the Lingshet (Dibling) Limestone (Figs. 1-3). It is a conspicuous light-weathering band of 20-30 m thickness, with an iron ore and bright green slate layer in the centre. ESE of Kong the following section was observed (from bottom to top):

3 m grey silty slates and thin layers of marl;
6 m grey schistose limestones partly brecciaceous and layers of marl;

Sample 43 yielded the following organisms:

- Forams: *Ranikothalia* sp.
Operculina sp.
Lockhartia sp.
Daviesina sp.
few Miliolidae and Textulariidae;
- Echinoderms, sponges, serpulids.

The biofacies corresponds to the Lithozone A of the Dibling Limestone according to NICORA et al. (1987, 462-463). The fossil assemblage, especially that of the forams is very much comparable to their Assemblage D with *Daviesina danieli* SMOUT. According to NICORA et al. (1987, 469) the limestones with a high amount of *Daviesina* indicate a Middle to (early) Late Paleocene age.

- 1 m khaki marl;
- 4 m nodular limestone without ore;
- ca. 1 m ochreous weathering limestone with patches of green clay; dm thick impregnations of haematitic ore;
- 1 m bright green slates containing sporadic pieces and ooids of iron ore;
- 1.5 m light grey to khaki schistose limestone.

Fragments of ooidal haematite ore were already found in the course of the 1980 expedition (FUCHS, 1982, 17–18). The loose pieces were supposed to be derived from the basal clastic horizons (Stumpata). Now their provenance from the middle part of the Lingshet (Dibling) Limestone is ascertained. Doz. Dr. W. PROHASKA (Geoscience Inst. Montanuniversität Leoben) kindly examined three samples of Fe-oolite: They consist of haematite and Fe rich chlorite. The following elements were determined by microprobe:

	FeO ₂	Mn	Cu	Ni	Co	Pb
88/24	58.21	125	49	322	22	<5
88/44	54.20	33	43	776	119	<5
80/29	62.12	131	47	362	61	<5

All values (except Fe, which is in %) are given in ppm.

It is noteworthy that the values of Ni are relatively high, those of Mn low. In a joint talk Dr. O. SCHERMANN (Geol. B.-A., Vienna) kindly developed the following model:

The element composition (particularly the Fe/Mn ratio) indicates a low relief source area weathering under humid-tropical climate. This fits well with India's equatorial position in the Paleocene. Further the high Ni values suggest the occurrence of basic to ultrabasic rock series in the source area. Certainly the Indian Craton was a source of the iron-rich waters. But we suspect that the Ni values may indicate provenance from the deformed suture zone units, which according to our view were already attached to the leading edge of the Indian Continent.

Anyhow the iron oolite formed in an environment rich in oxygen and with increased salinity (partial restriction). Under these conditions haematite and chamosite were directly precipitated in agitated water, whereas the forming clay was removed by currents. Apparently a short episode of further shallowing changed the environmental conditions completely. Closed connection with the open sea reduced salinity and oxygen exchange, which led to a stop of the iron deposition. Alumina and silicates could not be withdrawn and were sedimented as the green clay under reducing condition. This probably goes back to abundant organic matter caused by the drop of salinity and also supplied from the rivers. The reworked fragments of iron oolite in the clay point to partial emersion of the shelf.

Obviously it was a unique palaeogeographic situation which led to the formation of the iron oolite and the succeeding green shale. We suspect a short episode of upheaval, which caused restricted lagoonal conditions in portions of the shelf.

Soon the normal open shelf conditions were restored and carbonate deposition continued.

The Paleocene to Lower Eocene carbonates are succeeded by very much different formations in south-western and central Zanskar (FUCHS, 1982). In the first region the Chulung La Slates represent a terrigenous

unfossiliferous red bed formation, whereas the Kong Slates and their carbonate intercalations abound in marine fossils of Lower Eocene age (Zone P 8, according to NICORA et al., 1987). These sedimentary series were taken as approximately time equivalent (FUCHS, 1982; GAETANI et al., 1983; NICORA et al., 1987; GARZANTI et al., 1987). In our recent survey we were able to study Chulung La and Kong Slates in one section (see Figs. 4–6).

3.2. Chulung La Slates

The Chulung La Slates of SW Zanskar commence with a few meters of grey slates containing a few layers of dark to green-grey impure limestone and marl. Then green silty slates follow (10–15 m). The main mass of the 200–300 m thick formation consists of predominantly purple slates, siltites, and impure fine-grained sandstones. Rare carbonate beds, nodules of palaeocaliche and intraformational breccias are recorded by GAETANI et al. (1986). They observed fining upward sequences, cross lamination, climbing ripples, channel fills with scoured bases, which points to a fluvio-dominated deltaic system in a shallow lagoon. The sedimentation rate was high. The sandstones are moderately sorted volcanic arenites, which indicate as a source a magmatic arc. Petrology compares well with "clastic wedges derived from initial arc – continental margin collisions...", even though volcanic lithics are extremely abundant" (GARZANTI et al., 1987, p. 304). Serpentine schist fragments and common chromian spinel show that ophiolitic sequences are involved in the orogenic process. GARZANTI et al. stress that the sudden arrival of volcanic debris and detritus from obducted ophiolite belts signals the collision. These authors also report an angular unconformity at the base of the Chulung La Slates near Dibling. Commonly, however, the contact is conformable.

3.3. Kong Slates

The Kong Slates (FUCHS, 1982) are grey, green or cream-coloured slates, silty slates and marls with intercalations of blue, grey, limestone. Locally a few fine-grained sandstone beds up to 3 m thickness are observed. Load convolutions at their base and graded bedding point to turbiditic origin. The pelites weather in light beige to cream colours, which characterize the formation in the scenery. GARZANTI et al. (1987) report very fine-grained volcanic debris also from the Kong Slates. They point to the fact that up to the top of the Dibling Limestone clastic intercalations showed silt-sized quartzose detritus or were supermature quartzarenites, whereas in Chulung La- or Kong Slates volcanic arenites indicate provenance from a volcanic arc, pelagic sediments and ophiolites from the Indus Suture Zone. GARZANTI et al. observed a hardground at the base of the Kong Slates, which they are inclined to correlate with the unconformity below the Chulung La Slate. Similarly a hiatus between Maestrichtian pelagic carbonates and brecciaceous nummulitic limestones was recorded from NE-Zanskar (FUCHS, 1986, p. 424). This allodapic nummulitic limestones are very common on the Zanskar Shelf (see below).

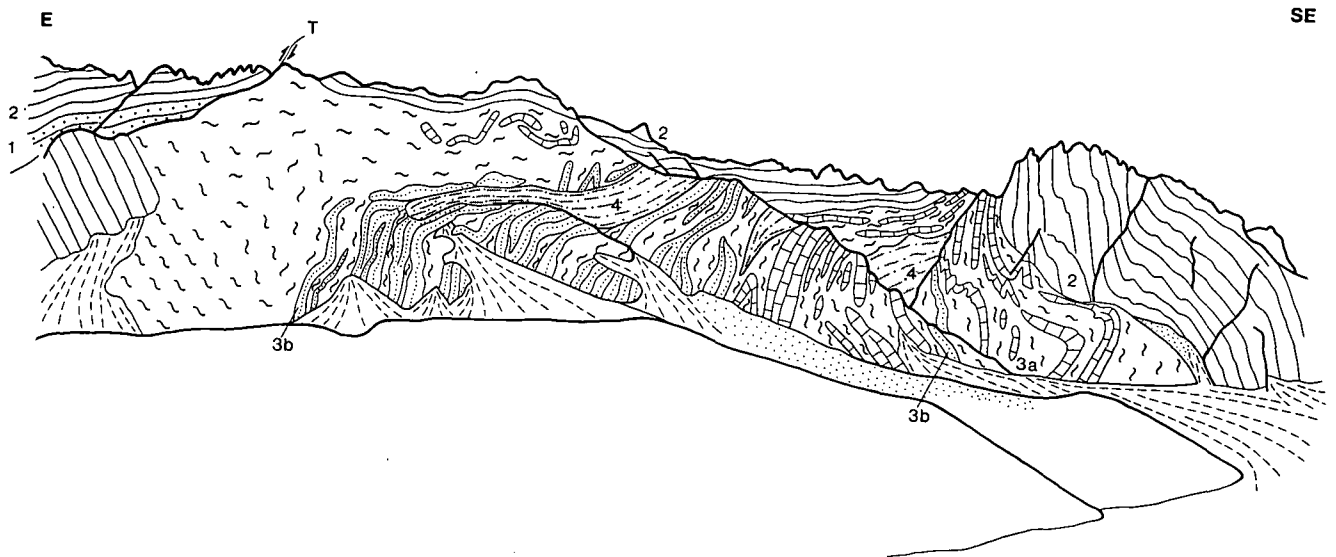


Fig. 4.
The Eocene syncline in the eastern flank of the Chulung Valley.
1 = Stumpata Quartzarenite Mbr.; 2 = Dibling (Lingshet) Limestone Mbr.; 3 = Kong Slates; 3a = Kong Slates interbedded with nummulitic limestones; 3b = Kong Slates with sandstone intercalations; 4 = Chulung La Slates.

The carbonates within the Kong Slates are of special interest. They are found interbedded with the argillites in a regular way (Figs. 4–6) or as huge lenticular masses representing olistostromes and debris flows (Fig. 7–9).

The latter were found in the northernmost Kong Slate syncline of the Kangi Valley: there the Lingshet Lime-

stone is succeeded by 2.5 m of dark blue limestone breccia containing *Alveolinas* and *Nummulites* (Fig. 7). There are also some fragments of light-coloured limestone, which may be derived from the underlying Lingshet Limestone. The allodapic limestone shows a hardground with limonitic encrustations at the top. Overlying with sharp contact we find pelites of the

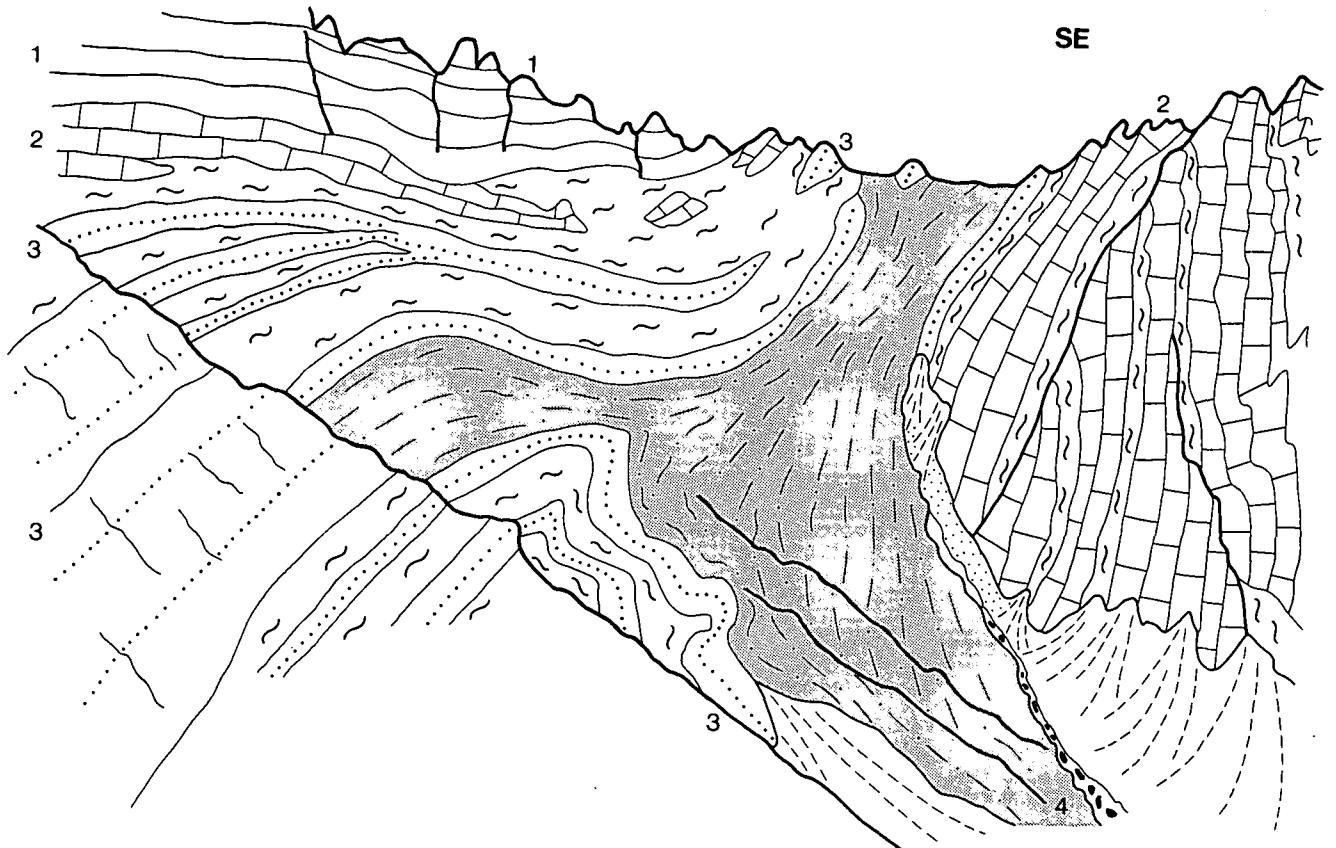


Fig. 5.
The Eocene Syncline E of the Chulung Valley.
1 = Dibling (Lingshet) Limestone Mbr.; 2 = Kong Slates and interbedded limestones; 3 = Kong Slates and interbedded sandstones; 4 = Chulung La Slates.

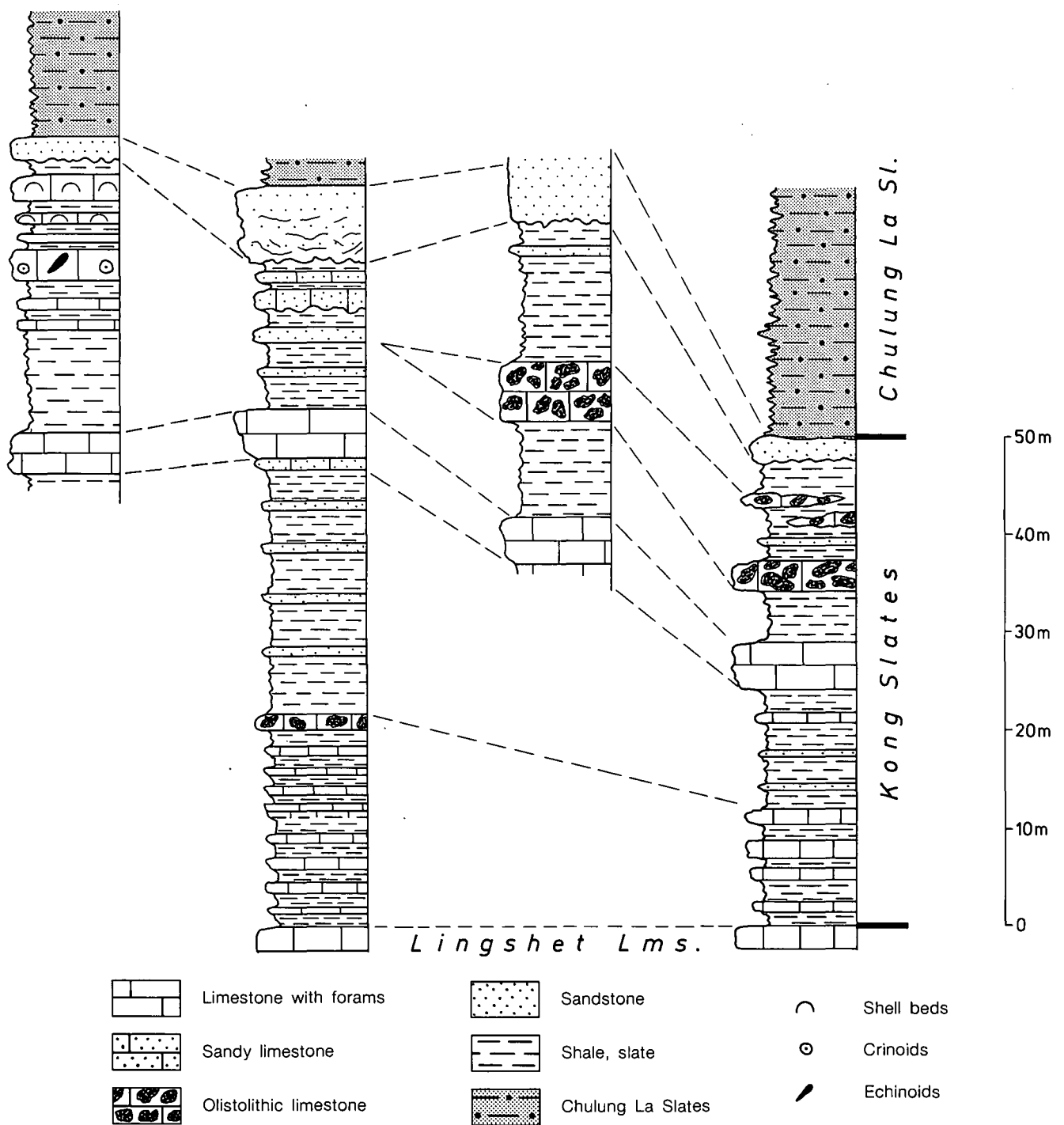


Fig. 6. Reconstruction of the Kong Slatess stratigraphy in the syncline E of the lower Chulung Valley (shown in Fig. 5).

Kong Formation. Traced along the strike the limestone breccia becomes reduced to dm thickness and finally pinches out.

Higher up in the sequence fine-grained silty sandstone with load convolutions and flute casts occurs in a lenticular body a few meters thick.

Still higher in the Kong Slatess there are several lenticular masses of blue limestone breccia (up to 200 m long and several tens of meters thick - Fig. 8, 9). Patches of shale up to meter sizes are mixed up within the limestone breccia and in the surrounding pelites limestone fragments of various sizes are embedded. Nummulites are found in the components and the mat-

rix. The argillites of this occurrence are somewhat different from other Kong Slatess: They are dark grey, more silty, not so well bedded with uneven s-planes.

It is evident that the carbonates formed in shallow water, slumped in form of debris flows into troughs and mixed with the muddy sediments there.

Another occurrence instructive for the origin of the Kong Formation is the southernmost syncline on the orographic right side of the Chulung Valley (Figs. 4-6). There the Kong and Chulung La Slatess can be studied in one section. Though there is much internal folding, the following succession can be reconstructed (from bottom to top):

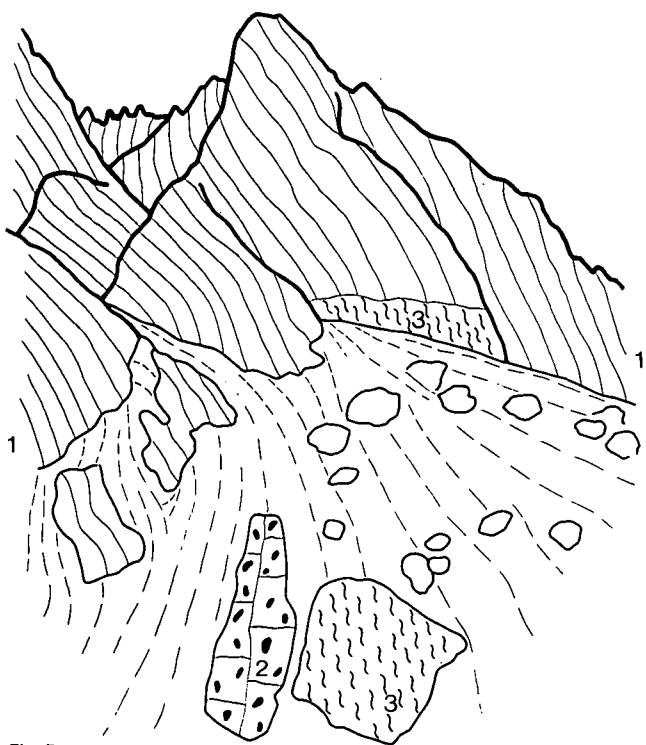


Fig. 7.
The Lingshet Limestone/Kong Slate boundary in the northernmost Kong slate Syncline of the Kangi Valley (view towards the E).
1 = Lingshet Limestone; 2 = Blue allodapic limestone at the base of Kong Formation; 3 = Kong Slates.
The allodapic limestone seems to be slightly discordant to the Lingshet Limestone (contact covered by float) and pinches out towards the E.

- 1) Thin-bedded alternation of light grey slates and blue limestones (12–20 m), cyclic units (ca. 2 m) starting with slates and grading into limestones; forams in pelites and carbonates:

Sample 28

- forams: *Nummulites* sp.
- Fasciolites* sp.
- Lockhartia* sp.
- Miliolidae
- udoteacean algae: *Ovulites* cf. *elongata* LAMARCK

Sample 36/37

- forams: *Nummulites* sp.
- Fasciolites* sp.
- Discocyclus* sp.
- bryozoa

These strata, which are very much characterized by very abundant *Nummulites* sp., are dated as Ilerdian *Fasciolites cucumiformis/ellipsoidalis* (HOTTINGER) biozones. Following the chronostratigraphic interpretations proposed by SCHAUB (1981) the assemblage is ascribed to the Early Eocene.

- 2) Brecciaceous nummulitic limestone (1.8 m) pinches out towards the SE.
- 3) Slates with thin layers of light grey, fine-grained sandstone exhibiting wavy s-planes (12–25 m).
- 4) Cross bedded, fine grained calcareous sandstone (1 m) passing into the blue limestone (5 m).

Sample 30

- udoteacean algae: *Ovulites* cf. *elongata* LAMARCK
- forams: *Lockhartia* sp.
- Miliolidae

Sample 32

Layers (2–3 m) with abundant concentrations of *Ovulites margaritula* (LAMARCK)

Sample 42

- forams: *Nummulites* sp.
 - Rotaliidae (some of them *Lockhartia* sp.)
 - Miliolidae
 - algae: *Halimeda* sp.
 - Rhodophycean algae: i. e. *Jania* sp.
 - Sponge, echinoderms (i. e. crinoids, echinoid spines), gastropods, bivalves, serpulids, crustaceans
- Age determination: same as above (especially according to *Nummulites*).

- 5) 15–25 m of slates with thin layers of fine grained argillaceous to marly sandstone; fucoids and burrows were observed. Towards the top sandstones increase in thickness; the fine grained argillaceous sandstones show cross bedding, normal grading and load casts. An 8 m thick bed of sandstone follows on top of the above series.

Sample 34

- echinoderms, sponge

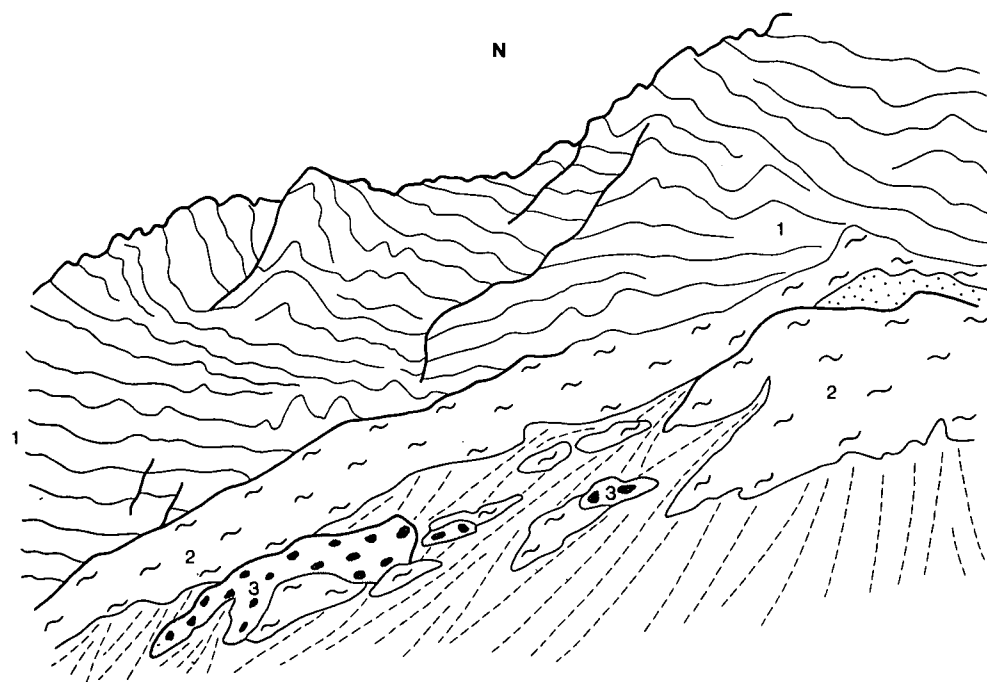


Fig. 8.
The northernmost Kong Slate syncline of the Kangi Valley, seen from the S.
1 = Lingshet Limestone; 2 = Kong Slates; 3 = Lenticular bodies of brecciaceous limestone (debris flow).

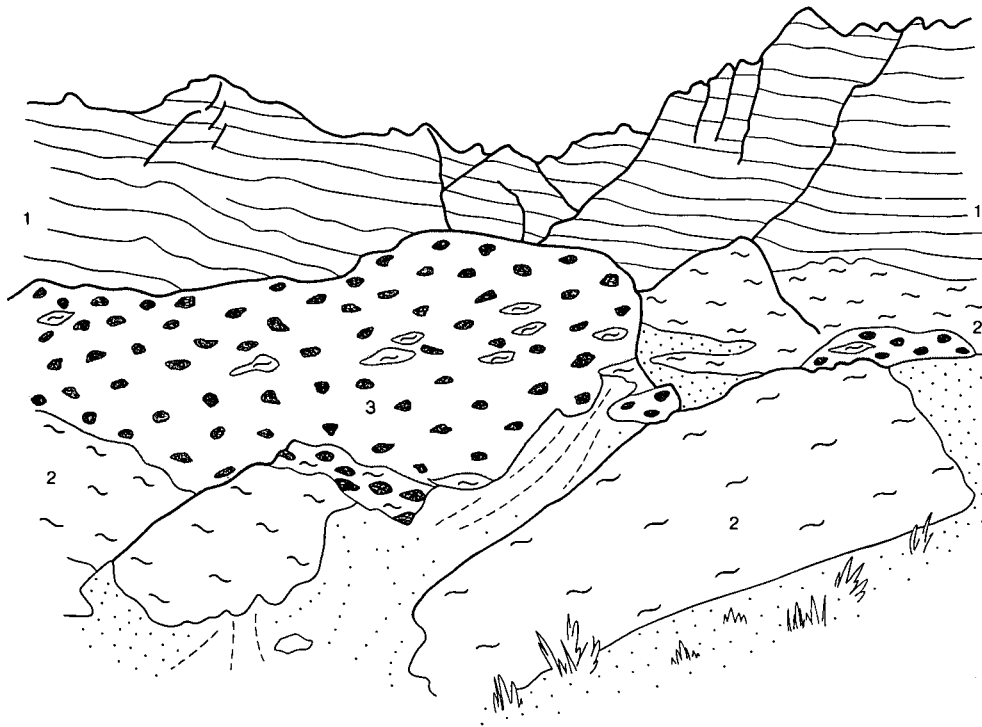


Fig. 9.
Olistostromes in the northernmost Kong Slate syncline of the Kangri Valley.
1 = Lingshet Limestone; 2 = Kong Slates; 3 = Limestone breccia with patches of slate; adjoining slates contain blocks of carbonates. The major carbonate lens is approximately 200 m long.

NE

SW

marine Kong Formation in depression around front of Spongtang Nappes

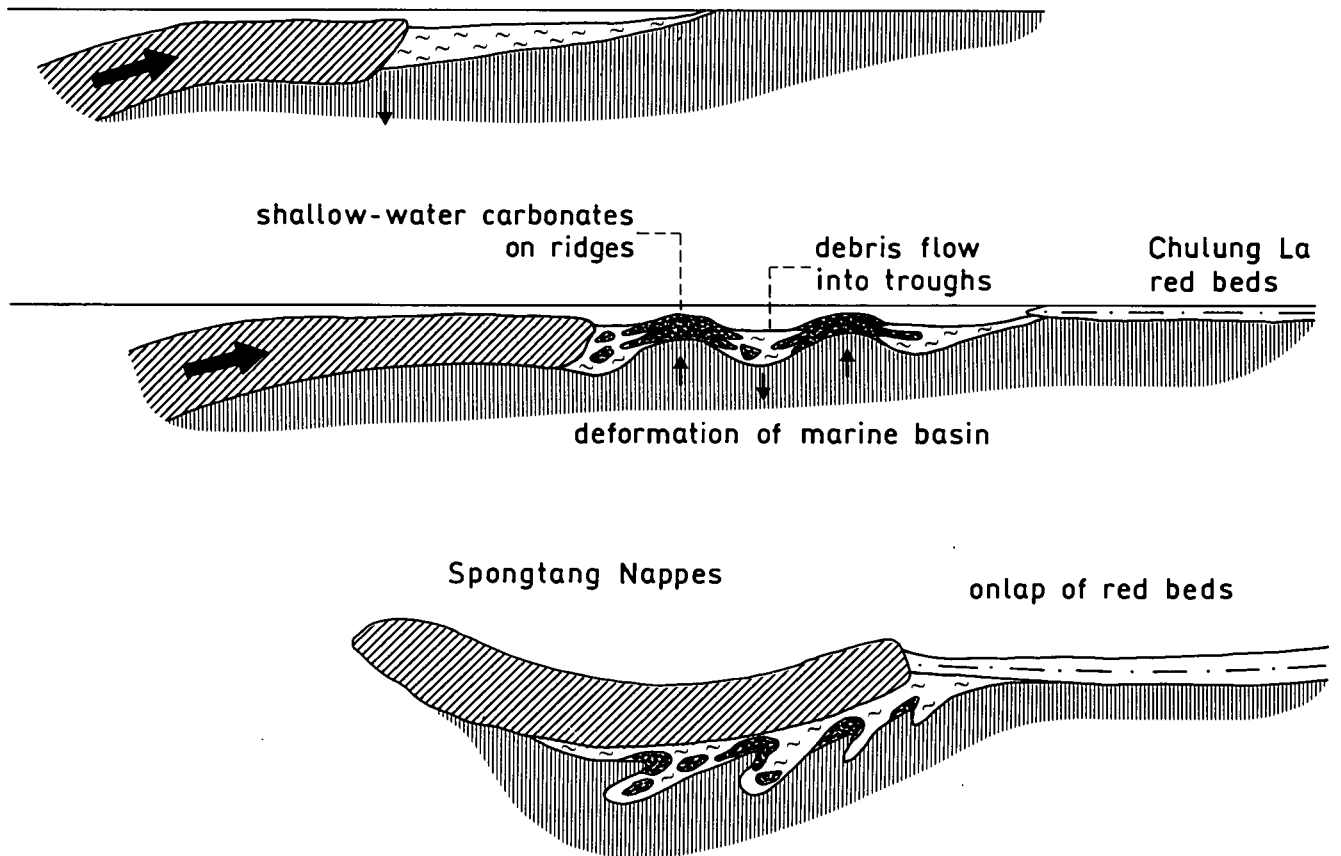


Fig. 10.
Model of the Eocene evolution of the Zaskar Shelf.

Sample 39

– bivalves: only ostrea

Sample 40

– gastropods (very small), few ostracods

These strata characterized by low diversity and poor fossil content indicate the end of marine sedimentation in Zanskar. Unfortunately, the organisms associations do not contain any fossil useful for an exact time determination.

In the series 5) lenticular bodies (3–6 m) of allochthonous blue limestone are observed. They show carbonates of various facies mixed up in a debris flow: poor or abundant in fossils, algal breccias, coral, crinoid, echinoid, sponge and ostrean limestones. Inbetween these components green clays are found.

Gryphaea shell beds and crinoid echinoid limestones were observed also in situ.

It is significant that series 5) which forms the top of the Kong Slates shows increasing green colours if traced southeastwards. The slates and sandstones, which form the matrix of the carbonate breccia lenses, become greenish. This indicates a lateral passage into the basal green horizons of the Chulung La Slates.

- 6) The thick-bedded sandstones at the top of the Kong Slates are overlain by purple and green Chulung La Slates, which form the core of the syncline. Their thickness is estimated 50–100 m.

The above Kong Slate occurrence shows slate – nummulitic limestone alternations in the lower part, towards the top the series becomes turbiditic, rich in fine-grained sandstones and most of the allochthonous limestone breccias occur in this upper part. Further there are indications that the topmost portion of the Kong Formation passes laterally into the Chulung La Formation. Thus the two formations are time equivalent only in part, in as much as the Chulung La Slates are in their major portions younger.

For the Eocene facies pattern we propose the following model (Fig. 10). After the collision with Eurasia and obduction along the Indus Suture Zone thrust masses slipped onto the Indian passive margin. The Spongtag allochthonous mass slumped onto the Zanskar Shelf and it may be assumed that by its weight a depression formed around the Spongtag Klippe.

Actually the Kong Formation is found only around this mass indicating that marine conditions persisted just there. Sedimentation, however, synchronous with the tectonic processes took place on unstable ground. Troughs and ridges formed and probably changed their position. On sills there was rich development of biogenic carbonates in warm shallow water. Tectonic unrest triggered sediment avalanches, which slumped as debris flows into the muddy environment of adjoining furrows. Finally the marine Lower Eocene sediments were overthrust and the Chulung La red beds formed in a wide fluvio-deltaic environment in front of the Spongtag Klippe (GARZANTI et al., 1987). We should like to stress that the Chulung La Formation is confined to SW Zanskar. There is no instance of Chulung La Slates underlying the Spongtag Klippe, they are only found in front of this thrust mass. Only the Kong Slates are underlying this klippe, which indicate that this formation was deposited during the emplacement, the Chulung La Slates however after this

event. The folding of the Zanskar Shelf put an end to sedimentation in the Tethyan Zone.

4. Sedimentary Evolution and Geodynamics in the Cretaceous – Early Tertiary

The above considerations on Eocene facies distribution already showed the intimate connection with geodynamic processes. In this chapter we will discuss the Cretaceous – Lower Eocene sedimentary evolution and its causes and give a review.

We should like to stress that the Cretaceous – Early Tertiary sedimentary development in Zanskar seems to be representative for large portions of India's northern margin. The sedimentary history, especially from the Maestrichtian to the end of marine sedimentation in the Lower Eocene resembles very much the situation in S-Tibet (WILLEMS, 1987). Particularly in the area of Gamba (less distinct in Tingri area) many corresponding shallow-water environment microfacies types can be recognized: The Maestrichtian Marpo Limestone Member has its time equivalent counterpart in the fossiliferous Limestone Members II and III of the Zongshan Formation, except the occurrence of several remarkable rudist buildups in the Gamba section. The equivalent of the Stumpata Quartzarenite at the Cretaceous/Tertiary boundary is the Jidula Formation of Gamba, which at that locality consists of three Members, the lower and the upper quartz sandstone Members I and III which are separated by a black bituminous limestone (Member II) with a few dasycladacean and udoteacean algae. The Paleocene Dibling Limestone Member of Zanskar is comparable to the Middle Paleocene to Ilerdian Zongpu Group of Gamba, respectively the Thanetian to Lutetian Zeburi Shan Formation of Tingri, with special regard to the assemblages of larger foraminifera.

Throughout the Mesozoic sedimentation was rather uniform all over the Zanskar Shelf. Rare facies changes are easily explained by the distance from the source area, the gentle northward sloping of the shelf or slight differences in depth along the shelf. With the Mid-Cretaceous a conspicuous diversity of facies develops. But not after a major unconformity in the topmost Albian (GARZANTI et al., 1987, p. 299), which does not exist: the Lower Cretaceous Giupal Sandstone reaches locally up into the Late Cenomanian (GAETANI et al., 1986); in other places the pelagic limestones commence as early as in the Albian and range up into various stages of the Upper Cretaceous (BAUD et al., 1982; FUCHS, 1987). There must be another cause for this diversification of facies.

On the basis of palaeomagnetic studies in the Gamba area of southern Tibet APPEL (1989) and APPEL & LI (1988) came to the result that the Upper Cretaceous – Paleocene series deposited on the northern margin of the Indian Continent gave palaeolatitudes about 2000 km N from the position to be expected from India's wander path (Fig. 11). From Fig. 11 there is some palaeomagnetic indication that the northern margin of the Indian Continent was extended in course of the drift (APPEL, pers. comm.). Tension tectonics becoming active with India's drift explain the facies diversification in the Mid-Cretaceous in an excellent way

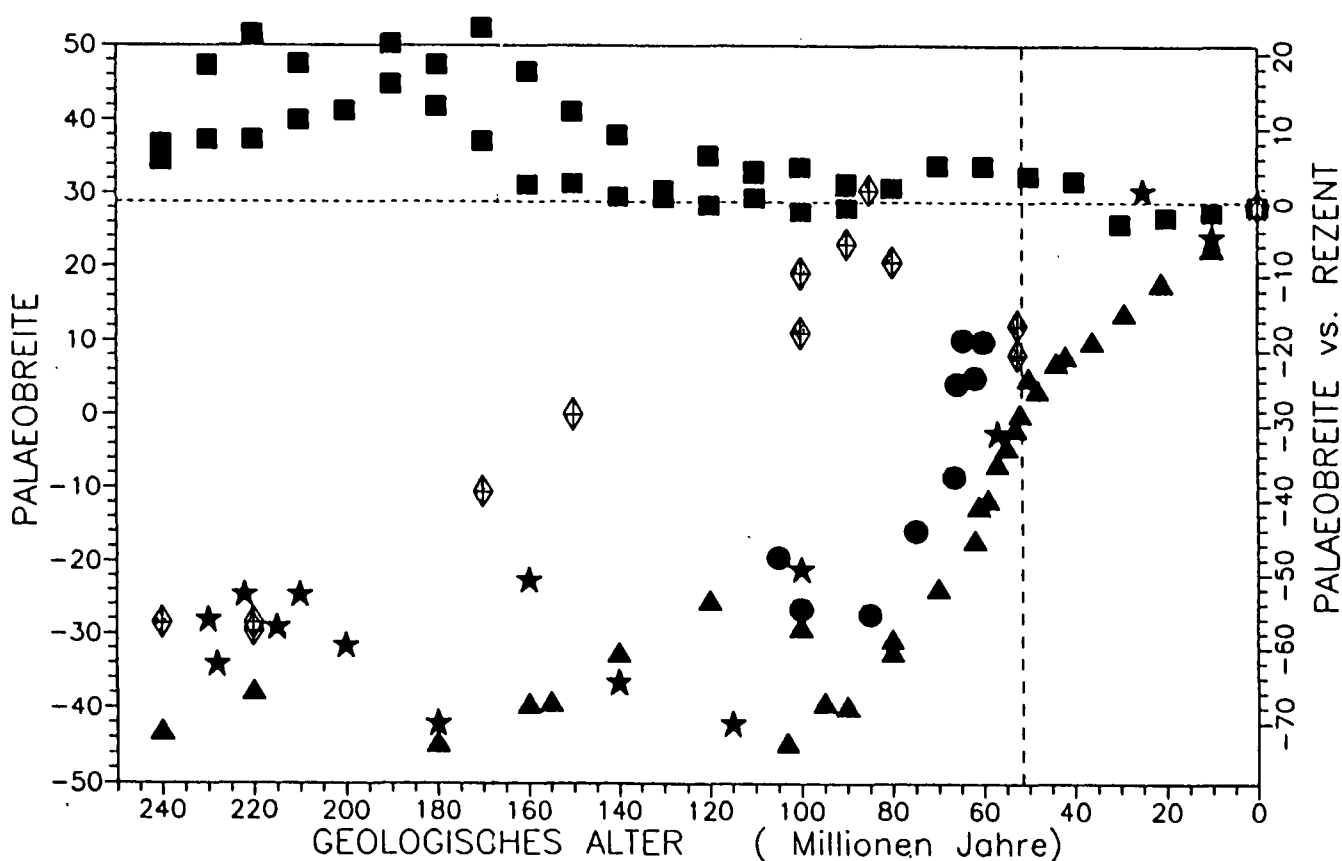


Fig. 11. Palaeolatitudes for the Indian Continent (triangles), Eurasia (squares), Lhasa Block (rhombs), Tethys Himalaya (without Gamba, stars) and Gamba (full circles) as a function of the geological age (250–0 m.a.). From APPEL (1989, Fig. 11.1). All values calculated for Gamba (28.3° N, 88.5°E); data from literature referred in APPEL (1989, 89–90). Note that the palaeolatitudes of the Late Cretaceous–Paleocene series of Gamba are far ahead from the position to be expected from their sedimentation on the northern margin of India..

(Fig. 13). The crust beneath the Tibetan Zone extended not harmoniously. Less extended blocks of the shelf formed the pelagic plateaus and sills, where far away from land the couches rouges scaglia (Shillakong) facies was deposited. Where extension was large basins developed with either starvation (Chikkim Limestone) or increased influx of detritus from the craton and adjacent sedimentaries (Kangi La Fm.). The latter trough acted as a trap for the detritus derived from the craton and kept it away from central and northern Zanskar.

Further away from the craton euxinic, silty sedimentation prevailed in the deeper troughs (Lamayuru, Goma Shales). From the fact that the couches rouges facies is succeeded by the dark euxinic facies at different times from place to place, it may be concluded that also the stable blocks successively submerged. Finally, in the Maestrichtian all sills disappeared and the euxinic Lamayuru basin facies became connected with the Kangi La basin in the SW.

This spreading of basin facies all over the Zanskar Shelf was accepted by FUCHS (1982) as indication of

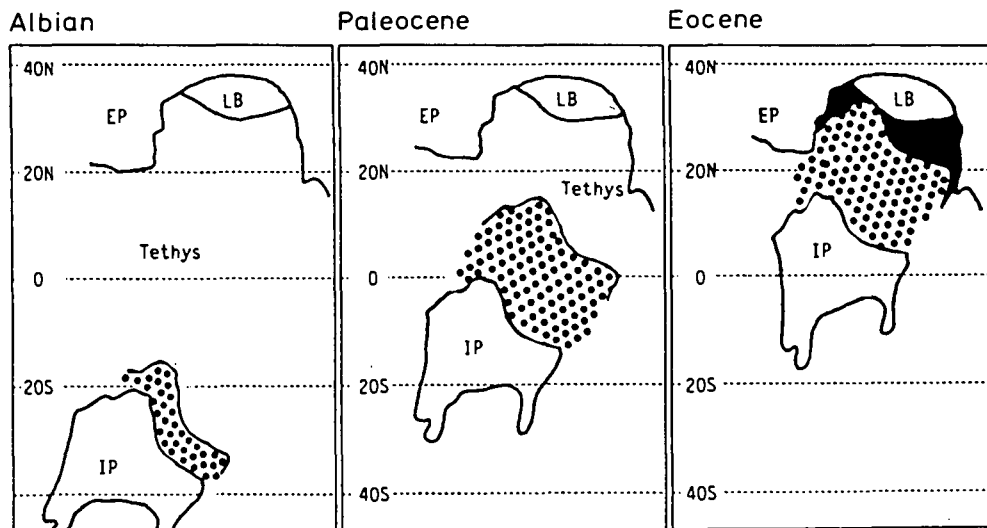


Fig. 12. The northern margin of the Indian Continent (pointed area in Paleocene and Eocene times, as deduced from the results of Gamba and literature. From APPEL (1989, Fig. 4.4). IP = Indian Continent; EP = Eurasian Continent; LB = Lhasa Block; ITS = Indus-Tsangpo Suture. The shapes of India and Eurasia (Lhasa Block resp.) correspond to their recent geometry. The continents are separated along the ITS. Other boundaries follow the 500 m bathymetric line. The northern boundary of the pointed area runs through the position of Gamba as calculated from palaeolatitudes and is drawn parallel to the northern boundary of India (ITS). Rotations of India and Eurasia are considered. The black area is the remaining space between the Lhasa Block and India (calculated) at the initial collision of India and Eurasia about 50 m. a. ago. It is assumed that the southern boundary of the Lhasa Block corresponds to the recent one. Note that according to this concept collision of India with an island arc in equatorial latitudes as suggested by KLOOTWIJK et al. (1979) is to be expected already in Maestrichtian–Paleocene times.

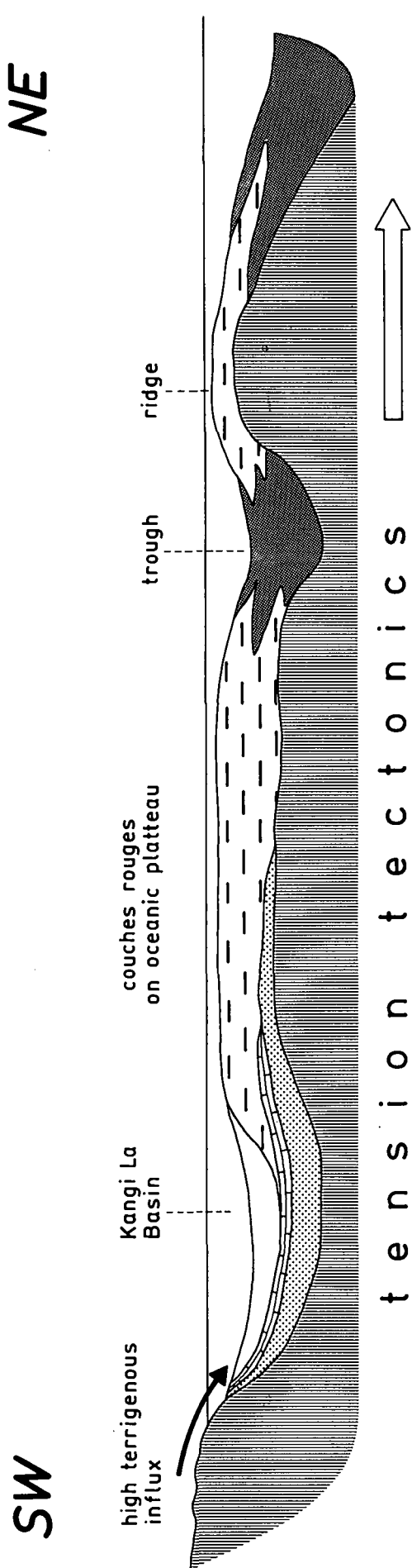


Fig. 13. Upper Cretaceous disintegration of the Zaskar Shelf. Basins open in tension zones, euxinic facies or are filled with thick clastic series. Stable blocks form oceanic plateaus with couches rouges deposition

flexural downwarp just in front of the Indus Subduction Zone. Here we touch a major problem: According to palaeomagnetic data India was then still S of the equator and separated by 2500–3000 km from Eurasia according to PATRIAT & ACHACHE (1984) for the collision time 50 m.a. (anomaly 22). On the other hand there are series of arguments in favour of Late Cretaceous tectonic activity along the Indus Tsangpo Suture Zone: Orogenic sediments such as the wild flysch of Photak La (FUCHS, 1982) and ophiolitic melanges at the base of the Spong tang Klippe (COLCHEN & REUBER, 1987) suggest intraoceanic tectonics already in the Upper Cretaceous. According to BURG (1983) and PROUST et al. (1984) the block flysch or wild flysch of Tibet contains folded Mesozoic blocks, rocks from the Tethyan Zone as well as from the ophiolite belt in a matrix yielding Maestrichtian forams. This documents pre-Maestrichtian obduction. Being aware of the discrepancy with the results of palaeomagnetism these authors propose three alternative models implying the existence of more than one subduction zone.

In Ladakh BROOKFIELD & REYNOLDS (1981) observed undeformed syenite intruding folded ophiolitic melange and Dras Volcanics. As the syenite gave an age of 82 m. a., Late Cretaceous emplacement of the country rocks was inferred. These authors see the cause of the Late Cretaceous tectonics in the collision of India with the Dras Island Arc.

SEARLE (1983, 1986) and SEARLE et al. (1988) insist on pre-collision obduction at 80 to 60 m. a. ago. They argue that the ophiolite nappe of Spong tang – a slice of Tethyan ocean floor – must have been emplaced on the Zaskar Shelf before the closure of the Tethyan ocean. Such early emplacement of the Spong tang Klippe is ruled out by the arguments of GARZANTI et al. (1987, p. 301, 302) and the Eocene series underlying the Klippe (FUCHS, 1982; KELEMEN et al., 1988), but we agree with Late Cretaceous orogenic movements along the subduction zone.

All the above arguments in favour of Late Cretaceous obduction seem in contradiction to palaeomagnetic results (KLOOTWIJK, 1979, 1984; KLOOTWIJK et al., 1979, 1985; PATRIAT & ACHACHE, 1984, and many others). India was then more than 2000–3000 km S of Eurasia, how should such early collision be possible?

In our view there is no contradiction if we consider the following points:

- 1) On the basis of collision related secondary magnetization components KLOOTWIJK et al. (1985, p. 177) propose initial suturing in the Ladakh sector as early as in the Lower Paleocene (62–60 m. a.) and in equatorial latitudes.
- 2) India first collided with the trench arc system and then this composite unit drifted over more than 10° of latitude until final collision with Eurasia (KLOOTWIJK et al., 1979).
- 3) APPEL (1989, Figs. 4.1 and 4.4; Figs. 11, 12 in this paper) calculated the palaeolatitudes of the Upper Cretaceous – Paleocene series of Gamba (S Tibet) deposited on the northern margin of the Indian Continent. Their values are systematically 1000 and 2000 km respectively N from the positions to be expected from their deposition on the passive margin of India. The drift path of India is well established from Peninsular rocks and especially for 70–0 m.a. from India – Eurasia relative motion (summarized by KLOOTWIJK, 1985, and VERMA, 1989).

APPEL's results suggest that the crust of India's northern margin was extended towards the N. Such a process is supported by Late Cretaceous facies diversification (see Fig. 13). As the drift positions of India are based mainly on data from Peninsular and the Indian Ocean, it may be expected from the above new results that India's leading edge collided much earlier than previously assumed.

Taking into account these points it appears not unlikely that the leading edge of India approached the subduction zone as early as in the Upper Maestrichtian. The collision with the trench island arc system in Late Maestrichtian – Paleocene times caused deformation along the suture zone (secondary magnetization at 62–60 m. a. found by KLOOTWIJK et al. [1985], orogenic sediments etc.). However, the orogenic processes were confined to the suture zone.

Zanskar was not involved in the orogeny before the Early Eocene when final collision occurred between the India-island arc welded unit and Asia. Then thrust masses were squeezed from the already deformed suture zone and slumped onto the Zanskar Shelf. It was then that clastic sediments on the shelf showed ophiolitic source for the first time (GARZANTI et al., 1987). Another proof for such late emplacement of the Spongtag thrust mass are the Early Eocene rock series underlying this klippe (see chapter 3.3.).

The change from basin facies to shallow water sedimentation on the Zanskar Shelf in Upper Maestrichtian resp. Paleocene times appears to be related with initial collision with the island arc. India and the attached trench-island arc system drifted further N until the collision with Eurasia and final suturing. During this drift sedimentation on the Zanskar Shelf was undisturbed by tectonic processes as shown by the character of the Paleocene formations. There is also no indication of further tension tectonics like those observed in the Upper Cretaceous.

The Lower Eocene collision between India and the Asian continental mass involves also the Zanskar Shelf in the orogeny. Sedimentaries of the continental slope and adjoining basin (Lamayuru Unit), deformed portions of the trench arc system (Dras–Nindam Unit) and ophiolites-ultramafics of the oceanic crust were squeezed out of the Indus Suture Zone and slumped onto the Zanskar Shelf. Probably these units were deformed when the island arc was attached to the Indian Continent, but the emplacement onto Zanskar occurred not before the collision with Eurasia in the Eocene. Contrary to SEARLE's suggestion of a Late Cretaceous emplacement of the Spongtag Klippe (1986; SEARLE & COOPER, 1988), GARZANTI et al. (1987) stress that all clastic sediments of Upper Cretaceous to Upper Paleocene age received terrigenous detritus from the craton in the S. There is no indication of an ophiolitic derivation, which should be expected in the case of the Spongtag Klippe resting on the northern parts of Zanskar since the Maestrichtian. With the Lower Eocene, however, there is a marked change:

The Kong as well as Chulung La Slates are rich in volcanic detritus derived from an ophiolitic source. Other arguments against SEARLE's view are advanced by KELEMEN et al. (1988).

The thrust masses from the Indus Suture Zone did not form continuous nappes but isolated glide masses (FUCHS, 1982). The occurrence of the Kong Formation

only near the Spongtag Klippe suggests that this thrust mass by its weight caused a depression of the shelf where the marine facies persisted (Fig. 10). Due to the active orogeny the deposition area of the Kong Formation was highly unstable: Sills formed on which biogenic carbonates were produced and slipped as debris flows into troughs with muddy-turbiditic conditions. The major part of the deposition area of the Kong Formation was successively overridden by the Spongtag Klippe. SW of the latter in the Chulung Valley the change from Kong to Chulung La facies can be observed. There the Kong Formation passes upwards into a zone rich in fine-grained turbiditic sandstones which is followed by the green and red Chulung La Slates. These terrigenous red beds probably represent the Eocene in southwestern Zanskar. GARZANTI et al. (1987, Fig. 8) report an unconformity from the base of the Chulung La Slates at Dibling. As far as the Kong Slates are not represented in the Dibling C Member of NICORA et al. (1987) they may correspond with the gap beneath the named unconformity. From our experience from the Chulung Valley we envisage a deposition of the Kong Formation during the emplacement of the Spongtag Klippe. The Chulung La Slates formed in a wide fluvio-deltaic plain in front of the Spongtag Klippe after its emplacement.

After the deposition of the Chulung La Slates the sequence of the Zanskar Shelf was folded, which put an end to the long and rather complete sedimentary history of the Tethyan Zone.

Acknowledgement

Our research was subsidized by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (D.F.G., Project Wi 725/5–1) for which we are very much obliged.

We are very thankful to Doz. Dr. E. APPEL (Geophysical Institute, University of Munich) for critical reading of the paper and constructive suggestions. Doz. Dr. W. PROHASKA (Geoscience Institute, Montanuniversität Leoben) kindly examined ore samples by microprobe and Dr. O. SCHERMANN (Geological Survey of Austria, Vienna) discussed with us their origin. To both colleagues we are very much obliged.

Last, but not least we want to thank the members of the drawing department of the Geological Survey of Austria for the preparation of the plates and figures.

References

- APPEL, E.: Paläomagnetik von Sedimenten aus dem Tethys-Himalaya von Gamba/Süd-Tibet: Aspekte zur geotektonischen Entwicklung des Himalayas. – Habilitationsschrift Geowiss. Fak., Univ. München, 110 p., München 1989.
- APPEL, E. & LI HUAMEI: The Northern Edge of the Indian Plate from Albian to Paleocene. – Himalayan–Karakoram–Tibet Workshop Meeting, Abstracts, p. 10, Lausanne 1988.
- 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 1978.
- BAUD, A., ARN, R., BUGNON, P., CRISNEL, 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), 24/2, 341–361, Paris 1982.
- BROOKFIELD, M.E. & REYNOLDS, P.H.: Late Cretaceous emplacement of the Indus suture zone ophiolite mélanges 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.

- 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. & REUBER, I.: Obduction of the Spongtang Klippe traced by the stratigraphic data of the underlying melange, Ladakh-Himalaya. – *Terra cognita*, **7**, p. 111, Strasbourg 1987.
- FUCHS, G.: The Geology of Western Zaskar. – *Jb. Geol. B.-A.*, **125/1-2**, 1–50, Wien 1982.
- FUCHS, G.: The Geology of the Markha-Khurnak Region in Ladakh (India). – *Jb. Geol. B.-A.*, **128/3+4**, 403–437, Wien 1986.
- FUCHS, G.: The Geology of Southern Zaskar (Ladakh) – Evidence for the Autochthony of the Tethys Zone of the Himalaya. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130/4**, 465–491, Wien 1987.
- 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. Ital. Paleont.*, **89/1**, 81–118, tav. 7–10, Milano 1983.
- GAETANI, M., CASNEDI, R., FOIS, E., GARZANTI, E., JADOUL, F., NICORA, A. & TINTORI, A.: Stratigraphy on the Tethys Himalaya in Zaskar, Ladakh. – *Riv. Ital. Paleont.* **91/4**, 443–478, Milano 1986.
- GARZANTI, E., BAUD, A. & MASCLE, G.: Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India). – *Geodinamica Acta*, **1**, 4/5, 297–312, Paris 1987.
- GARZANTI, E., HAAS, R. & JADOUL, F.: Ironstones in the Mesozoic passive margin sequence of the Tethys Himalaya (Zaskar, Northern India): sedimentology and metamorphism. – In: YOUNG, T.P. & TAYLOR, W.E.G. (eds.): *Phanerozoic Ironstones*, *J. Geol. Soc. Spec. Publ. No. 46*, 229–244, London 1989.
- KELEMEN, P.B., REUBER, I. & FUCHS, G.: Structural evolution and sequences of thrusting in the High Himalayan, Tibetan-Tethys and Indus Suture zones of Zaskar and Ladakh, Western Himalaya: discussion. – *Jour Struct. Geol.* **10** (1), 129–132, G. B. 1988.
- KLOOTWIJK, C.: A review of paleomagnetic data from the Indo-Pakistani fragment of Gondwanaland. – In: FARAH, A. & DE JONG, K. (eds.): *Geodynamics of Pakistan*, 41–80, Quetta (Geological Survey of Pakistan) 1979.
- KLOOTWIJK, C.T.: A review of India Phanerozoic Palaeomagnetism: Implications for the India-Asia Collision. – *Tectonophysics*, **105**, 331–353, Amsterdam (Elsevier) 1984.
- KLOOTWIJK, C.T., CONAGHAN, P.J. & POWELL, C.Mc.A.: The Himalayan arc: large scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading. – *Earth and Planetary Science Letters*, **75**, 167–183, Amsterdam (Elsevier) 1985.
- 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 Planetary Science Letters*, **44**, 47–64, Amsterdam (Elsevier) 1979.
- NICORA, A., GARZANTI, E. & FOIS, E.: Evolution of the Tethys Himalaya continental shelf during Maastrichtian to Paleocene (Zaskar, India). – *Riv. Ital. Paleont.*, **92**, 439–496, Milano 1987.
- PATRIAT, P. & ACHACHE, J.: India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. – *Nature*, **311**, 615–621, London 1984.
- PROUST, F. et al.: Succession des phases de plissement sur une transversale du Tibet meridional, implications géodynamiques. – In: MERCIER & LI GUANGGEN (eds.): *Miss. Franco-Chinoise au Tibet 1980*, 385–392, Paris (CNRS) 1984.
- SCHAUB, H.: Nummulites et Assilines de la Tethys paléogène. Taxonomie, phylogénèse et biostratigraphie. – *Schweiz. Paläont. Abh.*, **104**, 238 pp., Basel 1981.
- SEARLE, M.P.: Stratigraphy, structure and evolution of the Tibetan-Tethys zone in Zaskar and the Indus suture zone in the Ladakh Himalaya. – *Transactions Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **73**, 205–219, Edinburgh 1983.
- SEARLE, M.P.: Structural evolution and sequence of thrusting in the High Himalayan, Tibet-Tethys and Indus suture zones of Zaskar and Ladakh, Western Himalaya. – *Jour. Struct. Geol.*, **8** (8), 923–936, G. B. 1986.
- SEARLE, M.P., COOPER, D.J.W. & REX, A. J.: Collision tectonics of the Ladakh-Zaskar Himalaya. – *Phil. Trans. Royal Soc. Lond.* **A326**, 117–150, London 1988.
- SEARLE, M.P. & COOPER, D.J.W.: Structural evolution of the North Indian shelf sediments in the Zaskar Range, NW India. – Abstracts, Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop Meeting, **40**, Lausanne 1988.
- SINHA, A.K. & SRIVASTAVA, R.A.K.: On the occurrence of glauconite with radiolarites in the flysch sediments of Malla Johar area in Higher Himalaya and its significance in tectonics and sedimentation. – *Himal. Geol.* **8** (2), 1042–1048, Dehra Dun 1978.
- SINHA, A.K. & SRIVASTAVA, R.A.K.: Sangcha Malla orogenic pulse. A new epirogenic Mid-Cretaceous cycle in the Himalayan tectonism. – In: SRIVASTAVA, R.A.K. (ed.): *Glauconite: Form and Function*, 209–219, New Delhi (Today and Tomorrow's Printers and Publishers) 1986.
- VERMA, R. K.: Palaeomagnetism of Rocks from Indian Peninsula and the Himalaya: Implications of Continental Drift and India-Asia Collision, a review. – In: SAKLANI, P. S. (ed.): *Himalayan Mountain Building*, 163–198, New Delhi (Today and Tomorrow's Printers and Publishers) 1989.
- WILLEMS, H.: Faziesentwicklung der Ober-Kreide und des Alt-Tertiär im Tethys-Himalaya von Süd-Tibet (Xizang Autonomus Region, VR China). – Unveröff. Habilitationsschrift Fachber., Geowissenschaften Univ. Frankfurt, 367 pp., Frankfurt 1987.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. April 1990.

Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon

Von LUTZ HERMANN KREUTZER*)

Mit 35 Abbildungen, 3 Tabellen und 9 Tafeln

Kärnten
Karnische Alpen
Devon
Mikrofazies
Stratigraphie
Conodonten
Riffe
Paläogeographie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 197

Inhalt

Zusammenfassung	277
Abstract	277
1. Einleitung	277
1.1. Lage des Arbeitsgebietes	278
1.2. Geologische Situation	278
2. Arbeitsmethoden	279
2.1. Geländearbeiten	279
2.2. Laborarbeiten	279
3. Mikrofazies-Typen	280
3.1. 1. MF-Typ 1: Bioklastischer Wackestone	280
3.1. 2. MF-Typ 2: Rindenkorn-Grainstone	280
3.1. 3. MF-Typ 3: Peloid-Pack-/Grainstone	281
3.1.3.1. MF-Typ 3a: mit Bioklasten	281
3.1.3.2. MF-Typ 3b: mit Parathuramminacea	281
3.1. 4. MF-Typ 4: Loferit	282
3.1.4.1. MF-Typ 4a: Pel-sparitischer Loferit	282
3.1.4.2. MF-Typ 4b: Mikritischer Loferit	282
3.1. 5. MF-Typ 5: Boundstones	283
3.1.5.1. MF-Typ 5a: Bafflestones	283
3.1.5.2. MF-Typ 5b: Framestones	283
3.1.5.3. MF-Typ 5c: Bindstones	283
3.1. 6. MF-Typ 6: Riffschuttbreccie	284
3.1. 7. MF-Typ 7: Lamellierter Peloid-Grainstone	284
3.1. 8. MF-Typ 8: Pelagischer Mudstone	285
3.1. 9. MF-Typ 9: Lithoklasten-Breccien	286
3.1.10. MF-Typ 10: Brachiopoden-Pack-/Floatstones	286
3.2. Beziehungen und Ähnlichkeiten zwischen den Mikrofazies-Typen	286
4. Fossilinhalt	287
4.1. Flora	287
4.1.1. Algen	287
4.1.1.1. Problematische Algen	287
4.1.1.1.1. <i>Renalcis turbitus</i>	287
4.1.1.1.2. <i>Devonoscalae tatarstanicae</i>	287
4.1.1.2. Girvanellen	287
4.1.1.3. Dasycladaceen	287
4.2. Fauna	287
4.2.1. Protozoen	287
4.2.1.1. Radiolarien	287
4.2.1.2. Foraminiferen	287
4.2.2. Metazoen	288
4.2.2.1. Coelenteraten	288
4.2.2.1.1. Korallen	288
4.2.2.1.1.1. Korallen im Emsium	288
4.2.2.1.1.2. Korallen im Eifelium	288
4.2.2.1.1.3. Korallen im Givetium	288
4.2.2.1.2. Stromatoporen	288

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. LUTZ H. KREUTZER, Lehr- und Forschungsgebiet für Geologie und Paläontologie der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen, Lochnerstraße 4-20, D-5100 Aachen.

4.2.2.2.	Mollusken	288
4.2.2.2.1.	Lamellibranchiaten	288
4.2.2.2.2.	Gastropoden	288
4.2.2.2.3.	Cephalopoden	288
4.2.2.2.4.	Dacryoconariden	288
4.2.2.3.	Bryozoen	288
4.2.2.4.	Brachiopoden	288
4.2.2.5.	Arthropoden	289
4.2.2.5.1.	Trilobiten	289
4.2.2.5.2.	Ostracoden	289
4.2.2.6.	Echinodermen	289
4.3.	Spurenfossilien	289
4.4.	Conodonten	289
4.4.1.	Conodonten des Unter- und Mitteldevons	289
4.4.2.	Conodonten des Oberdevons	289
4.5.	Floren- und Faunenbeziehungen	290
5.	Stratigraphie	290
5.1.	Conodontenstratigraphie	290
5.1.1.	Unter- und Mitteldevon	290
5.1.2.	Oberdevon	290
5.1.2.1.	Nicht brecciöse Gesteine	290
5.1.2.2.	Resedimente	291
5.2.	Stratigraphische Grenzen	291
5.2.1.	Die Grenze Silur/Devon	291
5.2.2.	Die Grenze Lochkovium/Pragium	291
5.2.3.	Die Obergrenze Pragium	292
5.2.4.	Die Grenze Emsium/Eifelium	292
5.2.5.	Die Grenze Eifelium/Givetium	293
5.2.6.	Die Grenze Givetium/Frasnium	293
5.2.7.	Die Grenze Frasnium/Famennium	293
5.2.8.	Die Grenze Devon/Karbon	293
5.2.9.	Die Untergrenze der Hochwipfelformation	294
5.3.	Riffsterben	294
6.	Profile	294
6.1.	Übersicht der Profile	294
6.2.	Profile der Kellerwanddecke	295
6.2.1.	Seewarte	294
6.2.2.	Hohe Warte	296
6.2.3.	Kellerspitzen	297
6.2.4.	Kollinkofel	298
6.3.	Profile der Cellondecke	299
6.3.1.	Untere Kellerwand	299
6.3.2.	Cellon	300
6.4.	Profildarstellungen	306
6.4.1.	Bemerkungen zu den Formationsnamen	306
7.	Faziesräume	306
7.1.	Hinterriff	306
7.1.1.	Küste	306
7.1.2.	Intertidale Fazies	306
7.1.3.	Crinoiden-Rindenkornfazies	306
7.2.	Riff-Fazies	308
7.3.	Vorriff-Fazies	308
7.3.1.	Detritus aus Riff- und Hinterriff	308
7.3.2.	Übergangsfazies	308
7.4.	Pelagische Fazies	308
7.4.1.	Karbonatschlamm	308
7.4.2.	Lithoklastische Fazies	308
7.5.	Mächtigkeiten	309
8.	Diagenese	311
8.1.	Destruktive Diagenese	311
8.1.1.	Biologische Erosion	311
8.1.2.	Mechanische Erosion	311
8.1.3.	Drucklösung	311
8.2.	Konstruktive Diagenese	311
8.2.1.	Isochemische Diagenese	311
8.2.2.	Allochemische Diagenese	311
8.2.2.1.	Frühdiaogenetische Dolomitisierung	311
8.2.2.2.	Spätdiaogenetische Dolomitisierung	311
8.2.2.3.	Authigene Minerale	312
9.	Tektonik und Paläogeographie	312
9.1.	Beziehungen zu benachbarten Gebieten	312
9.2.	Rückrotation des Zentralkarnischen Bogens	313
9.3.	Bedeutung des Deckenbaues	313
9.4.	Ältere paläogeographische Vorstellungen	315
9.5.	Faziesverteilung in Kellerwand- und Cellondecke	316
9.6.	Paläogeographische Rekonstruktion	318
	Dank	322
	Literatur	340

Zusammenfassung

Mit mikrofaziellen, stratigraphischen und tektonischen Methoden wurde das Devon des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon im Zusammenhang mit den angrenzenden Gebieten untersucht. Es wurden 14 Profile unter Anwendung alpinistischer Methoden aufgenommen, später zehn Mikrofazies-Typen mit sieben Untertypen differenziert. Conodontenproben und Riff-Fossilien lieferten Daten zur stratigraphischen Einteilung.

Aus früheren Arbeiten geht hervor, daß im Westen an der Seewarte die devonischen Gesteine in Flachwasser-Fazies und am Cellon in Vorriff- bis pelagischer Fazies ausgebildet sind. Der Kellerwand-Hohe Warte-Zug wurde interpoliert und dementsprechend als Übergang zwischen den Faziesräumen angesehen, wobei das Vorhandensein von zwei Teildecken und deren Überschiebungsweite als unbedeutend angesehen wurden. Deshalb wurde zwangsläufig auf einen Fazieswechsel von Westen nach Osten geschlossen. Fazielle Untersuchungen ergaben jedoch im Rahmen der vorliegenden Arbeit, daß

die beiden Teildecken zwei Faziesdecken sind: Die Kellerwanddecke liegt in Hinterriff- oder Riff-Fazies mit mehr als 150 Meter mächtigen givetischen Riffkalken vor, die liegende Cellondecke in Übergangs- bis pelagischer Fazies.

Die Überschiebung erfolgte von Südsüdwesten nach Nordnordosten. Nach Rückbewegungen der komplizierten Tektonik (Abb. 33) ergibt sich eine klare Süd-Nord-Tendenz für die fazielle Verteilung. Der fazielle Wechsel in den Kellerwänden von Westen nach Osten ist im Vergleich dazu untergeordnet. Auf der Basis der Faziesverteilung, Stratigraphie, Tektonik und Analogien zu benachbarten Gebieten wurde eine Paläogeographische Rekonstruktion für den Zentralkarnischen Hauptkamm entwickelt (s. Abb. 33-35).

Trotz aller geländebedingten Schwierigkeiten bei der Probennahme und der struktur- und fossilzerstörenden Überprägung konnte mit den hier vorliegenden Ergebnissen eine schmerzliche Lücke in der Kenntnis der Karnischen Alpen geschlossen werden.

Microfacies, Stratigraphy and Paleogeography of the Central Carnic Alps between Seewarte and Cellon

Abstract

By a combination of microfacies analysis, stratigraphical and tectonical methods, the Devonian of the central Carnic Alps between Seewarte and Cellon was investigated in comparison with neighbouring areas. 14 profiles were taken, which were only accessible by alpinistic methods. 10 microfacies-types with 7 subtypes could be distinguished. Conodont samples and reef-fossils provided data for stratigraphical classification.

Previous workers suggest that the Devonian rocks in the western Seewarte area developed in subtidal facies and in the eastern Cellon area, in fore reef to pelagic facies. The central Kellerwand and Hohe Warte was believed to represent an east-west orientated transition between the different facies types. The influence of the two subordinate nappes (Cellon subordinate-nappe and Kellerwand subordinate-nappe) was considered unimportant. As a result all further workers suggested a facies differentiation from the west to the east. New

investigations discussed in this paper indicate that both the subordinate nappes are facies nappes: The Kellerwand nappe is developed in intertidal, back-reef or reef facies with more than 150 meters of givetian reefs, the Cellon nappe in transition or pelagic facies.

Overthrusting came from the southsouthwest. After moving back the complicated tectonics (Abb. 33) there is a obvious north-south differentiation of facies. In comparison the facies change from the west to the east in the area is unimportant.

Based upon facies differentiation, stratigraphy, tectonics and with analogies to neighboured areas, a paleogeographical reconstruction for the central Carnic Alps was developed (Abb. 33-35). In spite of the difficulties encountered while sampling vertical walls and the destruction of fossils and sediment structure by diagenesis, an important gap was filled in the geology of the Carnic Alps.

„ ... Natürlich gibt es bei der Klassifizierung solcher Naturkörper gar manche Grenzfälle, und die Zuordnung gelingt dann oft nur unter Zwang. Aber unsere Begriffe sind Verständigungsmittel und wollen keine letzten Wahrheiten sein.“

W. STRUVE, 1989

1. Einleitung

Der zentrale Teil des Karnischen Hauptkammes zwischen Seewarte im Westen und Cellon im Osten ließ bis heute immer noch Fragen hinsichtlich der Stratigraphie und der Ablagerungsräume offen. Bei der Detailkartierung (L. KREUTZER, 1986) des Kellerwandmassives wurde klar, daß die mächtigen Kalke eine faziiell vielfältige Entwicklung durch das gesamte Devon erfahren haben. Sowohl am Cellon als auch an der Seewarte wurden in früheren Arbeiten Profile aufgenommen (H. FLÜGEL, 1965; WALLISER, 1957; BANDEL, 1969; PAOHLER, 1982), am Wandfuß wurde ebenso die Geologie studiert (v. GAERTNER, 1931; SCHÖNLAUB, 1970), sogar das

in die Wände eingelagerte Eiskar hatte Begehungen zu verbuchen (FRECH, 1894; v. GAERTNER, 1931). Fraglich war immer noch die geologische Situation und die räumliche Verteilung der einzelnen Faziesräume im oberen Wandbereich des Cellons, innerhalb der gesamten Kellerwände und der Hohen Warte. Durch Profilaufnahmen mit parallel laufender Erfassung der Stratigraphie sollten offene Fragen eine Antwort erhalten.

Bei den aufgeschlossenen Flanken handelt es sich durchwegs um Nordwände. Bei einer durchschnittlichen Wandneigung von 75 bis 80 Grad bis hin zu senkrechten Wänden und einer Wandhöhe von über 1300

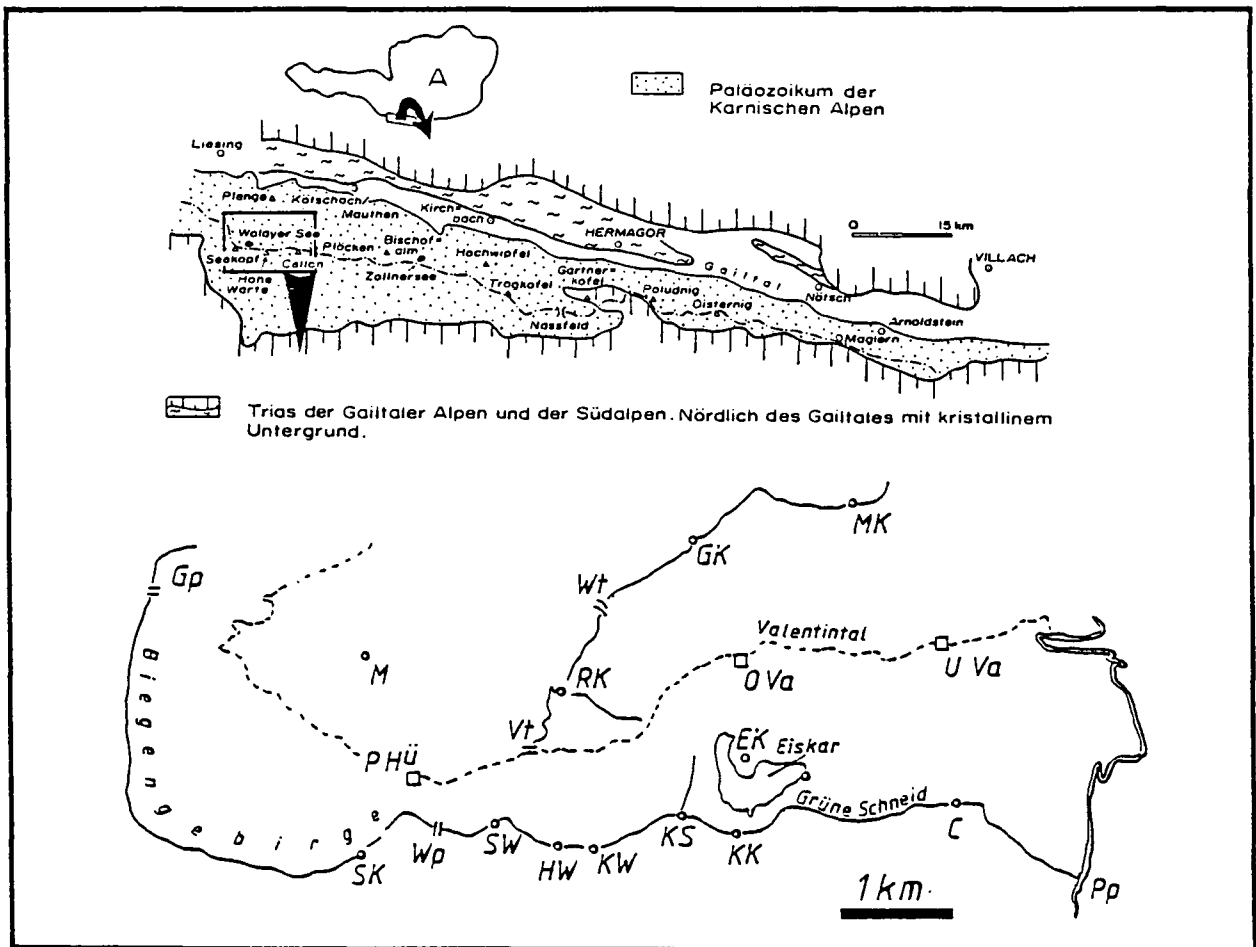


Abb. 1.
 Lage des Arbeitsgebietes (aus SCHÖNLAUB, 1984, ergänzt).
 C = Cellon; EK = Eiskarkopf; GK = Gamskofel; Gp = Giramondopaß; HW = Hohe Warte; KK = Kollinkofel; KS = Kellerspitzen; KW = Kellerwarte;
 M = Maderkopf; MK = Mooskofel; O Va = Obere Valentinalm; PHü = E.-Pichl-Hütte; Pp = Plöckenpaß; RK = Rauchkofel; SK = Seekopf; SW = Seewarte;
 U Va = Untere Valentinalm; Vt = Valentintörl; Wp = Wolayer Paß; Wt = Wodnertörl.

Meter ist an eine herkömmliche Begehung nicht mehr zu denken. Ziel sollte es sein, Profile zu beproben, wozu mögliche Begehungsrouten und Abseilstrecken erkundet werden mußten und die Erfahrungen aus der Geländearbeit der geologischen Kartierung (1984) verwendet werden sollten. Die Herstellung von möglichst vielen faziellen Großschliffen sollte Einsicht in die Umwelt- und Sedimentationsbedingungen der devonischen Lebensräume geben. Mit Conodontenproben sollte die Stratigraphie soweit geklärt werden, um eine Korrelation der lateral unterschiedlichen Fazies zu ermöglichen. Die Riff-Fauna sollte beprobt werden, um eine Liste der devonischen Rifforganismen zusammenzustellen. Von vornherein stand fest, daß die extremen Arbeitsbedingungen die Geländearbeit behindern würden.

1.1. Lage des Arbeitsgebietes

Der Zentralkarnische Hauptkamm ist ein Grenzgebirge zwischen den österreichischen Bundesländern Osttirol und Kärnten und den italienischen Provinzen Südtirol und Friaul. Das Gebirge verläuft von Sillian im Westen bis Arnoldstein im Osten. Im Norden wird es vom Gailtal, im Süden von der Carnia südlich des Val di Cadore und der Linie Tolmezzo – Tarvisio begrenzt.

Das Arbeitsgebiet liegt südlich des Ortes Kötschach-Mauthen (Kärnten). Der Plöckenpaß ist als östliche, der passo di Wolaya als westliche Grenze zu verstehen. Dazwischen erstreckt sich ein rund sechs Kilometer langer Gebirgszug mit den Gipfeln Seewarte, Hohe Warte, Kellerwarte, Kellerwandturm, westliche und östliche Kellerspitzen, Kollinkofel und Cellon (von W nach E, s. Abb. 1). Diese Berge sind mit nahezu 2800 Metern Höhe über dem Meerspiegel die höchsten Gipfel der Karnischen Alpen.

1.2. Geologische Situation

Die Karnischen Alpen gehören großtektonisch zum Südalpin. Durch die Gailtallinie werden sie vom nördlich gelegenen Ostalpin scharf abgegrenzt. Die Schichten fallen nach Süden bzw. Osten ein, wodurch im Norden bzw. Westen die relativ älteren Gesteine aufgeschlossen sind, im Süden bzw. Osten die jüngeren. Dadurch bieten die Nordwände der Berge unmittelbar südlich der Gailtallinie Einblick in das Altpaläozoikum, das im Süden von Sedimenten des Karbons und der Permotrias überlagert wird. Auf engstem Raum gibt es faziell stark unterschiedliche Ablagerungsräume, die durch tektonische Ereignisse in ihre heutige Stellung gebracht wurden.

Die ältesten biostratigraphisch datierten Gesteine haben ordovizisches Alter (Caradoc). Die Sedimentation beginnt mit Schiefen, später können eine kalkige und eine siliciklastische Fazies unterschieden werden; das Arbeitsgebiet liegt in der kalkigen Fazies innerhalb der Cellon-Kellerwanddecke, die in zwei Teildecken getrennt werden kann.

Die Trennung in siliciklastische und kalkige Fazies hält an bis ins Karbon. Die karbonatische Fazies reicht von Sedimenten des Intertidals über Riffbildungen zu pelagischen Sedimenten. Die gleichzeitige schiefrige Sedimentation vertritt die hochpelagische Beckenfazies.

Die devonischen Flachwasserkarbonate erreichen eine Mächtigkeit von über 1100 Meter. Nach dieser be-

merkenswert kontinuierlichen Phase im Devon bis einschließlich Frasnium des Zuges Kellerwand – Hohe Warte zeigen die Karbonate mit abnehmendem Alter bis zum Unterkarbon immer mehr Merkmale, die für eine zunehmende Vertiefung des Meeresbodens sprechen. Im Viséium setzt die Ablagerung des Hochwipfels ein, im Westfalium erreichen die variscisch-tektonischen Einflüsse auf dieses Gebirge ihren Höhepunkt. Die Sedimentation wird unterbrochen. Erst im jüngsten Oberkarbon setzt die Ablagerung wieder mit den Molassesedimenten der Auernigschichten ein. Im Jungpaläozoikum und in der Trias werden im Raum der heutigen Südalpen erneut Karbonate abgelagert. Mit der alpidischen Faltungsära und den glazialen Einflüssen der quartären Eiszeiten erhalten die Berge der Karischen Alpen ihr heutiges Bild.

2. Arbeitsmethoden

2.1. Geländearbeiten

Die Beprobung im Arbeitsgebiet mußte sich hauptsächlich auf vertikale Profile mit beträchtlichen Höhenunterschieden beschränken: Die Arbeitsmethoden wurden den Geländegegebenheiten angepaßt, in der Regel wurden alpinistische Methoden ersonnen. Die Schichten sind in den meisten aufgenommenen Profilen horizontal angeschnitten; daher stellten sich zwei Arbeitsmethoden als besonders geeignet heraus:

① Beprobung im direkten Aufstieg (Taf. 2/2)

Das Profil wird vom Liegenden zum Hangenden aufgenommen. Bei Begehungsrouten oberhalb des IV. alpinen Schwierigkeitsgrades (nach UIAA; s. HOLL, 1979) wurde in Zweier-Seilschaft gearbeitet (beprobt wurde bis zum VI. Grad). Routen bis zum IV. Schwierigkeitsgrad wurden vom Verfasser alleine beprobt. Dabei wurde durchschnittlich alle fünf Meter eine Schliffprobe entnommen. Teilweise konnten die Abstände enger gewählt werden, oftmals ergaben sich aus Geländegegebenheiten, lithologischen oder tektonischen Gesichtspunkten größere Probenabstände. Die Lithologie wurde direkt im Gelände angesprochen. Wegen der Länge der Profile und des zunehmenden Tragegewichtes der Gesteinsproben mußten verschiedene Routen mehrmals begangen werden.

② Beprobung durch Abseilen (Taf. 2/1)

Einige Profile konnten nur im Abstieg beprobt werden. Wegen der extremen Steilheit und Unbegehrbarkeit mancher Wandbereiche wurde der obere Ausgangspunkt über einen relativ unschwierigen Zustieg erreicht, um von hier aus eine Abseilpiste durch den zu bearbeitenden Wandteil zu legen. Mit einer speziellen Technik konnten im Seil hängend die Schichten hinreichend eng beprobt und beschrieben werden. Diese Methode hatte einen größeren Materialverbrauch zur Folge (Abseilhaken, Reepschnüre, Seilverschleiß), erwies sich allerdings in vielen Fällen als die einzig sinnvolle. Die Proben-

menge kann erhöht werden, eine zweite Person ist nie notwendig. Da Aufstiegsrouten oft an tektonische Linien gebunden sind, erhöht die Abseilmethode die Wahrscheinlichkeit einer Entnahme von ungestörten Proben: Beim Abseilen lassen sich gestörte Zonen besser vermeiden.

Bei der Auswahl der Routen mußte ein Rahmen abgesteckt werden, der eine grundsätzlich mögliche Ersteinigung erlaubte. Schwierigkeitsgrad, Wandhöhe, Brüchigkeit des Gesteins und Rückzugmöglichkeiten wurden der Planung zugrundegelegt. Diesem Zweck dienten der Alpenvereinsführer von P. HOLL (1979), intensive Gespräche mit gebietserfahrenen Alpinisten und eigene Erfahrungen im Gelände aus Vorarbeiten (KREUTZER, 1986, 1989b). Der Probenabtransport erfolgte entweder zu Fuß über die italienische Seite (ich danke den zahlreichen Helfern), durch Abseilen über die Nordwand ins Valentintal oder neuerdings mit dem Gleitschirm.

Die aufgenommenen Profile werden in Kap. 6 aufgelistet. Insgesamt wurden ca. 450 Proben für mikrofazielle Dünnschliffe und ca. 50 Conodontenproben zwischen 2,5 und 4 kg geborgen.

2.2. Laborarbeiten

Die im Gelände entnommenen Proben wurden im Labor zu faziellen Großdünnschliffen verarbeitet. Das Standardformat hierfür betrug 60 x 90 mm Kantenlänge. Zur mikroskopischen Unterscheidung von Calcit und Dolomit wurden die Schliffe teilweise mit Alizarinrot S und Kalium-Hexacyanoferrat III ($K_3Fe(CN)_6$) angefärbt (DICKSON, 1966).

Die Conodontenproben wurden in 8 %-iger Ameisensäure gelöst, gegenüber der Essigsäuremethode eine enorme Zeitersparnis, außerdem ist Ameisensäure biologisch besser abbaubar. Die weitere Aufbereitung erfolgte nach den üblichen Methoden.

3. Mikrofazies-Typen

Die Kalke wurden nach DUNHAM (1962) klassifiziert, da es sich bei vorangegangenen Arbeiten (KREUTZER, 1986) als sinnvoll und hilfreich erwiesen hatte, die Gesteine bereits im Gelände einzuordnen. Insgesamt wurden 10 Mikrofazies-Typen (MF-Typen) mit Untertypen unterschieden, die tabellarisch beschrieben werden sollen:

3.1. Beschreibung der Mikrofazies-Typen (MF-Typen)

3.1.1. MF-Typ 1:

Bioklastischer Wackestone

(Taf. 4/2; 6/6,7; 7/6; 8/6,8,9; 9/2,3,7)

Matrix: Mikrit, oft stark durchwühlt.

Komponenten: Biogene, Pelloide.

Biogene:

Biomorph: Tentakuliten (Taf. 6/9; 7/6; 8/8), Trilobiten (Taf. 4/2; 6/3), Ostracoden, Cephalopoden (Taf. 6/5-6).

Bioklastisch: Echinodermen, Schalen, Korallen.

Gefüge: schlammgestützt, selten Orientierungsmuster an Tentakuliten zu erkennen, Geopetalgefüge in Tentakuliten und Cephalopoden, viele Lösungsbahnen mit angereicherter Tonmineralen, schichtweise komplett dolomitisiert.

Vorkommen: Gesteine dieses Typs kommen im gesamten Unterdevon zwischen Kellerwänden und Cellon vor. Makroskopisch sind sie als plattige Kalke ausgebildet, deren Farbe je nach Dolomitgehalt von dunkelgrau bis gelbbraun wechseln kann.

Deutung: Nach DUNHAM (1962) wird dieses Gestein als bioclastic Wackestone bezeichnet. Der Sedimentationsraum war der Bereich an einem dem Riff vorgelagerten Hang, unschwer an den organodetritischen Zwischenschichten zu erkennen. Die Fauna ist pelagisch beeinflusst.

3.1.2. MF-Typ 2

Rindenkorn-Grainstone

(Taf. 4/4,7; 7/1,2,5; 8/2,4)

Matrix: Sparit, sehr selten Mikrit.

Komponenten: Rindenkörner, Pelloide, Aggregatkörner, Biogene, Ooide, Onkoide.

Biogene:

Meist bioklastisch: Trochiten, Muscheln, Brachiopoden, Ostracoden, Korallen, Gastropoden (Taf. 7/1,2), wenig Bryozoen, Dasycladaceen.

Meist biomorph: Amphiporen, Calcisphaeren; nahezu vollständig umrindet.

Rindenkörner: meist Bioklasten.

a) große Körner (bis 4 cm): dünne Mikritrinde, Anbohrungen deutlich zu erkennen.

b) kleine Körner: nahezu vollständig mikritisiert, Unterscheidung von Peloiden fällt schwer.

Onkoide: konzentrisch, dünne Kruste, Kern aus Aggregatkörnern oder Bioklasten.

Gefüge: komponentengestützt, Geopetalgefüge in Gastropoden (Taf. 7/1,2), normale Gradierung, stellenweise Fleckenriffe, Fenstergefüge kann vorhanden sein (birdseyes und stromatactis).

Sparit: Blockzement, selten bräunlicher A-Zement von weißem B-Zement zu unterscheiden.

Vorkommen: Die Rindenkornkalke treten im gesamten Devon bis Frasnium der Kellerwanddecke auf und repräsentieren typische Hinterriff-Fazies, ferner wurden sie in den Unteren Kellerwänden und am Cellon in einzelnen Lagen registriert.

Deutung: Nach DUNHAM (1962) handelt es sich um einen Grainstone. Diese Gesteine sind unter hoher Wasserenergie abgelagert worden, was die vollkommene Auswaschung und die starke Aufarbeitung der Bioklasten erklärt. Der Reichtum an Dasycladaceen deutet auf gute Durchlichtung und Durchlüftung hin. Bohrende Organismen, die nahezu alle Komponenten befallen haben, sprechen ebenfalls für flaches Wasser.

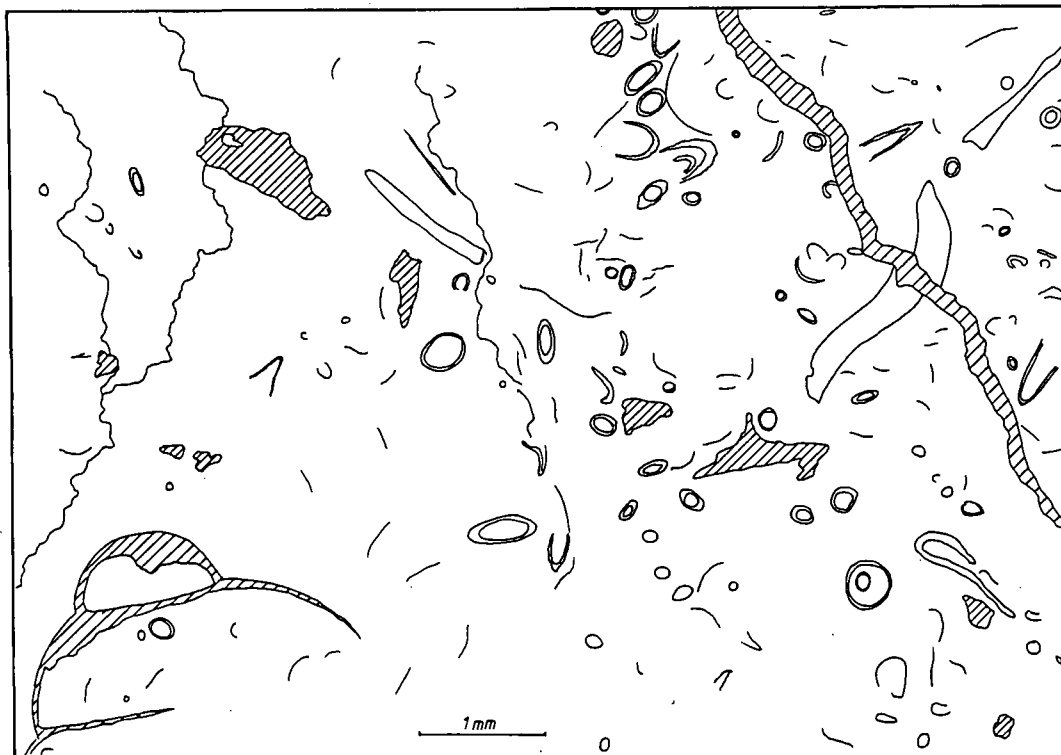


Abb. 2.
MF-Typ 1
(P87, Lochkovium, Untere Kellerwand).
Einzelne Bioklasten (Tentakulitenröhren, Filamente, Trilobiten- und Cephalopodenanschnitte) bezeugen den pelagischen Einfluß. Die Matrix ist mikritisch. Hohlräume sind erkennbar.

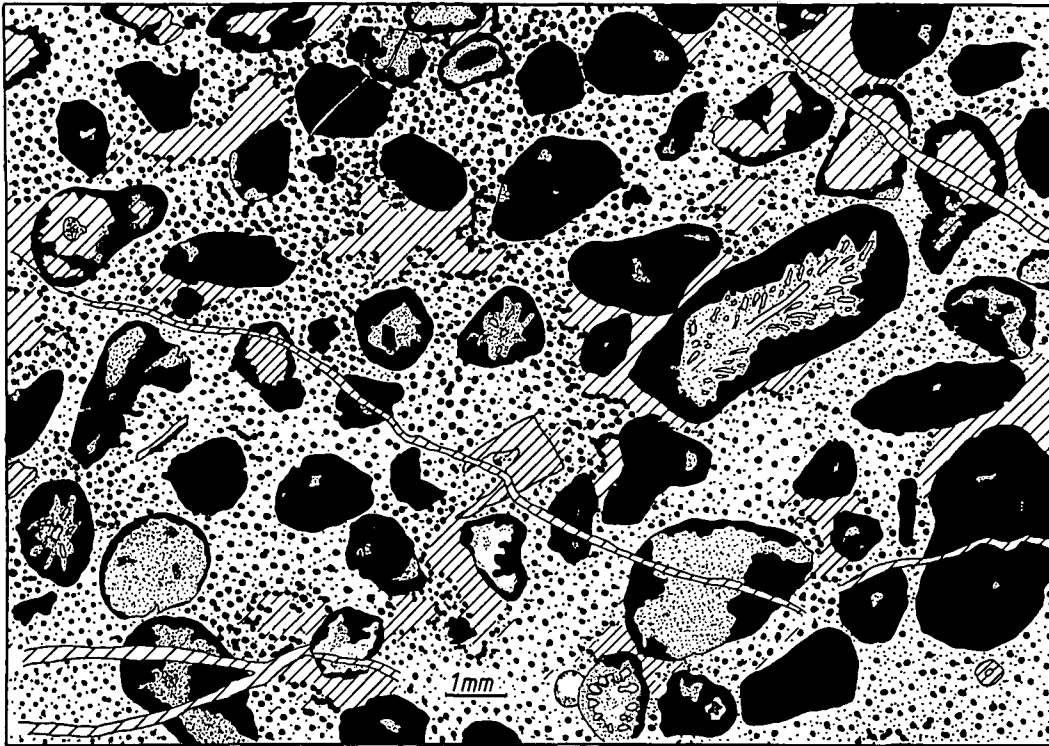


Abb. 3.
MF-Typ 2a
(P43, Givetium, Obere Kellerwände).
Sehr große Rindenkörner in einer pelsparitischen Matrix.

3.1.3. MF-Typ 3: Peloid-Pack-/Grainstone

Matrix: Sparit und Mikrit.

Komponenten: Peloiden, schichtweise Biogenanhäufungen.

3.1.3.1. Typ 3a: Peloid-Pack-/Grainstone mit Bioklasten (Taf. 4/2)

Biogene:

Bioklastisch: Echinodermen, Tentakuliten, Cephalopoden, Trilobiten, Brachiopoden, Ostracoden, Korallen, Amphiporen.

Gefüge: komponentengestützt mit Übergängen zu schlammgestützten Lagen (MF-Typ 1), im Wechsel mit MF-Typ 8 nahezu fossilfrei, Bioturbation, Geopetalgefüge in Bohrgängen, Gradierung normal (Abb. 4; Taf. 4/2), Lösungsbahnen, Dolomitisierung bevorzugt an Lösungsbahnen und in feinkörnigeren Zonen.

3.1.3.2. Typ 3b: Peloid-Pack-/Grainstone mit Parathuraminacea (Taf. 6/1,4)

Biomorpha: Archaeosphaera, Bisphaera, *Parathuramina* cf. *dagmarae* (Taf. 6/4).



Abb. 4.
MF-Typ 1/3a
(P21, Pragium, Untere Kellerwand).
Gradierte Schichtung im Schliefbereich. Unten MF-Typ 1, oben setzt MF-Typ 3a ein. In der Mitte eine dolomitisierte Lösungsbahn.

Peloide: auffällig kantig, sehr dicht gepackt.
 Gefüge: nicht gradiert, Lösungsbahnen.

Vorkommen: Die Gesteine des Typs 3a kommen immer wieder in Wechsellagerung mit den bioklastischen Wackestones (MF-Typ 1) vor, ihre Verbreitung ist demnach auf das Unter- und Mitteldevon der unteren Kellerwände und des Cellons beschränkt. Der Typ 3b ist im Bereich des Eiskarkopfes und am Cellon zu finden.

Deutung: Wegen der Packungsdichte und der teils mikritischen Matrix muß dieses Gestein als Packstone bezeichnet werden, wobei die Übergänge zu einem Grainstone fließend sind.

Typ 3a: Die stark ausgeprägte Gradierung, teilweise schräge Schichtung und das gemeinsame Auftreten von pelagischer Fauna, Riff- und Hinterriff-Elementen deutet auf episodischen Einfluß des landnäheren Sedimentationsraumes auf den landferneren hin.

Typ 3b: Der Wechsel mit typischen Hangsedimenten (MF-Typ 1 und 3a) und MF-Typ 2 zeugt von Entstehung im Vorriffbereich (flacher Hang), in dem es zusätzlich zu Schüttungen von Hinterriff-Elementen gekommen ist.

3.1.4. MF-Typ 4:

Loferit

(FISCHER, 1964)
 (Taf. 4/1; 8/1,5)

3.1.4.1. Typ 4a:

Pel-sparitischer Loferit

Matrix: Sparit, selten Mikrit in feinkörnigen Arealen.

Komponenten: Rindenkörner, Peloide, Bioklasten, Aggregatkörner, Onkoide.

Biogene:

Bioklastisch: Echinodermen, Dasycladaceen, Bivalven, wenig Gastropoden; grundsätzlich angebohrt.

Peloide: gut gerundet, dunkler als Mikrit, Internstrukturen nicht erkennbar.

Aggregatkörner: wahrscheinlich Algenlumps, stark mikritisiert.

Onkoide: dünne Krusten (Taf. 8/1), langgestreckt, konzentrisch; Kerne aus Bioklasten.

Ooide: selten, Übergänge zwischen mikritisierten Komponenten und Ooiden zu erkennen.

Rindenkörner: meist angebohrte Echinodermenfragmente, Bohrungen sehr gut erkennbar.

Gefüge: komponentengestützt, hohe Packungsdichte, normal gradiert, im Hangenden zunehmend mikritisch, scharfe Grenzen zu erneut grobkörnigen Bereichen, viele Hohlräume (LF-B-II-Gefüge, birdseyes), keine Internsedimente.

Sparit: Blockzement, ursprünglich zwei Zementgenerationen (an Farbunterschieden erkennbar): Komponentenoberfläche mit gleichdicker brauner Zone umgeben, Zwischenräume weiß.

Vorkommen: Die Loferite wurden in dieser Form nur im Mitteldevon der Hohen Warte gefunden (SCHÖNLAUB & FLAJS, 1975, bezeichnen diese Kalke als birdseye-Kalke).

Deutung: Nach DUNHAM (1962) muß dieses Gestein als Grainstone bezeichnet werden, in feinkörnigeren, nicht gut ausgewaschenen Lagen geht er in einen Packstone über. Loferite mit reichlichen Hohlraumgebilden sind typisch für den Tidalbereich. Einschaltung von ooidhaltigen Lagen zeigen eine hohe Wasserenergie an.

3.1.4.2. Typ 4b:

Mikritischer Loferit

Lokal sehr begrenztes Vorkommen, rötlich-grauer Kalk.

Matrix: Mikrit.

Komponenten: Biogene.

Biogene: Ostracoden, häufig zerbrochen.

Gefüge: Hohlräume (LF-B-I-Gefüge, birdseyes), Feinschichtung durch Farbwechsel und Häufigkeit der Hohlräume; Lagen mit Ostracoden sehr dünn; meist fossilfrei.

Vorkommen: Die Verbreitung dieser Gesteine ist sehr begrenzt. Nur in 1–2 m Mächtigkeit sind sie auf den Kellerspitzen hangend zu den Rindenkornkalken



Abb. 5.
 MF-Typ 4a
 (P224, Givetium, Hohe Warte).
 Gradierte Schichtung im Loferit, bestehend aus hauptsächlich Rindenkörnern und Peloiden, selten Onkoiden.

(MF-Typ 2) und liegend zu den Riffkalken des Givetium zu finden.

Deutung: Nach DUNHAM (1962) sind diese Gesteine Mudstones. Ihre Anordnung hangend zu rindenkorn- und algenhaltigen Kalken spricht für eine Sedimentation im Hinterriff-Bereich. Da feine Kalkschlämme sedimentiert wurden, muß die Wasserenergie sehr niedrig gewesen sein. Als einzige Organismen sind Ostracoden erhalten. Anzeichen für Übersalzung lassen sich nicht finden. Wahrscheinlich wurden diese Sedimente in einem abgeschnürten Bereich mit nur geringem Wasseraustausch zur Umgebung abgelagert.

3.1.5. MF-Typ 5: Boundstones

(Taf. 5/1-7)

3.1.5.1. MF-Typ 5a: Bafflestones

Matrix: Sparit und Mikrit.

Komponenten: Peloide, Biogene.

Biogene:

Bioklastisch: Gastropoden, Brachiopoden, Echinodermen.

Biomorph: Korallen und Stromatoporen (oft in Lebendstellung), Cacosphaeren.

Peloide: Gut gerundet.

Gefüge: Schlammgestützt, Geopetalgefüge in Brachiopoden und Korallen (Abb. 6), normale Gradierung.

3.1.5.2. MF-Typ 5b: Framestones

Matrix: Mikrit und Sparit.

Komponenten: Biogene, Rindenkörner, Peloide.

Biogene:

Biomorph: Korallen und Stromatoporen, Algen (*Renalcis turbitus*), Peloide, Rindenkörner: Wie MF-Typ 2.

Gefüge: Stromatoporen und Korallen bilden Gerüste, *Renalcis turbitus* stromatolithisch.

3.1.5.3. MF-Typ 5c: Bindstones

Matrix: Mikrit, Sparit und Dolomit.

Gefüge: Wechsel zwischen Dolomit- und Mikritlamellen, Algenkrusten und MF-Typ 2.

Sparit: neomorph aus Algenkrusten hervorgegangen (Taf. 8/7).

Vorkommen: Frame- und bafflestones stellen den Hauptanteil der Riffe des Kellergrates und der Hohen Warte im Givetium und der Riffe des Unterdevons an der Seewarte. Laminite findet man nur im Emsium der Kellerwanddecke (in der Nordwand der Hohen Warte und an der Seewarte).

Deutung: Typisch für die Riffareale sind die gerüstbildenden Framestones. In den Bereich der Riffe und der Riffrandbereiche gehören ebenfalls die Bafflestones. Laminite sind typische Vertreter der Intertidalfazies.

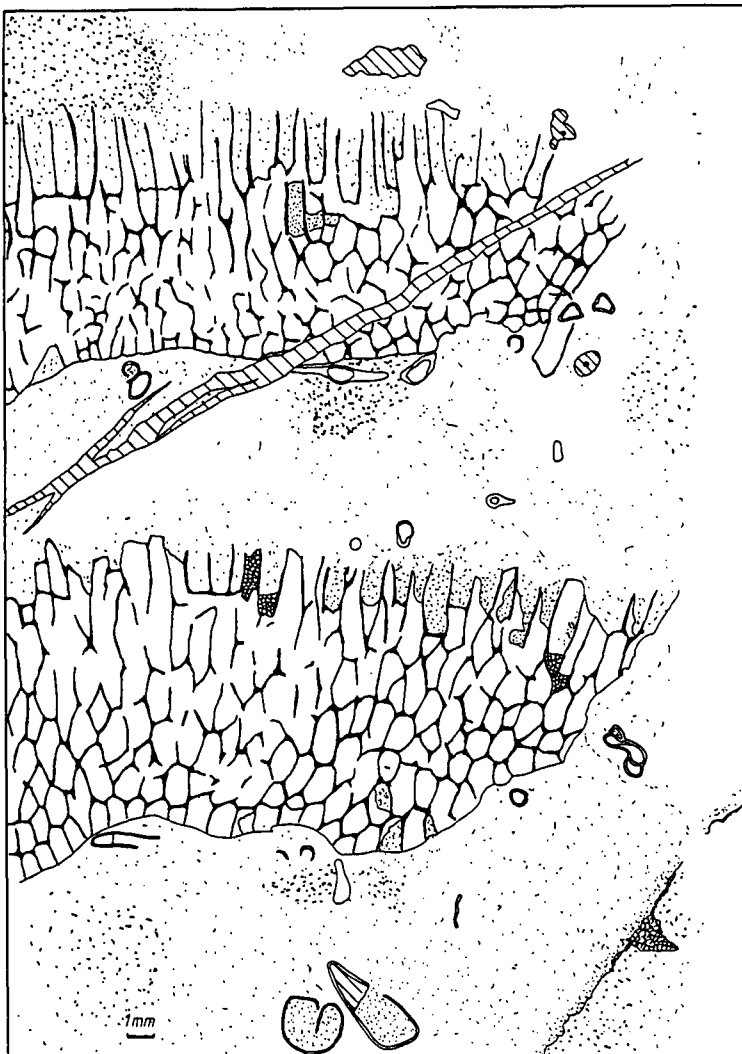


Abb. 6.

MF-Typ 5a

(PK20, Eifel, obere Kellerwände).

Eine tabulate Koralle (innere Hohlräume mit Sparit verfüllt) dient als Sedimentfänger. Gastropoden-, Brachiopoden- und Echinodermenreste liegen in feinkörniger Matrix.

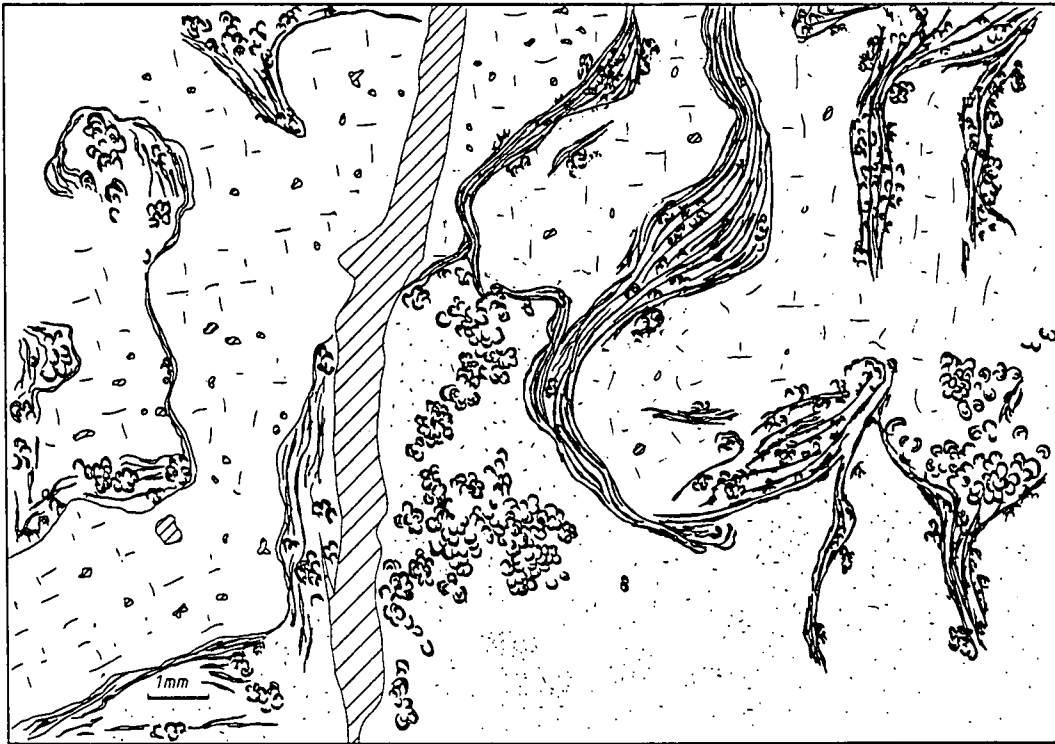


Abb. 7.
MF-Typ 5b/c
(P55, Frasnium, Kollinkofel).
Verschiedene Stromatoporen werden von Algenkrusten mit *Renalcis turbilus* WRAY umgeben. *Renalcis* ist in großen Bereichen gesteinsbildend.

**3.1.6. MF-Typ 6:
Riffschuttbreccie**
(Taf. 4/3)

Matrix: Sparit.

Komponenten: Bioklasten, Lithoklasten.

Biogene:

Bioklastisch: Korallen und Stromatoporen, Echinodermen, Amphiporen, Brachiopoden.

Lithoklasten: Aus MF-Typ 2, aus Breccien bestehend.

Gefüge: komponentengestützt, Styolithen nach allen Seiten der Klaster.

Vorkommen: Die Riffschuttbreccien kommen im Wechsel mit Wackestones, Pellet-Grainstones und

Rindenkorn-Grainstones im Unterdevon der Unteren Kellerwände vor.

Deutung: Nach DUNHAM handelt es sich um Rudstones. Sie sind als Schüttung von einem Riffareal in tieferes Wasser eines vorgelagerten Hanges zu verstehen. Es kommt zu Verzahnungen und Wechsellaagerung mit Sedimenten des Vorriffbereiches.

**3.1.7. MF-Typ 7:
Lamellierter Peloid-Grainstone**
(Taf. 4/5; 6/2)

Matrix: Sparit.

Komponenten: Peloide, Biogene, Pyrit.

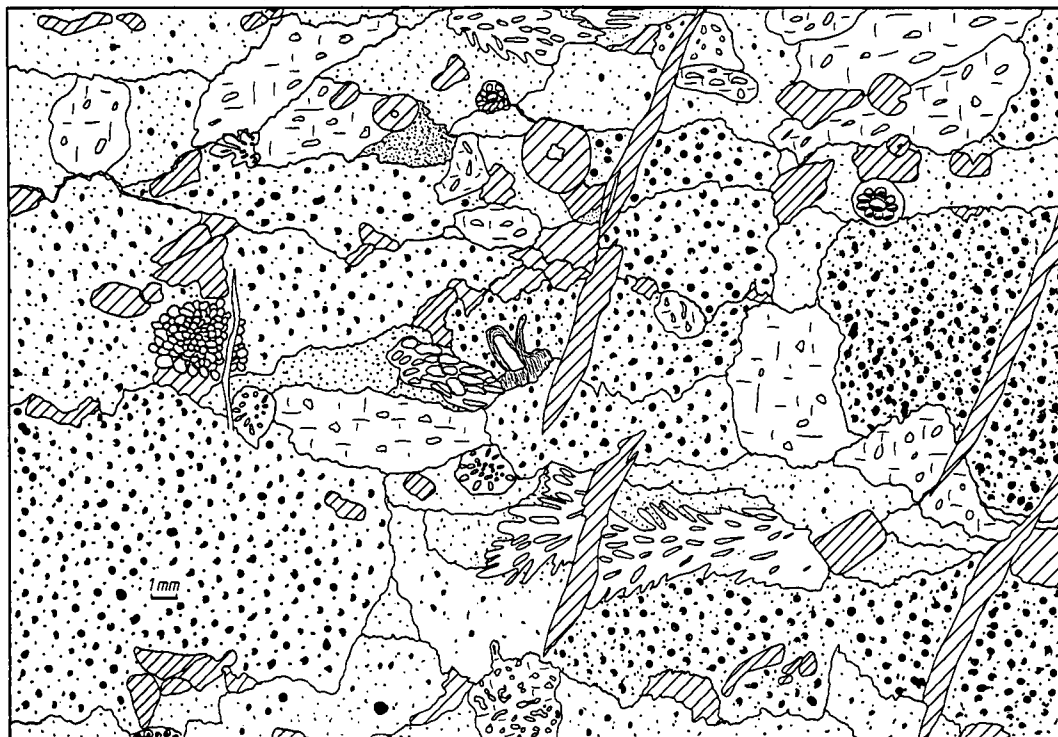


Abb. 8.
MF-Typ 6
(P369, Emsium, Eiskarkopf W-Wand).
Das Gestein besteht aus Bio- und Lithoklasten, die nach allen Seiten von Drucksuturen begrenzt werden.

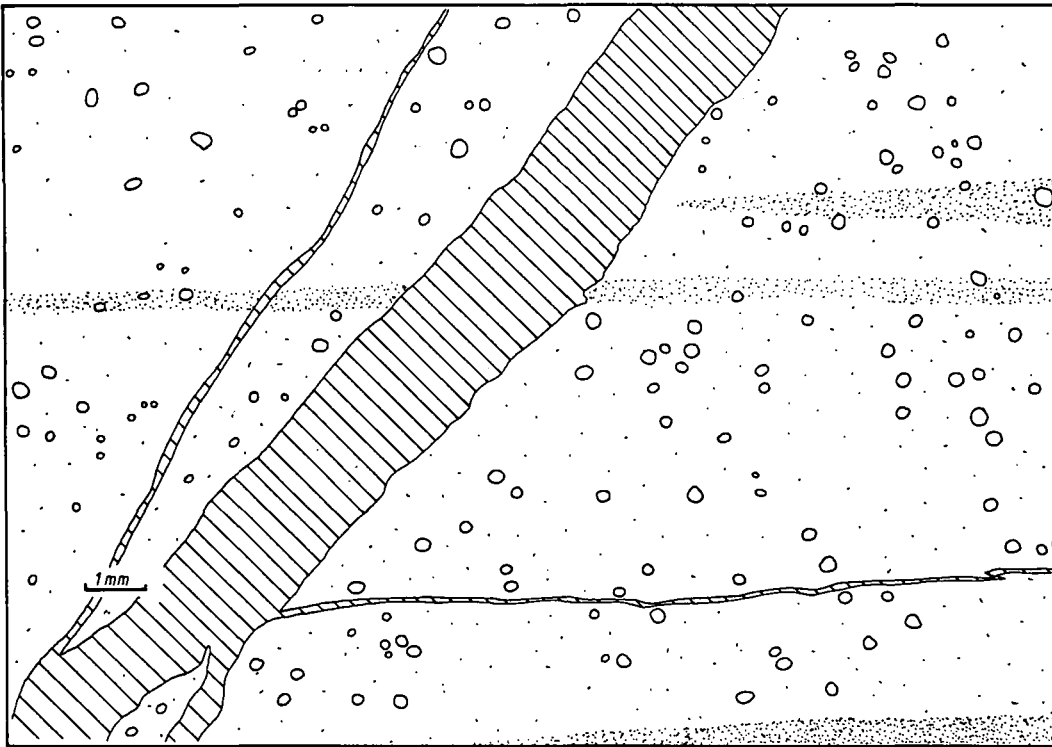


Abb. 9.
MF-Typ 7
(P804, Lochkovium, Celson-Lawinerinne).
In diesem Grainstone kommen Radiolarien und runde sparitische Sphaeren vor, die nur bei starker Vergrößerung unterscheidbar sind.

Biogene:
Biomorph: Radiolorien, Parathuramminacea.
Peloide: meist kantig.
Gefüge: Komponentengestützt, Wechsel mit detritischen Schichten, teilweise Schrägschichtung.

Vorkommen: Die Verbreitung dieser Gesteine ist auf die Basis des Lochkoviums am Celson und der Unteren Kellerwände begrenzt, also auf einen Bereich, der den pelagischen Kalken der Rauchkofelfazies nahe gelegen hat

Deutung: Die Matrix dieses Gesteins besteht aus sekundärem Sparit, muß aus diesem Grund als Grainstone bezeichnet werden. Radiolariengehäuse und

Kieselsäure sind Hinweise auf einen pelagisch beeinflussten Sedimentationsraum.

3.1.8. MF-Typ 8: Pelagischer Mudstone

Matrix: Mikrit, Sparit in Hohlräumen.

Komponenten: wenig Biogene, Peloide.

Biogene:

Biomorph: Parathuramminacea, *Devonoscalae tatarstanicae*, Radiolarien.

Bioklastisch: Ostracoden, dünne Schalen, Brachiopodenstacheln.

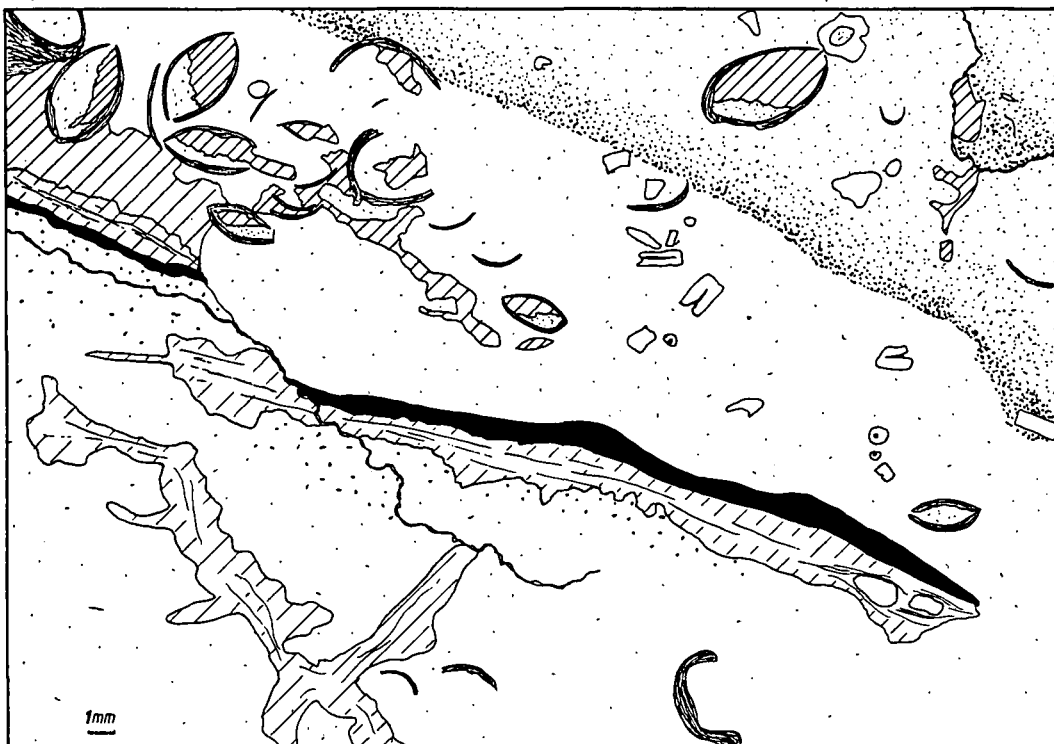


Abb. 10.
MF-Typ 10
(P56, Frasnium, Kollinkofel).
Brachiopoden mit Geopetalgefüge (teilweise später umgelagert) in mikritischer oder pelsparitischer (oben) Matrix. Ein großes Brachiopodengehäuse (unten), dessen Schale zu Sparit umkristallisiert ist, wurde von bohrenden Organismen an der Oberseite mikritisiert.

Gefüge: schlammgestützt, Bioturbation häufig, Spalten mit Intraklastbildung, Übergänge zu MF-Typ 1 und 3b möglich; Stylolithen im Abstand von 1 bis 2 cm.

Vorkommen: Gesteine des MF-Typs 8 kommen im oberen Bereich der massigen Kalke vor und bauen die dünnplattigen Kalke bis zum Gipfel des Cellons auf (Mittel-Oberdevon). Ohne Devonoscalen findet man sie im Profil des Kollinkofels (Famennium). Die klastischen Zwischenlagen wurden im Famennium am Cellon beobachtet

Deutung: Aufgrund der Seltenheit von Komponenten handelt es sich nach DUNHAM (1962) um einen Mudstone. Sie werden einem pelagischen Sedimentationsraum zugewiesen, der allerdings nicht sehr tief gewesen ist.

3.1.9. MF-Typ 9: Lithoklasten-Breccien (Taf. 3/1; 4/8)

Matrix: Sparit, seltener Mikrit.

Komponenten: Lithoklasten, selten Biogenschutt.

Biogene:

Bioklastisch: Echinodermen.

Lithoklasten: mikritische Matrix, pelagische Ostracoden, Radiolarien, Calcisphaeren, Größe zwischen 0,5 mm bis einige cm.

Gefüge: Komponentengestützt, Sparitareale je nach Klastergröße mehrere cm (Abb. 14).

Vorkommen: Lithoklastengesteine befinden sich im Famennium des Kollinkofels, am Cellon bilden sich zeitgleich Intraklastite (s. MF-Typ 8). Ferner wurden Lithoklastengesteine in den Plattenkalken der Unteren Kellerwand beobachtet

Deutung: Die Entstehung dieser Gesteine kann verschiedene Gründe haben: Sie können durch Rutschungen am Hang, seismische Einflüsse oder durch Aufarbeitung nach einer Transgression entstehen.

3.1.10. MF-Typ 10: Brachiopoden-Pack-/Floatstones (Taf. 4/6; 3/2; 5/8)

Matrix: Sparit und Mikrit.

Komponenten: Biogene, Pelloide.

Biogene:

Bioklastisch: Echinodermen, Brachiopoden, Bryozoen, Ostracoden.

Biomorph: Brachiopoden, Cyanophyceen, Amphiporen (vergesellschaftet mit *Stringocephalus burtini*, Taf. 3/2; 5/8).

Pelloide: aufgearbeitete Sedimentpartikel (Pseudopelloide) und fecal Pellets.

Gefüge: Geopetalgefüge in Brachiopoden, später teilweise umgelagert (geopetale Waagen zeigen unterschiedliche Richtungen an, s. Abb. 10); Wechsellagerung mit detritischen Pelloidgesteinen (MF-Typ 3a).

Vorkommen: Brachiopoden-pack-/Floatstones treten im Oberdevon des Kollinkofels auf und dienen im Gelände als ideale Leitschicht. Im Givetium der Kellerwände und der Hohen Warte wurden Schichten mit *S. burtini* gefunden.

Deutung: Nach DUNHAM handelt es sich um Packstones beziehungsweise (je nach Komponentengröße) um Floatstones, wobei die Übergänge zu rasenbildenden Biostrom-Kalken (streng genommen bafflestones) fließend sein können. Im Mitteldevon besiedeln große Brachiopoden Hinterriff-Areale, im Oberdevon bilden sie Biostrome in Vorriffbereichen.

3.2. Beziehungen und Ähnlichkeiten zwischen den Mikrofazies-Typen

In Tab. 1 sind die Mikrofaziestypen und ihre Varianten in Beziehung zur Fauna, zur Zementierung, zu karbonatischen und nicht-karbonatischen Komponenten und zu ihrem Gefüge dargestellt. Hierbei wurden für Fauna und Komponenten drei Häufigkeitsbereiche unterschieden. Die Gefügemerkmale wurden lediglich als "nennenswert vorhanden" in der Darstellung bemerkt.

Einige Komponenten und Gefügemerkmale sind wahre „Durchläufer“: Echinodermenbruchstücke, Ostracoden und Parathuramminaceen, Pelloide, Feinschichtung und Stylolithen. Sie kommen in der überwiegenden Zahl der unterschiedlichen MF-Typen vor und haben deshalb keine große Aussagekraft bezüglich der Fazies und Feststellung von Gemeinsamkeiten oder Unterschieden einzelner Gesteinstypen. Andere Komponenten oder Gefügemerkmale sind selten und können Hinweise auf eine eventuelle Nähe oder einen sedimentären Einfluß von unterschiedlichen MF-Typen untereinander geben.

Tabelle 1.
Mikrofazies-Typen und ihre Merkmale.

● = Hauptbestandteil; ○ = Nebenbestandteil; ◦ = untergeordneter Bestandteil; □ = nennenswert vorhanden.

MF-Typ	1	2	3	4a	4b	5a	5b	5c	6	7	8	9	10	
Amphiporen		●	○											FAUNA + FLORA
Brachiopoden		○	○			○					○		●	
Bryozoen		○	○										○	
Cephalopoden	●		○											
Dasycladaceen		●	○											
Echinodermen	○	●	●	○	○			○			○		○	
Filamente	●													
Gastropoden	○	○												
Korallen	○	○	○			●	●	○						
Muscheln		○												
Ostracoden		○	○			○				○	○		○	
Parathuramminacea	●	○	○			●	○				○	○	○	
Radiolarien										○	○			
Spicula	○													
Stromatolithen/Algen		○					○	●			○			
Stromatoporen		○				●	●	○						
Tentaculiten	●		●											
Tritobiten	●		○								○			
	1	2	3	4a	4b	5a	5b	5c	6	7	8	9	10	
Mikrit	●	○	○	○	●	●	●	●	○	○	●	○	●	MATRIX
Sparit	○	●	●	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	
prim. Dolomit								●						
sek. Dolomit	●	○	●								○			
Pyrit														KOMPONENTEN
Aggregatkörner		●	○											
Klasten									●			●		
Onkoide		○	○											
Ooide		○	○											
Pelloide	○	●	●	●		●	●	○			●	○	●	
Rindenkörner		●	○	●			●							
	1	2	3	4a	4b	5a	5b	5c	6	7	8	9	10	
Bioturbation	□		□								□			GEFÜGE
Feinschichtung	□	□	□	□	□	□				□	□		□	
Hohlraumgefüge	□	□	□	□	□						□		□	
Stylolithen	□	□	□							□	□		□	

Typisch pelagische Biomorpha zeigen auffallend begrenzte Vorkommen: Cephalopoden, Tentaculiten und Trilobiten sind nur in den MF-Typen 1, 3a und 8 zu finden. Die Typen 1 und 3 sind die einzigen, die von einer bedeutenden sekundären Dolomitierung erfaßt wurden. Die Zusammensetzung, die Diagenese und auch die Sedimentologie dieser MF-Typen zeigen eindeutige Ähnlichkeiten.

Eine weitere auffällige Gemeinsamkeit besteht zwischen den MF-Typen 2 und 4a: Sie führen als einzige Dasycladaceen, Onkoide und Ooide; Rindenkörner und Aggregatkörner gemeinsam mit MF-Typ 3a, der in einigen Fällen unter Einfluß von MF-Typ 2 zu stehen scheint (Tatsächlich sind die Gesteine des MF-Typs 3a oft Resedimente mit Primärkomponenten aus dem Bereich der Bildung von MF-Typ 2).

Radiolarien kommen bedeutend nur im MF-Typ 7 vor, ein Hinweis auf die Entstehung im pelagischen Bereich.

Außerdem sind sie (außer den frame- und bindstones und dem räumlich sehr begrenzten mikritischen Loferit) die einzigen Gesteine, die keine Echinodermenbruchstücke enthalten, sie waren vom Liefergebiet zu weit entfernt.

Korallen und Stromatoporen sind nur für die Riffgesteine (5a und 5b) Hauptbestandteile, wachsen aber auch in untergeordneter Häufigkeit als Fleckenriffe (innerhalb Typ 2), oder wurden allochton als Bioklasten abgelagert (in Typ 1, 3 und 6).

Sparit und Mikrit kommen nie alleine vor. Jedoch zeichnet sich folgendes Bild ab: In den MF-Typen mit dem Hinweis auf turbulentes Wasser (Typen 2 und 4a) und in Gesteinen mit hauptsächlich Peloiden und Klaksten (Typ 3a, 4, 6 und 9) kommt Sparit sehr häufig vor, Mikrit dominiert in Gesteinen mit Hinweisen auf ruhige Sedimentationsbedingungen (Typ 8) in boundstones (Typ 5a, 5b, 5c) und im mikritischem Loferit (4b).

4. Fossilinhalt

4.1. Flora

4.1.1. Algen

Algen sind vor allem in den flachen Subtidal- und Intertidalbereichen verbreitet. Indirekte Anzeichen für ihre Anwesenheit sind Onkoide, Rindenkörner und Algenlumps. Körperliche Erhaltung wurden folgende registriert:

4.1.1.1. Problematische Algen

4.1.1.1.1. *Renalcis turbitus* WRAY 1967 (Abb. 7; Taf. 6/8)

In den Stromatoporen-Riffkalken des Frasniums am Kellergrat und Kollinkofel ist das Problematicum *Renalcis turbitus* WRAY (1967) sehr verbreitet, kann sogar gesteinsbildend werden (MF-Typ 5b/c). Ihre systematische Stellung ist unklar (Cyanophyceen oder Parathuramminaceen?; nach FLÜGEL, 1982). Sie kommen in der Hauptsache in der Rifftrandfazies vor und sind typisch für das Frasnium der Kellerwanddecke.

4.1.1.1.2. *Devonoscalae tatarstanicae*

In den pelagischen Mudstones (MF-Typ 8) am Cellon kommen Anhäufungen röhrenförmiger Organismen mit septaler Untergliederung vor, ähnlich *Kamaena delicata* (s. MAMET & ROUX, 1974), die später von LANGER (1979) als das Microproblematicum *Devonoscalae tatarstanicae* ANTROPOV 1958 beschrieben wurde. Oft sind die Septalbereiche schlecht zu erkennen, in Schliffen mit genügend Individuen (S423, S419) wird die Morphologie jedoch deutlich. Röhrenförmige Algen (?) wurden weiterhin in MF-Typ 3b gefunden, allerdings ohne erkennbaren Septalbau (P349).

4.1.1.2. Girvanellen

Girvanellen wurden in den Loferiten (MF-Typ 4a) der Hohen Warte gefunden. Brachiopodenschalen werden von ihnen teilweise inkrustiert.

4.1.1.3. Dasycladaceen

(Taf. 8/4)

Dasycladaceen haben eine weite Verbreitung in den Rindenkornkalken der Kellerwände und der Hohen Warte. Oft sind sie mit Amphiporen vergesellschaftet. In nahezu allen Schnittlagen sind die zahlreichen Kanäle gut sichtbar. Sie können als Faziesindikatoren für gut durchlichtetes, durchlüftetes und bewegtes Wasser herangezogen werden. Die meisten Dasycladaceen sind angebohrt.

4.2. Fauna

4.2.1. Protozoen

4.2.1.1. Radiolarien

(Taf. 6/2)

Radiolarien sind stets kalzitisiert und nicht bestimmbar. Sie stellen sich als sehr kleine, kreisrunde Sphaeren dar. Unterscheidbar von Calcisphaeren sind sie oft nur durch den Größenunterschied.

4.2.1.2. Foraminiferen

CONIL et al. (1979) fassen die Calcisphaeridae, Uslo-niidae und Parathuramminidae zu den Parathuramminacea zusammen. In diesem Sinne soll hier verfahren werden. *Archaeosphaera* SULEIMANOV 1945 (Calcisphaeridae) ist in vielen Gesteinen zu finden, trifft faziell somit keine besondere Aussage. Ebenso häufig ist *Bisphaera* BIRINA 1948 (Uslo-niidae) anzutreffen und oft mit *Archaeosphaera* vergesellschaftet.

Parathuramina cf. *dagmarae* SAULEIMANOV 1945 (Taf. 6/4) ist oft schwierig von *Archaeosphaera* zu unterscheiden, weil ihre Wandporen durch Überprägung verwischt sein können. Ihre häufigste und auffälligste Vorbereitung haben die Parathuramminacea in MF-Typ 3b und 7.

4.2.2. Metazoen

4.2.2.1. Coelenteraten

4.2.2.1.1. Korallen

Im Gipfelbereich der Kellerwände und der Hohen Warte stehen givetische Riff-Kalke vom MF-Typ 5a/b an. Die Gesteine wurden auf ihre Korallenfauna beprobt. Nach Auskunft von C. und P. OEKENTORP (Münster, mündl. Mitt., Mai 1987) sind die Korallen aus dem Mitteldevon stark umkristallisiert und daher über die Gattung hinaus zumeist nicht bestimmbar. Die givetische Fauna ist geringdivers, aber individuenreich. Nach H. HOLZER (Graz, schriftl. Mitt., Dez. 1987) gibt es ebenfalls Probleme bei der Bestimmung der Heliolitiden aus dem Emsium aufgrund des Erhaltungszustandes. Bruchstücke von Korallen sind in vielen MF-Typen zu finden, sogar – wenn auch nur vereinzelt – in den pelagischen Kalken (MF-Typ 8).

4.2.2.1.1.1. Korallen im Emsium

Heliolites porosus GOLDFUSS 1826 (Taf. 5/1)
Heliolites porosus cf. *multiporosus* CERRI 1931
Helioplasma aff. *kolohai* KETTNEROVA 1933 (Taf. 5/7)
Favosites cf. *gregalis* PORFIRIEV 1937
Thamnophyllum cf. *stachei* PENECKE 1894
Tabulophyllum sp. (Taf. 5/4)

4.2.2.1.1.2. Korallen im Eifelium

cf. *Alveolites*
cf. *Disphyllum*
Heliolites porosus GOLDFUSS 1826
Tamnopora sp.

4.2.2.1.1.3. Korallen im Givetium

Acantophyllum sp. (Taf. 5/5)
Alveolites sp.
Battersbyia sp.
Cyathophyllum sp.
Favosites sp.
Grypophyllum sp.
Pexiphyllum sp.
Squaemecoalveolites sp.
Stringophyllum (*Neospongophyllum*) sp.
Syringopora sp. (Taf. 5/6)
Tamnopora sp.
Temnophyllum sp.
T. cf. *latum* WALTHER 1928
Alaiophyllum cf. *jarushevskiyi* GORJANOV 1961

4.2.2.1.2. Stromatoporen

Stromatoporen waren die häufigsten givetischen Riffbildner auf dem Kellergrat und der Hohen Warte. Sie zeigen Durchmesser bis zu einem halben Meter. Oft umwachsen sie Korallen (Beispiel: die Lebensgemeinschaft *Caunopora*, Taf. 5/6, hier umwächst eine Stromatopore eine Syringopore). Wegen des enormen Überlagerungsdrucks, dem das gesamte Paläozoikum durch die eigenen Schichten und die mesozoische Auflage ausgesetzt gewesen ist, sind die Stromatoporen zum großen Teil nicht mehr zu bestimmen. Amphiporen sind gesteinsbildend in den liegenden Schichten der Givetiumriffe, besonders gut ausgebildet an der Kellerwarte. Folgende Stromatoporen wurden bestimmt:

cf. *Parallelopore*
Stromatopora sp. (Taf. 5/6)
Amphipora rudis LECOMPTE 1951
A. ramosa LECOMPTE 1951

4.2.2.2. Mollusken

4.2.2.2.1. Lamellibranchiaten

Muschelschalen befinden sich hauptsächlich in Rindenkornkalken (MF-Typ 2). Sie sind in den meisten Fällen mechanisch stark aufgearbeitet. In den Rindenkornkalken der Oberen Kellerwände wurden Schalenpaare von großen Pelecypoden gefunden, die Großenkoiden als Kern dienten. Durch die Umkrustung wurden sie vor Zertrümmerung bewahrt. In pelagisch beeinflussten Kalken wurden häufig Filamente gefunden, deren Herkunft unklar ist, jedoch werden sie oft als Schalen von Muschellarven gedeutet (s. FLÜGEL, 1982).

4.2.2.2.2. Gastropoden (Taf. 7/1–3)

Gastropodenanschnitte wurden hauptsächlich in den Rindenkornkalken und Loferiten der Oberen Kellerwanddecke registriert. Die Gehäuse sind stets vollständig kalzitisch und erstaunlich gut erhalten, trotz der relativ dünnen Wände der Gehäuse. Bedeutend ist die Gastropodenfauna der Hercynellenkalke (JHAVERI, 1969).

4.2.2.2.3. Cephalopoden (Taf. 6/5,6)

Cephalopoden (sowohl Orthoceren als auch Goniatiten) sind häufig in den unterdevonischen Kalken des MF-Typs 1 der Cellondecke anzutreffen. Sie sind oft geopetal verfüllt. Orthoceren sind häufig vom Silur bis zum Unterem Emsium, ab dem oberen Emsium treten sie ihre Vormachtstellung unter den Cephalopoden an die Goniatiten ab (Taf. 5/6). In den pelagischen Mudstones der Cellondecke sind Cephalopoden ebenfalls von Bedeutung, die Cephalopodenkalke reichen bis ins Unterkarbon (s. SCHÖNLAUB, 1988).

4.2.2.2.4. Dacryoconariden (Taf. 6/9; 7/6; 8/8)

Die systematisch unklaren Dacryoconarida (Tentaculiten i.w.S.) sind sehr verbreitet in den Wackestones (MF-Typ 1) der Cellondecke. Ihre Gehäuse sind selten zerstört und in allen möglichen Schnittlagen anzutreffen, manchmal enthalten die tütenförmigen Gehäuse ein zweites. Als planktonisch lebende Tiere sind sie im gesamten Unterdevon der Cellondecke stark verbreitet.

4.2.2.3. Bryozoen

Bryozoen wurden in Riffgesteinen und in Rindenkornkalken gefunden. In den Riffkalken des Givetiums ist die Bryozoe *Vermipora* oft mit Korallen vergesellschaftet. In den Rindenkornkalken handelt es sich um kleinere Bryozoen. In den plattigen Kalken in der Umgebung des Eiskarkopfes wurden Netzwerke von Cryptostromata auf Schichtoberflächen von Biostromkalken gesichtet.

4.2.2.4. Brachiopoden (Taf. 4/6; 5/8; 7/4)

Brachiopoden kommen sowohl in den Grainstones, Wackestones als auch in Mudstones vor. Größe, Morphologie und Wandstärke der Schalen sind sehr unter-

schiedlich. Oft ist ihr laminiertes Schalen- aufbau gut erhalten, kann aber auch (in den Lithoklastengesteinen des Kollinkofels) vollständig umkristallisiert sein. Im Givetium sind die Schichten mit *Stringocephalus burtini* von großer Bedeutung (Korrelation des Givetiums). Am Ende des Riffwachstums am Kellergrat und Kollinkofel kam es zur Bildung von Brachiopodenrasen, in der Hauptsache Rhynchonellida. Querschnitte durch Stacheln von Brachiopoden wurden am Kollinkofel zeitgleich mit solchen am Cellon gefunden, die zugehörigen Brachiopoden nur am Kollinkofel.

4.2.2.5. Arthropoden

4.2.2.5.1. Trilobiten

(Taf. 4/2; 6/3)

Trilobitenanschnitte sind in vielen Schriffen der Wackestones und pelagischen Kalke der Cellondecke enthalten, meist in der typischen Form der „Hirtenstäbe“. Sie sind mit Dacryoconariden, Cephalopoden und Ostracoden vergesellschaftet (s. Abb. 2, Abb. 4).

4.2.2.5.2. Ostracoden

Ostracoden sind in den meisten Faziestypen anzutreffen. Sowohl glattschalige Ostracoden – erkennbar an der ausgeprägten Duplikatur und dem feinprismatischen Bau der Schale – als auch berippte wurden beobachtet.

4.2.2.6. Echinodermen

(Taf. 6/9; 7/5)

Echinodermen sind im Arbeitsgebiet gesteinsbildend. In den Flachwasser-Grainstones der Kellerwanddecke bilden sie Hauptgesteinsanteile der Rindenkornkalke. Trochiten von Crinoiden sind nahezu überall vertreten, auch in pelagischen Kalken. Alle Echinodermenfragmente sind syntaxial umwachsen, sofern sie in einer sparitischen Matrix liegen. Echinodermenbruchstücke sind besonders beständig gegenüber sekundärer Dolomitisierung: In den unterdevonischen Kalken der Cellondecke sind sie die einzigen Komponenten, die von der Dolomitisierung nicht erfaßt wurden. So kommt es vor, daß Echinodermen in einer komplett dolomitischen Matrix eingebettet sind. Ebenfalls scheinen sie unempfindlicher gegen bohrende Organismen gewesen zu sein: Unter allen angebohrten Komponenten der Rindenkornkalke sind die Echinodermenbruchstücke stets die, welche die dünnste Mikritrinde haben.

4.3. Spurenfossilien

Neben den bereits erwähnten Anbohrungen findet man besonders in Kalken mit mikritischer Matrix Spuren von Organismen. Querschnitte und Längsschnitte durch Gänge mit geopetaler Verfüllung sind häufig in den Kalken der Cellondecke, in den grobkörnigen Kalken der Kellerwanddecke dagegen nicht zu erkennen. Die Bioturbation kann so ausgeprägt sein, daß die Kalke entschichtet sind (Taf. 9/2). Fraglich ist, ob die Hohlräume in den pelagischen Mikriten und überdurchschnittlich große in den Loferiten durch die Verwesung von Weichkörpern entstanden sind.

4.4. Conodonten

Das gesamte Arbeitsgebiet wurde auf die Conodontenfauna untersucht. Es wurden 54 Proben zwischen 2,5 und 4 kg entnommen. Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß im Unter- und Mitteldevon die Ausbeute sehr gering war: Die Conodonten sind schlecht erhalten, zeitliche Einstufungen fallen schwer. Oft waren nur Bruchstücke auffindbar, die lediglich bis zur Gattung bestimmbar sind. Im Lochkovium und Pragium ließ sich keine Conodontenfauna isolieren, die Gesteine sind zu stark dolomitisiert. Versuche mit den Rindenkornkalke im Eifelium und Givetium (Kellerwände, Hohe Warte) blieben ebenfalls nahezu erfolglos: Die gesamte Rindenkorn- und Riff-Fazies führt kaum Conodonten. Erst ab dem Frasnium und im Famennium wird die Conodontenfauna reichhaltig und läßt eine genaue Datierung der beprobten Horizonte zu. Zur Lokalisierung der Proben siehe Profilabbildungen in Kap. 6.

4.4.1. Conodonten des Unter- und Mitteldevons

- *Belodella* sp.
- *Belodus* sp.
- *Neopanderodus* sp.
- *Oneotodus* sp.
- *Ozarkodina carinthiaca* SCHULZE 1968
- *Polygnathus ansatus* ZIEGLER & KLAPPER 1976
- *Po. costatus costatus* KLAPPER 1978
- *Po. costatus palulus* KLAPPER 1971
- *Po. cf. cracens* KLAPPER, ZIEGLER & MASHKOVA 1978
- *Po. cf. eifilii* BISCHOFF & ZIEGLER 1957
- *Po. cf. latifossatus* WIRTH 1967
- *Po. linguiformis butlyncki* WEDDIGE 1977
- *Po. linguiformis linguiformis* HINDE 1879
- *Po. linguiformis* ssp.
- *Po. quadratus* KLAPPER, ZIEGLER & MASHKOVA 1978
- *Po. serotinus* TELFORD 1975
- *Po. varcus* STAUFFER 1940

4.4.2. Conodonten des Oberdevons

- *Alternognathus pseudostrigosus* ZIEGLER & SANDBERG 1984
- *Ancyrognathus* sp. BRANSON & MEHL 1934
- *Icriodus alternatus alternatus* BRANSON & MEHL 1934
- *I. alternatus helmsi* SANDBERG & DREESEN 1984
- *I. cornutus* SANNEMANN 1955
- *I. iowaensis ancyclus* SANDBERG & DREESEN 1984
- *I. iowaensis iowaensis* YOUNGQUIST & PETERSON 1947
- *Nothognathella* sp. BRANSON & MEHL 1934
- *Ozarkodina* sp.
- *Palmatolepis crepida crepida* SANNEMANN 1955
- *Pa. delicatula clarki* ZIEGLER 1962
- *Pa. cf. gigas* MILLER & YOUNGQUIST 1947
- *Pa. glabra* cf. *acuta* HELMS 1963
- *Pa. glabra distorta* BRANSON & MEHL 1934
- *Pa. glabra glabra* ULRICH & BASSLER 1926
- *Pa. glabra leptota* ZIEGLER & HUDDLE 1969
- *Pa. glabra pectinata* ZIEGLER 1962
- *Pa. cf. glabra prima* ZIEGLER & HUDDLE 1969
- *Pa. gracilis gracilis* BRANSON & MEHL 1934
- *Pa. klapperi* SANDBERG & ZIEGLER 1973
- *Pa. linguiformis* MÜLLER 1956
- *Pa. marginifera marginifera* HELMS 1959
- *Pa. minuta minuta* BRANSON & MEHL 1934
- *Pa. minuta wolskiae* SCULCZEWSKI 1971
- *Pa. perlobata* cf. *grossi* ZIEGLER 1960
- *Pa. perlobata helmsi* ZIEGLER 1960
- *Pa. perlobata schindewolfii* MÜLLER 1956
- *Pa. quadrantinodosa inflexoidea* ZIEGLER 1962
- *Pa. quadrantinodosalobata* SANNEMANN 1955
- *Pa. cf. regularis* COOPER 1931
- *Pa. rhomboidea* SANNEMANN 1955
- *Pa. rugosa* cf. *ampla* MÜLLER 1956
- *Pa. subperlobata* BRANSON & MEHL 1934

- Pa. subrecta* MILLER & YOUNGQUIST 1947
- Pa. tenuipunctata* SANNEMANN 1955
- Pa. triangularis* SANNEMANN 1955
- *Pelecysgnathus planus* SANNEMANN 1955
- *Polygnathus brevilaminus* BRANSON & MEHL 1934
- Po. decorosus* STAUFFER 1938
- Po. glaber glaber* ULRICH & BASSLER 1926
- Po. lagowiensis* HELMS & WOLSKA 1967
- Po. nodocostatus nodocostatus* BRANSON & MEHL 1934
- Po. rhomboideus* ULRICH & BASSLER 1926
- Po. semicostatus* BRANSON & MEHL 1934
- Po. subperlobata* BRANSON & MEHL 1934
- Po. webbi* STAUFFER 1938
- *Spathognathodus strigosus* BRANSON & MEHL 1934

4.5. Floren- und Faunenbeziehungen

ERBEN (in: BANDEL, 1969) bestimmte Trilobiten aus dem Seewarte-Profil (BANDEL, 1969), die in enger Be-

ziehung zum Pragium Rußlands stehen. KODSI (1971) beschrieb eine Korallenfauna an der Seewarte, die ebenfalls eng mit der Fauna des Unterdevons im Ural zusammenhängt. PALLA (1966, 1967) beschrieb Algen, die im Unterdevon für eine Verbindung zum Kusnetzer Becken sprechen.

Im Emsium in der Umgebung der Eiskarhütte wurde *Helioplasma* aff. *kolohai* KETTNEROVA 1933 (Taf. 5/7), im Emsium des Eiskarkopfes und der Oberen Kellerwände *Favosites* cf. *gregalis* PORFIRIEV 1937 – aus dem Kusnetzer Becken erstbeschrieben – gefunden; aus dem Givetium des Kellergrates wurden mehrere Exemplare der rugosen Koralle *Alaiophyllum* cf. *jarushevskiyi* GORJANOV 1961 bestimmt, die ebenfalls im Ural beschrieben wurde. Diese Funde aus den Kellerwänden können als weitere Bestätigungen für eine Verbindung der Karnischen Alpen zum russischen Devon gewertet werden.

5. Stratigraphie

Gesicherte Stratigraphie ist die Grundlage für jede räumlich-zeitliche Rekonstruktion. Trotz Schwierigkeiten bei der Conodontenstratigraphie ist es gelungen, die stratigraphischen Grenzen für jede Devon-Stufe quer durch die unterschiedlichen Faziesräume durchzuziehen, und zwar vom intertidalen bis zum pelagischen Sedimentationsraum. Dort, wo keine Conodontenstratigraphie betrieben werden konnte, wurden die Korallenfauna und lithologische Aspekte zurategezogen. Die in der Diskussion angeführten Conodontenproben findet man in den Profildarstellungen (Abb. 17-20) und in Abb. 11 wieder.

5.1. Conodontenstratigraphie

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden zum ersten Mal Conodontenproben des beschriebenen Arbeitsgebietes ausgewertet. Daher sollen die Faunen im einzelnen kurz diskutiert werden. Die Zuordnung der Proben erfolgt in Kap. 5.2.

5.1.1. Unter- und Mitteldevon

- P11 enthält *P. l. bultyncki* und kann daher auf die obere *serotinus*- (bis eventuell untere *costatus*-) Zone beschränkt werden.
- In P31 wurde *Oz. carinthiaca* gefunden, SCHÖNLAUB (1985) gibt im Profil Oberbuchach II (Karnische Alpen) hierfür ein Vorkommen von der unteren *serotinus*- bis zum Beginn der *patulus*-Zone an. P31 wurde 30 m hangend zu P11 entnommen. Aus diesem Grund wird davon ausgegangen, daß P11 in die unteren Bereiche der oberen *serotinus*-Zone zu stellen ist. Für P31 kommt daher nur noch ein Alter zwischen der oberen *serotinus*- bis zur frühen *patulus*-Zone in Frage.
- Über P96 läßt sich aufgrund der gefundenen Polygnathidenbruchstücke lediglich sagen, daß die Probe im Grenzbereich Unter-/Mitteldevon entnommen wurde.
- P97 zeigt ein höheres Eifelium-Alter. Es läßt sich ein Alter zwischen der oberen *australis*- und der *ensensis*-Zone annehmen.
- P98 zeigt *P. c. costatus* in Kombination mit *P. l. bultyncki*, in diesem Falle ist eine genaue Eingrenzung auf die untere *costatus*-Zone möglich.

- P99 zeigt nur Bruchstücke von nicht eindeutig bestimmbar Polygnathiden, die vermutlich dem Grenzbereich Unter-/Mitteldevon angehören.
- P100b enthält *P. costatus patulus* und läßt sich demnach dem Bereich zwischen der Basis der *patulus*- und der mittleren *costatus*-Zone einreihen.
- P413 ist eindeutig in den Bereich von der oberen *serotinus*- bis zur unteren *patulus*-Zone zu stellen. P413 stammt aus der unmittelbar liegenden Schicht von P100b. Demnach gehören sowohl P100b als auch P413 der *patulus*-Zone an.
- P906 enthält die Kombination von *P. cf. latifossatus* und *P. varcus*, das Alter läßt sich demnach auf die obere *varcus*-Zone begrenzen, *P. ansalus* spricht sogar in dieser Kombination für die Basis der oberen *varcus*-Zone.
- P1/84 zeigt eine ähnliche Fauna wie P31, zusätzlich *P. quadratus*, die Probe wird der oberen *serotinus*-Zone zugeteilt.
- P2/84 und P3/84 wurden nur wenige Meter hangend aufgenommen, daher wird ein ähnliches Alter angenommen, die Conodontenfauna ist zu wenig aussagekräftig.
- P4/84 kann aufgrund von *P. costatus patulus* in Kombination mit *P. l. bultyncki* ein Alter vom Beginn der *patulus*-Zone an bis zur unteren *costatus*-Zone zugeteilt werden. Da diese Probe jedoch im Verband mit P1-3/84 zu sehen ist, ist ein Alter der frühen *patulus*-Zone wahrscheinlich.
- P2/85 enthält *Oz. carinthiaca* und zwei nicht zu identifizierende Polygnathidenreste. Das Alter der Probe wird auf Grenzbereich Unter-/Mitteldevon geschätzt, wahrscheinlich noch junges Emsium.
- P3/85 enthält *O. c. costatus* und kann damit ins ältere Eifelium gestellt werden.

5.1.2. Oberdevon

In vielen Proben aus dem Oberdevon (Kollinkofel) wurden Conodonten-Mischfaunen festgestellt. Die Mischfaunen werden auf die brecciöse Zusammensetzung der betreffenden Gesteine zurückgeführt. Nachgewiesen werden konnten lückenlos alle Conodontenzonen von der *gigas*-Zone im Frasnium bis zur *postera*-Zone im Famennium.

5.1.2.1. Nicht brecciöse Gesteine

- P54 wurde direkt im Liegenden von P55 entnommen, die in die obere *gigas*-Zone gestellt wird (s. Kap. 2.1.1.) und Bruchstücke aus P54 enthält. Deshalb wird P54 der unteren *gigas*-Zone zugewiesen.

- P56 enthält als Leitform *Pa. linguiformis* und läßt sich deshalb eindeutig der obersten *gigas*-Zone zuordnen.
- P59 wurde im unmittelbar Liegenden zu P57 (s. Kap. 5.1.2.2.) entnommen und daher der unteren *rhomboidea*-Zone zugeteilt.
- P504 zeigt eine Fauna, die das Gestein der mittleren bis oberen *triangularis*-Zone zuteilt.
- P508 wurde aus einem Mudstone-Horizont entnommen. Die Fauna spricht für eine Bildungszeit zwischen der oberen *rhomboidea*- und unteren *marginifera*-Zone. P508 wurde jedoch hangend zu P501 (s. Kap. 5.1.2.2.) genommen, deshalb wird P508 in die höhere untere *marginifera*-Zone gestellt.

5.1.2.2. Resedimente

- P55 zeigt eine Fauna, die auf hohe *gigas*-Zone hinweist. Da sie sich direkt liegend zu P56 befindet, wird die obere *gigas*-Zone angenommen.
- P57 entstammt einer Breccie. *Pa. klapperi* legt das Entstehungsalter der Breccie auf die *rhomboidea*-Zone fest. *Pa. quadrantinodosalobata*, *subperlolata* und *I. i. iowaensis* sprechen für Klasten aus der *crepida*-Zone.
- P58 zeigt ebenfalls eine Mischfauna: *Ancyrognathus pseudostrigosus* legt das Sedimentationsalter des brecciösen Gesteins auf frühestens obere *rhomboidea*-Zone fest; das Gestein befindet sich im Hangenden zu P57 und wird aus diesem Grund in die untere *marginifera*-Zone eingestuft. *Pa. klapperi* spricht für Klasten aus der *rhomboidea*-Zone, während *Pa. m. wolskæ* Klasten aus der oberen *crepida*-Zone belegt.
- P423 zeigt ein Alter der *crepida*-Zone, P414 ist nicht einzuordnen, lediglich Famennium ist anzunehmen; die Probe stammt aus dem stratigraphisch Hangenden zu P423. Nach BANDEL'S Profil an der Cellon-Südseite (1972) ist die Probe in den Bereich obere *rhomboidea*- bis untere *marginifera*-Zone zu stellen.
- P501 besteht aus Lithoklasten, die wiederum aus einer Breccie stammen (aus P58), in einer teils mikritischen, teils sparitischen Matrix und Brachiopodenschill-Grainstone-Arealen. Wahrscheinlich ist eine Sedimentation während der oberen *rhomboidea*- bis unteren *marginifera*-Zone. Aufgrund der Lage im Gelände relativ zu P57 und P58 wird P501 in den unteren Teil der unteren *marginifera*-Zone gestellt. Das Gestein, aus dem die Klasten bestehen, wurde während der oberen *crepida*-Zone sedimentiert: *Pa. crepida* beschränkt das Alter der Klasten auf die *crepida*-Zone, *Pa. m. wolskæ* engt es auf den oberen Teil der hohen mittleren *crepida*- bis oberen *crepida*-Zone ein.
- P505 beinhaltet eine Fauna der unteren bis mittleren *crepida*-Zone, wobei *Pa. c. crepida* die Grenze nach unten und *I. a. helmsi* die Grenze nach oben festlegen. Da P505 hauptsächlich aus sparitischem Bindemittel besteht, stammt der Hauptanteil der Fauna mit Sicherheit aus den Klasten. Deshalb wird für die Entstehungszeit der Breccie die späte mittlere *crepida*-Zone angesetzt, die Klasten stammen aus der unteren und eventuell frühen mittleren *crepida*-Zone.
- P506 wurde einer Breccie entnommen. Der Sedimentationszeitpunkt der Breccie läßt sich durch *Pa. g. gracilis*, *Alternognathus pseudostrigosus* und *Spathognathodus strigosus* auf die obere *rhomboidea*-Zone festlegen, *Pa. klapperi*, *rhomboidea*, *glabra acuta* und *P. semicostatus* bilden die Begleitfauna. Das Gestein enthält vielfältige Klasten, nachweisbar ist mindestens ein Klastenalter: *Pa. quadrantinodosalobata*, *m. wolskæ* und *subperlolata* belegen wohl *crepida*-Alter, genauer oberes *crepida*-Alter für eine Klastengeneration.
- P907 enthält in einer Bank mindestens drei Conodontenfaunen: Es handelt sich wiederum um eine Breccie: *Pa. g. inflexoidea* kommt nur in der unteren *marginifera*-Zone vor. *P. lagowiensis* und *Pa. p. grossi* setzen erst innerhalb der oberen *marginifera*-Zone ein, das Vorkommen von *P. lagowiensis* endet in der obersten *marginifera*-Zone. Mit *Pa. p. helmsi* setzt die dritte Fauna ein, frühestens zu Beginn der unteren *trachytera*- oder gemeinsam mit *Pa. r. ampla* innerhalb der unteren *postera*-Zone. Als Bildungszeit der Breccie kommt demnach die untere *postera*-Zone in Frage.

- P4/85 läßt sich nicht exakt einordnen. *Pa. g. gracilis* begrenzt das Alter nach unten (obere *rhomboidea*-Zone), *Pa. g. acuta* läßt die mögliche Altersspanne bis in die untere *trachytera*-Zone stattgefunden haben.

5.2. Stratigraphische Grenzen

5.2.1. Die Grenze Silur/Devon

WALLISER (1964) legte die Silur/Devon-Grenze im Cellon-Profil direkt oberhalb der von ihm als „47“ im Gelände bezeichneten Schicht (s. WALLISER 1964: Taf. 1). Die Rauchkofelkalke (e-gamma-Plattenkalke) stellt er in die *woschmidti*-Conodontenzone (deren Untergrenze nach WALLISER identisch ist mit der Grenze *M. tansgre-diens*/*M. uniformis*). Die Rauchkofelkalke können im gesamten Arbeitsgebiet sehr gut verfolgt werden: Die Grenze Silur-Devon liegt an der Basis der Rauchkofelkalke (Abb. 17).

5.2.2. Die Grenze Lochkovium/Pragium

Im gesamten Arbeitsgebiet kann die Grenze zwischen Lochkovium und Pragium lithostratigraphisch gezogen werden. Sowohl in der Kellerwand- als auch in der Cellondecke bildet die Obergrenze der Rauchkofelkalke die Grenzfläche. Unterstützende Conodontenuntersuchungen im Grenzbereich Lochkovium/Pragium der Unteren Kellerwände (Abb. 17) blieben erfolglos. Dacryoconariden sind in Schriffen häufig, jedoch gibt es zur genauen stratigraphischen Einteilung des Grenzbereiches Lochkovium/Pragium in den Karnischen Alpen noch Wissenslücken, zur Bestimmung ist man auf natürliche Herauswitterung angewiesen, da die Individuen beim Durchschlagen der Gesteine zerstört werden, und Bestimmungen im Schriff sind ebenfalls nicht möglich (G. ALBERTI, Hamburg, schriftl. Mitt. 7/89). Wegen der exponierten Lage der wenig aufgeschlossenen Schichtflächen wurde auf eine Untersuchung auf herausgewitterte Individuen verzichtet.

Am Rauchkofel und an der Seewarte sind an der Lochkovium/Pragium-Grenze deutlich ausgeprägte lithologische Wechsel zu verzeichnen (SCHÖNLAUB, 1980, 1985), ebenfalls in den Profilen der geringmächtigeren pelagischen Fazies am Seekopfsockel, Rauchkofelboden und Oberbuchach II (SCHÖNLAUB, 1986). In diesen Profilen konnte die Lochkovium-/Pragium-Grenze mit Conodonten nachgewiesen werden.

Die Grenze in der Nordwand der Hohen Warte wird an der Grenze zwischen den deutlich bankigen grauen Kalken am Wandfuß (Rauchkofelkalke) und den dazu hangenden massigen Kalken festgelegt (s. auch SCHÖNLAUB & FLAJS, 1975; KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1984), innerhalb derer sich der Einstieg des KOBAN-PRUNNER-Weges befindet.

In der Unteren Kellerwand (Abb. 17) ist die Grenze ebenfalls lithologisch deutlich ausgebildet. Von dickbankigen grauen Kalken mit mächtigen Rindenkorn- und Echinodermenschuttbanken und im oberen Bereich stark dolomitisierten Schichten wechselt die Folge zu gelben Tentakuliten führenden Plattenkalken (KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1984). Die Grenze liegt in 1705 m NN (oberhalb des ersten Stahlseiles). Die Wand springt hier in einer deutlichen Stufe zurück, die Schichten wechseln ihre Farbe von grau zu gelb und werden

dünnpaltiger. In der Cellonrinne wurde bei der Durchsteigung der jüngsten Lochkovium-Kalke auf eine Probennahme verzichtet: Die Schichten in diesem Bereich sind vollkommen tektonisiert und dolomitisiert.

5.2.3. Die Obergrenze Pragium

Wegen der Überschneidung von unterem Unteremsium und oberem Pragium soll die Obergrenze Pragium beschrieben werden.

In der Unteren Kellerwand wurde die bisher lithostratigraphisch gezogene Obergrenze Pragium in den Plattenkalken (KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1984; KREUTZER 1986) auf Conodontenfauna beprobt, Proben aus liegenden Schichten enthielten aufgrund nahezu vollständiger Dolomitisierung sämtlich keine Conodonten (Abb. 17). P11 zeigt *serotinus*-Alter und wurde direkt an der bisher gezogenen Grenze entnommen (letzte gelbe Bank). Das bedeutet: Die Obergrenze Pragium muß tiefer liegen, die gelben Tentakuliten führenden Plattenkalke haben in ihren oberen Schichten bereits kein Pragium-Alter mehr.

Die gelben Plattenkalke der Kellerwand sind zwar nahezu vollständig dolomitisiert. An einigen Stellen läßt sich allerdings in den Schriffen der primäre Zustand des Gesteins noch erkennen:

Bis zur Wandhöhe 1795 m NN (zwischen P69 und P68) steht eine Folge von primären Wackestones (MF-Typ 1) mit Tentakuliten und eingespülten und gerundeten Crinoidenresten an, deren Lithologie über viele Zehnermeter gleich ist. P68 (1800 m NN, am Überhang) enthält bereits einige Korallenbruchstücke. Ab Höhe 1830 (P65) wurden brecciöse Gesteine gefunden; die Klaster bestehen aus ungewöhnlich kantigen Echinodermenbruchstücken und mikritischen Klaster. Dieser Horizont wird ab 1835 m NN (P64, Grotte, morphologische Stufe in der Wand) von Riffschuttbreccien (MF-Typ 6) mit Echinodermenresten, Korallen und Stromatoporen überlagert. Hierüber werden erneut Tentakuliten-Mikrite abgelagert. Demnach zeichnet sich folgende Entwicklung ab:

Nach pelagischen Mikriten kam es zu einem Meeresrückzug (Rifforganismen, die anschließend wachsen konnten, wurden aufgearbeitet und als Detritus sedimentiert). Ein erneuter Transgressionsschub ließ die Wassertiefe sinken: Es kam erneut zu mikritischen Bildungen mit Tentakuliten.

Im Profil Oberbuchach II in den Karnischen Alpen stellte SCHÖNLAUB (1985) eine Breccie an der Obergrenze Pragium fest. JOHNSON et al., 1985, (s. auch Kap. 9.5.) zeigten in ihrer überregionalen qualitativen eustatischen Meeresspiegel-Schwankungs-Tabelle ab der oberen *kindlei*- bis zur Basis der *dehiscens*-Zone eine Regression, die als Grenze zwischen zwei Transgressions-/Regressions-Zyklen gedeutet wird. Anschließend folgt eine Transgression (Basis *dehiscens*), gefolgt von einer weiteren Vertiefung des Wassers an der Obergrenze Pragium. An der Seewarte stehen im Liegenden zu den Seewartekalken, die nach ERBEN et al. (1962) bereits dem oberen Unteremsium zugerechnet werden, und im Hangenden zu den Riff-Kalken des Pragiums für die intertidale Fazies charakteristische Algen-Krusten (s. BANDEL, 1969: Einheit 19) an, ein weiterer Hinweis für die Regression an der Obergrenze Pragium.

Aufgrund der oben angeführten Fakten wird die Obergrenze Pragium in der Unteren Kellerwand lithostratigraphisch innerhalb der gelben Tentakuliten führenden Plattenkalke an der Basis der hangenden dolomitischen Tentakulitenkalke (oberhalb P64) gezogen.

In der Kellerwanddecke ist die Obergrenze Pragium nur in der Hohen Warte (Abb. 19) aufgeschlossen. Conodonten konnten keine gefunden werden. SCHÖNLAUB (1985) rechnet die Riffkalke der Seewarteflanke noch zum Pragium, die darüber liegenden schwarzen Hercynellenkalke (Seewartekalke) stellen ERBEN et al. (1962) ins obere Unteremsium. Diese Schicht ist in der Nordwand wiederzufinden. Die Obergrenze Pragium wird in der Hohen Warte an die Basis dieser tektonisch stark beanspruchten schwarzen Kalke gelegt (2430 m NN).

5.2.4. Die Grenze Emsium/Eifelium

Der Klettersteig an der Cellon-Ostflanke (Abb. 18) beginnt in plattigen Kalken. Dort, wo sie in massige Kalke übergehen, sollte mit Conodontenproben die Unter-/Mitteldevon-Grenze gesucht werden. Beim Abstieg vom Cellon über den Klettersteig wurden in regelmäßigem Abstand Conodontenproben entnommen. So konnte mit P97 und P98 Eifelium-Alter nachgewiesen werden. P99 wurde direkt im Hangenden der letzten Plattenkalke genommen, die Probe beschreibt den Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, P100b und 413 stammen aus den Grenzbänken der plattigen Kalke, sie haben bereits Oberemsium-Alter. Demnach wird die Emsium-/Eifelium-Grenze in der Cellon-Ostflanke exakt an der lithologischen Grenze zwischen plattigen und massigen Kalken gezogen (Höhe 1890).

Im Profil der Unteren Kellerwand (Eiskarkopf-Westwand) ist die Conodontenstratigraphie schwieriger (Abb. 17): Zwar zeigen die Plattenkalke noch eindeutiges Emsium-Alter (P11, 31, 1-4/84), die hangenden Proben im massigen Kalk (ab 2015 m NN) lieferten hingegen kein Ergebnis (P96 nur spärlich). Allerdings hatten die plattigen Kalke in den oberen Bereichen bereits *patulus*-Alter, P96 aus den massigen Kalken legt die Grenze Unter-Mitteldevon nahe.

In der gesamten Cellondecke kann demzufolge die Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon anhand von Conodonten festgelegt werden: sie liegt zwischen den plattigen und den massigen Kalken, in der gesamten Decke, von weitem gut erkennbar (s. Taf. 1/1).

In den Oberen Kellerwänden (Abb. 20) liegt die Grenze in den Rindenkornkalken liegend zu den Eifelium-Kalken, also unterhalb der ersten Rampe: Der größte Teil der Emsium-Kalke wurde an der Deckenüberschiebung am Ostrand des Eiskares abgeschert (s. Kap. 9). In den Rindenkornkalken der Kellerspitzen konnte anhand von P2-3/85 der Grenzbereich Emsium/Eifelium nachgewiesen werden.

In der Hohen Warte-Nordwand konnte keine Conodontenfauna isoliert werden. VAI (1963) rechnet die Laminite der Seewarte noch zum Emsium. In der Nordwand der Hohen Warte (Abb. 19) sind diese Kalke ebenfalls vorhanden, die Grenze Emsium/Eifelium wird hier ebenfalls an der Obergrenze der Laminite gelegt (in der DAMBERGER-Route, 2550 m NN).

5.2.5. Die Grenze Eifelium/Givetium

Die Grenze zwischen Eifelium und Givetium konnte nirgends exakt nachgewiesen werden. Zwar wurden im Eifelium der Oberen Kellerwände und des Cellons spärliche Conodontenfaunen des Eifeliums und am Cellon eine Fauna des Givetiums gefunden, die Grenze läßt sich allerdings lediglich weiträumig einengen.

Am Cellon (Abb. 18) zeigte P97, 35 m über der Basis der Massenkalk (also in 1925 m NN) höheres Eifelalter (*australis*- bis *ensensis*-Zone). P906 stammt aus dem Cellonpfeiler aus 2070 m NN. Hier stammt die Fauna bereits aus der oberen *varcus*-Zone. Demnach muß die Grenze zwischen Eifelium und Givetium zwischen beiden Probenpunkten liegen, also oberhalb 1925 m NN und unterhalb 2070 m NN. Da bereits in Höhe 2070 das Givetium oberes *varcus*-Alter hat, wird die Grenze auf die untere Hälfte des Spielraumes zwischen 1925 und 2070 m beschränkt. Sie wird also näher an P97 gerückt als an P906.

In den Oberen Kellerwänden (Abb. 20) ist die Grenze nicht auffindbar. P3/85 lieferte zwar eine Conodontenfauna des älteren Eifeliums, die Proben aus dem Hangenden waren allerdings conodontenleer. In der Nähe der Kellerspitzen wurde jedoch ein Horizont mit *Stringocephalus burtini* gefunden. Hier kann bereits mit Sicherheit von Givetium ausgegangen werden. Die Riffe am Kellergrat zeigen eine eindeutige Givetium-Fauna. Die Grenze Eifelium/Givetium wird unterhalb der Schicht mit *Stringocephalus burtini* vermutet (s. Abb. 18).

In der Nordwand der Hohen Warte (Abb. 19) verhält es sich ähnlich: Die Gesteine sind ohne Conodontenfauna. Stringocephalenhorizont und Riffkalk beweisen Givetium im oberen Bereich der Nordwand. Hier wird die Grenze in den Loferiten – ebenfalls unterhalb des Stringocephalenhorizontes – gelegt.

5.2.6. Die Grenze Givetium/Frasnium

In den Oberen Kellerwänden endet das Profil mit Givetium, das Frasnium ist erst ab P54 (untere *gigas*-Zone) zu finden, zwischen Givetium und Frasnium liegt eine Störung (Abb. 20).

Am Cellon (Abb. 18) zeigten Conodontenproben aus dem Hangenden des Givetium keine Fauna bis zu den Flaserkalken des Famenniums (P423). In 2170 m NN wurde (P423) für die ersten Flaserkalk *crepida*-Alter nachgewiesen. Die Grenze Givetium/Frasnium muß also zwischen 2070 und 2170 m NN liegen. Da die Flaserkalk in 2170 m aber bereits *crepida*-Alter haben und P907 (2070 m NN) noch in die obere *varcus*-Zone zu stellen ist, liegt die Givetium-/Frasnium-Grenze im unteren Drittel des 100 Meter messenden Spielraumes. Ab der Höhe 2080 m NN beginnt die Lithologie feinkörniger zu werden: MF-Typ 8 wird vorherrschend, die MF-Typen 1, 2 und 3 treten zurück, die Kalk entlang des Klettersteiges werden feinplattiger, dies kann ein lithologischer Hinweis auf die Grenze sein. Die Grenze Givetium/Frasnium wird in der Cellonrinne auf 2080-2090 m NN gelegt.

5.2.7. Die Grenze Frasnium/Famennium

Am Kollinkofel (Abb. 20) ist die Grenze aufgeschlossen. Allerdings konnte im Grenzbereich die untere *triangularis*-Zone nicht gefunden werden. Sie scheint im Oberdevon-Profil zu fehlen, erst die mittlere *triangularis*-Zone ist nachweisbar. Jedoch sind Gesteine aus der obersten *gigas*-Zone vorhanden (P56, Brachiopodenschichten). Mit diesen Brachiopodenschichten hört das Frasnium auf.

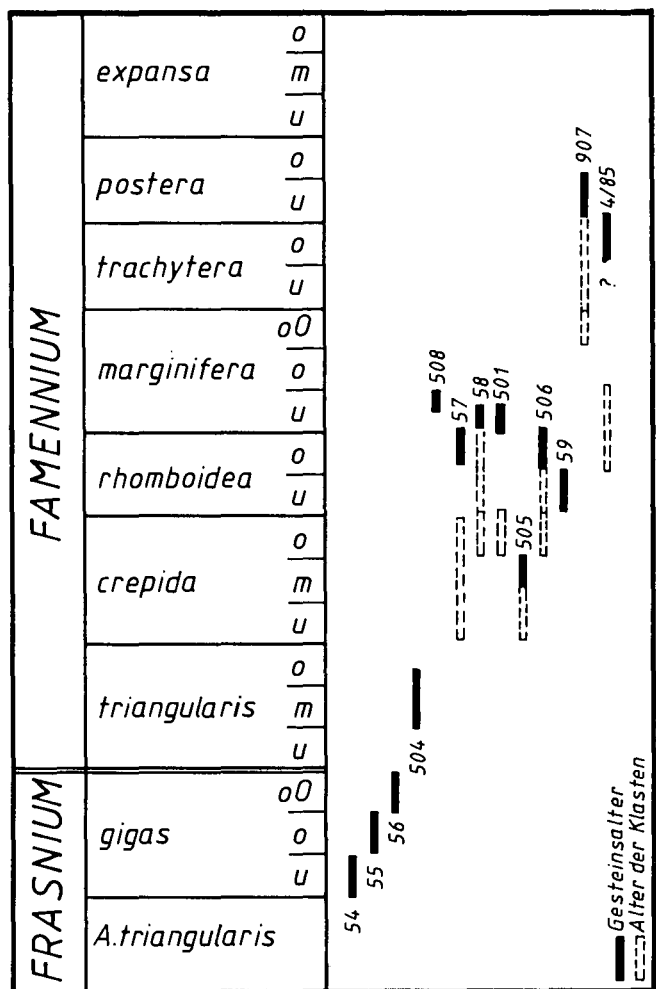


Abb. 11. Zuordnung der Oberdevonproben des Kollinkofels zu Conodontenzonen. Gestrichelte Kästchen stehen für die Entstehungszeiträume der in der jeweiligen Probe resedimentierten Klaster.

gularis-Zone nicht gefunden werden. Sie scheint im Oberdevon-Profil zu fehlen, erst die mittlere *triangularis*-Zone ist nachweisbar. Jedoch sind Gesteine aus der obersten *gigas*-Zone vorhanden (P56, Brachiopodenschichten). Mit diesen Brachiopodenschichten hört das Frasnium auf.

Am Cellon (Abb. 18) wird die Grenze wenig unter dem Ausstieg aus dem Klettersteig in den grauen plattigen Kalken liegen, die die von BANDEL (1972) beschriebenen roten Flaserkalk (P423) unterlagern, also 10 bis 20 Meter unterhalb 2170 m NN.

5.2.8. Die Grenze Devon/Karbon

Die Grenze zwischen Devon und Unterkarbon im Arbeitsgebiet wurde von SCHÖNLAUB et al. (1988) an der Grünen Schneid, also westlich des Cellons bearbeitet. Das Schichtpaket ist durch eine Störung vom Cellon getrennt und liegt innerhalb des Oberkarbonischen Hochwipfelflyschs. POHLER (1982) beschreibt ebenfalls ein Unterkarbonvorkommen südlich der Seewarte, konnte die Grenze Devon/Karbon allerdings ebenfalls nicht erfassen. SCHÖNLAUB et al. (1988) schließen aus ihrem aufgenommen Profil ebenfalls auf lückenlose Sedimentation an der Devon-/Karbon-Grenze. BANDEL (1972) konnte am S-Hang des Cellons eine durchge-

hende Sedimentation an der Devon-/Karbon-Grenze nachweisen, die GEDIK (1968/1974) an der Südseite des Cellons in mehreren Profilen als lückenhaft beschrieb.

5.2.9. Die Untergrenze der Hochwipfelformation

Der Hochwipfelflysch (s. von AMEROM et al., 1984; HUNGER, 1984) transgrediert im Arbeitsgebiet auf die paläozoischen Karbonate, sowohl auf unterkarbonische (an der Grünen Schneid), als auch auf oberdevonische. Am Übergang aus dem Eiskarkessel (östlich des Gabelkopfes) zum Hochtal nördlich der Grünen Schneid liegt der Flysch sedimentär diskordant auf oberdevonischen Kalken (KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1984; KREUTZER, 1986).

5.3. Riffsterben

Die jüngsten Riffe des Kellerwand-Hohe Warte-Zuges sind am Gipfel des Kollinkofels aufgeschlossen. Es handelt sich um Gesteine, die aus Stromatoporen und *Renalcis turbitus* bestehen. Das Auftreten dieser Algen (?) ist typisch für diese letzten Riffgesteine der Kellerwände (s. Abb. 7). In der unteren *gigas*-Zone (P54) sind die Riffe noch lateral verfolgbar, in der oberen *gigas*-Zone sind am Kollinkofel nur noch brecciöse Gesteine aufgeschlossen (P55), bestehend aus aufgearbeitetem Riffschutt aus der unteren *gigas*-Zone, in der obersten *gigas*-Zone ist das gesamte Areal bereits von pelagischen

Brachiopodenrasen überzogen (P56). Die Riffe im Kellerwand-Hohe Warte-Zug sterben demzufolge nach einer Transgression in der oberen *gigas*-Zone – also im späten Frasnium – aus.

Das weltweite Riffsterben Ende des Devons ist nicht als isochrones Ereignis zu betrachten (WILDER, 1985), sondern vollzog sich regional unterschiedlich: In Europa starben die Riffe im Zeitraum vom späten Givetium bis mittleren Frasnium (Belgien, s. FLÜGEL & WOLF, 1969 und LECOMPTE, 1970), selten im beginnenden Famennium (Polen, s. SZULCZEWSKI, 1971). Die Bearbeitung der Riffe in der Umgebung von Aachen ist kurz vor ihrem Abschluß, die Riffe starben hier an der Grenze *asymmetricus*-/*Anc. triangularis*-Zone (mündl. Mitt. B. REISSNER, 6/89); in Amerika gibt es ein erstes Riffsterben Ende des Givetiums, verursacht durch eine Regression, im Frasnium kehren die Riffe allerdings nach einer Transgression wieder. Am Nordrand von Gondwana halten sich die Riffe bis ins Famennium, länger, als irgendwo sonst bekannt (Australien, s. DINELEY, 1984), die Vorkommen sind aber wesentlich seltener als im Frasnium (COCKBAIN, 1988), wo sie bei weitem ihre Hauptverbreitung haben (z.B. im Canning basin in Nordwest-Australien, s. DINELEY, 1984, KERANS et al., 1986: Hier sterben die Riffe Ende Frasnium).

In Euramerika sterben die Riffe demnach im Durchschnitt früher, als in Gondwana (Ende Frasnium bis Famennium). Das Sterben der Riffe in den Karnischen Alpen während der oberen *gigas*-Zone läßt sich in der Reihe der Riffe Gondwanas als normal einstufen, stellt also keine zeitliche Abnormität gegenüber den meisten Riffkomplexen Gondwanas dar. Eine Ausnahme sind eher die seltenen famennischen Riff-Vorkommen.

6. Profile

6.1. Übersicht der Profile

14 Profile wurden zwischen Cellon und Seewarte aufgenommen, die sich aufgrund ihrer Lage bei der Beschreibung (Kap. 6.1. und 6.2.) zusammenfassen lassen. Die einzelnen Profile, ihr stratigraphischer Umfang und die Arbeitsziele sollen kurz vorgestellt werden:

- ① **Hohe Warte, N-Wand, unterer Teil**
(Abb. 12, J–K)
Die ersten 240 m bis zum Schotterfeld in der Wand entlang der KOBAN-PRUNNER-Route.
Stratigraphischer Umfang: Pragianum.
Ziele: s. 3.
- ② **Hohe Warte, N-Wand, westlicher oberer Teil**
(Abb. 12, N–O–M)
Fortsetzung der KOBAN-PRUNNER-Route bis zum Gipfel.
Stratigraphischer Umfang: Emsium-Givetium.
Ziele: s. 3.
- ③ **Hohe Warte, N-Wand, östlicher oberer Teil**
(Abb. 12, L–M)
Vom zentralen Schotterfeld gerade aufstrebend in Gipfelfall-Linie empor (DAMBERGER-Route).
Stratigraphischer Umfang: Emsium-Givetium.
Ziele: Mikrofazies, Beobachtung des Hercynellenhorizontes (Leithorizont für das Emsium, s. BANDEL 1969, POHLER 1982, SCHÖNLAUB & FLAJS 1975), Er-

fassen des Stringocephalenhorizontes (Leithorizont für Givetium), Conodontenproben, Beprobung der Riff-Fauna.

- ④ **Profil Untere Eiskarkopf-Nordwand**
(Abb. 15, P–Q)
Entlang des Unteren Militärsteiges in der Eiskarkopf-N-Wand.
Stratigraphischer Umfang: Silur-Emsium.
Ziele: Mikrofazies, Conodontenproben, Auffinden von Fleckenriffen.
- ⑤ **Profil Ems I**
(Abb. 15, R–S)
Westflanke der Abflussschlucht aus dem Eiskar in die Eiskarkopf-N-Wand.
Stratigraphischer Umfang: Emsium.
Ziele: Mikrofazies, Conodontenproben.
- ⑥ **Profil Ems II**
(Abb. 15, T–U)
Wandfuß an der W-Wand des Eiskarkopfes.
Stratigraphischer Umfang: Emsium-Eifelium.
Ziele: Fortsetzung des Profiles Ems I, Abgrenzung von Riffschutthorizonten.
- ⑦ **Profil Eiskarkopf-Westwand**
(Abb. 15, U–V).
Stratigraphischer Umfang: Eifelium-Givetium.
Ziele: Mikrofazies, Conodontenproben, Abgrenzung von Fleckenriffen.

- 8 Profil Obere Eiskarkopf-Nordwand (Abb. 15, W–V).
Entlang der Oberen Militärroute.
Stratigraphischer Umfang: Emsium-Eifelium.
Ziele: Auffinden der Grenze Emsium-Eifelium, Mikrofazies, Erkennen von Fleckenriffen.
- 9 Profil Obere Kellerwand, N-Wand (Abb. 13/15, G–H).
Beginn 1. (westl.) Rampe über dem Eiskar entlang der KOBAN-Route, über GROHMANN-Route zum Gipfel der Kellerspitzen.
Stratigraphischer Umfang: Eifelium-Givetium.
Ziele: Mikrofazies, Erfassung des Stringocephalenhorizontes, Abgrenzung der Riffbereiche.
- 10 Profil am Kellergrat (Abb. 13/15, H–I)
Gipfelgrat zwischen Kellerspitzen und Kollinkofel.
Stratigraphischer Umfang: Givetium.
Ziele: Beobachtung der Riffentwicklung im Givetium, Beprobung der Riff-Fauna.
- 11 Profil Kollinkofel (Abb. 15, X–Y)
Kollinkofel NW-Grat zum Gipfel.
Stratigraphischer Umfang: Frasnium-Famennium.
Ziele: Nachweis von Famennium in den Kellerwänden (Conodontenproben), Mikrofazies, Klärung der Lagerungsverhältnisse
- 12 Cellon-Rinne (Abb. 16, C–D, E–F)
Lawinnenrinne ab Schicht 48 (FLÜGEL, H., 1965) bis Beginn und ab Ende des Profiles BANDEL (1972: A–B) bis zum Gipfel.
Stratigraphischer Umfang: Lochkovium-Famennium.
Ziele: Zusätzlich zu den von BANDEL (1972) aufgenommenen Profilen Lücken schließen, Mikrofazies, Conodontenproben.
- 13 Cellon-Ostpfeiler (Abb. 16, A–B)
Profil nordwestlich der Lawinnenrinne am markanten Pfeiler.
Stratigraphischer Umfang: Mitteldevon.
Ziele: Verbesserung der Ergebnisse der aus der Cellonrinne gewonnenen mikrofazialen Erkenntnisse durch die Entnahme von ungestörten Proben, Conodontenproben.
- 14 Profil am Seekopf-W-Abfall.
Als Vergleich wurden am Seekopf Proben im Lochkovium und Emsium entnommen.

6.2. Profile der Kellerwanddecke

6.2.1. Seewarte

Das Profil der Seewarte wurde in Einzelabschnitten beschrieben: BANDEL (1969) nahm die Schichten vom oberen Ludlowium bis zum Emsium detailliert auf, ERBEN et al. (1962), PALLA (1967) und JHAVERI (1969) bearbeiteten die hangende Leitschicht der "Seewartekalke" (wegen der Gastropodenfauna auch Hercynellenkalke genannt), VAI (1963) und POHLER (1982) beschäftigten sich mit den dazu hangenden Kalken bis zum Unterkarbon. Die Ergebnisse sollen hier kurz zusammengefaßt werden, da sie für die Arbeiten im Kellerwand-Hohe Warte-Zug grundlegend sind:

Im oberen Ludlowium werden Mikrit und Knollenkalke mit hohem Bitumengehalt sedimentiert, das Milieu

ist schlecht durchlüftet. Allmählich erfolgt ein Übergang zu Crinoidenkalken mit *Septalrypa megaera*.

Im Lochkovium fehlt im Bereich der Seewarte eine pelagische Mikrofauna, was für eine Barre oder Abschnürung vom offenen Meer spricht. Nicht abgerollte Fossilreste und zweiklappig erhaltene Bivalven sind Anzeiger für ruhiges Wasser.

Im Pragma befinden sich vereinzelt Tentakuliten, pelagischer Einfluß macht sich bemerkbar. Korallenreste und fecal Pellets zeugen von einer reichen Fauna am Meeresboden. Schließlich kommt es zum Wuchs einzelner Fleckenriffe. Lateral verzahnen sich diese Gerüstkalke mit Crinoidenschuttkalken. Später wird die Wasserbewegung stärker: Die Riffbildner werden als Bioklasten sedimentiert, die Komponenten der Kalke sind dicht gepackt, die Hohlräume selten verfüllt.

Die hangende Leitschicht der Hercynellenkalke (Seewartekalke bei JHAVERI, 1969) ist geringmächtig, aber schon von weitem in den Wänden der Seewarte an ihrer Färbung erkennbar. Ihr 35 Meter mächtiges Schichtpaket ist tiefschwarz, enthält viele Korallen, einzelne Ooidlagen (BANDEL, 1969) und nach PALLA (1967) Zwischenlagen mit Algen. Die von JHAVERI (1969) beschriebene reiche Gastropodenfauna bezeugt gute Lebensbedingungen an der Sedimentoberfläche, trotz des hohen Bitumengehaltes im abgelagerten Karbonatschlamm. Mikritische Matrix deutet auf ruhiges Wasser hin, einzelne Ooidlagen auf die Nähe zu flachem, bewegtem Wasser. Die Algen beweisen die gute Durchlichtung, ebenfalls ein Hinweis auf flaches Wasser. ERBEN et al. (1962) stellen die Seewartekalke anhand von Conodontenfunden in das höhere Unteremsium.

Über den Seewartekalken folgen Laminitkalke mit *Karpinskya consuelo*. VAI (1963, p. 22–24) stellt sie noch ins obere Emsium. Diese Laminiten entstehen in einem flachen küstennahen Bereich mit mäßig starker Wasserenergie und guter Durchlichtung. Die dichte Besiedlung mit Algen, Gastropoden, Echinodermen, Korallen und Bryozoen in Zwischenlagen zeugen von normaler Salinität und hohem Sauerstoffgehalt (POHLER, 1982). Frühdiagenetische Dolomite deuten auf vorübergehendes Trockenfallen hin. Loferite und Pelsparite können als Gezeitedimente gedeutet werden. POHLER (1982) deutet die Laminitabfolge als eine vom offenen Meer abgeschnürte Lagune, die bei Meeresrückzug vorübergehend trockenfiel.

Über den Laminiten folgen (durch eine Störung getrennt) Crinoidenschuttkalke. Ihre Merkmale sprechen für Wasservertiefung, gute Durchlichtung und Durchlüftung, demnach flaches Subtidal. Vereinzelt Bioklasten von Riffbildnern zeugen von einem vorgelagerten Riffbereich. Hangend zu diesen Karbonaten folgen Stromatoporenschutt-Kalke mit Korallen und Bryozoen. Verstärkte Strömung macht sich bemerkbar, die Wasserenergie ist relativ hoch. POHLER stellt sich diesen Raum in kleine Becken und Schwellen untergliedert vor: In den Becken werden Bioklast-Sedimente angehäuft, deren Liefergebiet auf den Schwellen zu suchen ist.

Nach einer Verflachung kommt es zur Akkumulation von Birdseye-Kalken mit vereinzelt Laminiten. Dripstone-Zemente und iedene Kalke zum Eifelium gerechnet (VAI, 1963; POHLER, 1982).

Amphiporenkalke mit *Stringocephalus burtini* werden angehäuft, der Einfluß riffbildender Organismen, wie Korallen und Stromatoporen, wird stärker. VAI (1963, p. 22) und BANDEL (1972) stellen diese Kalke ins Givetium.

tium. Sie setzen sich bis ins Frasnium fort und enden mit einer Schichtlücke. Im Viséium macht sich bereits eine deutliche Absenkung des Meeresbodens bemerkbar: Mikrite mit pelagischer Fauna bezeugen eine Sedimentation im landfernen Bereich.

6.2.2. Hohe Warte

(Profile 1/2/3: Abb. 12, Abb. 19)

In der Literatur (SCHÖNLAUB, 1985) wurde die zusammengefaßte Schichtserie der Seewarte-Profile (BANDEL, 1969 & POHLER, 1982) und des Südabfalls der Hohen Warte als das Profil der Hohen Warte bezeichnet. Da sich faziell zwischen Seewarte und dem Profil der Hohen Warte-Nordwand jedoch Unterschiede zeigen, soll unter dem Profil der Hohen Warte im folgenden wirklich nur die Nordwand der Hohen Warte gemeint sein.

Die aufgenommenen Profile wurden mit dem Profil von SCHÖNLAUB & FLAJS (1975) verglichen. Zum Teil ergeben sich Schwankungen hinsichtlich der Höhenangaben (bis zu 70 Meter). Die Routen wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit mehrmals durchstiegen. Daher kann von einer hinreichenden Genauigkeit der folgenden Angaben ausgegangen werden:

Das Profil beginnt in 2270 m NN über dem Schotterfeld am Einstieg des KOBAN-PRUNNER-Steiges (Gedenktafel). Hier stehen stark tektonisierte Kalke an, die Pellets und Echinodermenfragmente enthalten (MF-Typ 2). Die Komponenten sind auffällig ausgewalzt (tektonische Gründe). Teilweise wurde das Gestein tektonisch in Breccien zerlegt. Die dadurch entstandenen Klüfte sind dolomitisch verheilt, makroskopisch und im Schliß an der ockerbraunen Farbe erkennbar. Außer Echinodermen sind wenige Brachiopodenschalen zu sehen. Durch die tektonische Überprägung können andere Komponenten nicht identifiziert werden.

Ab 2300 m NN (hier beginnt das erste Drahtseil) werden die Kalke dunkler. Im Schliß sind auffällig schwarze Lösungsbahnen zu erkennen. Die kalzitischen Komponenten sind alle in Sparit umgewandelt, was wiederum der tektonischen Überprägung zuzuschreiben ist. Als Ausgangsmaterial wird ein Crinoidenschuttkalk vermutet.

Ab 2340 m NN läßt der tektonische Einfluß nach. Die Kalke enthalten Pelloide und Echinodermenreste, selten Algen. Die Komponenten sind teilweise umrindet. Zum Hangenden werden Rindenkörner häufiger.

Ab 2430 m NN stehen makroskopisch schwarze Kalke an. Sie sind nur 25 Meter mächtig und können als horizontale Fortsetzung des Hercynellenniveaus im Seewarte-Profil angesehen werden. Der Kalk ist tektonisch brecciös zerlegt. Die Bruchstücke bestehen aus Peloiden und Rindenkörnern und zeigen starke mikrofaziale Parallelen im Vergleich zu Schlißen der Hercynellenkalke aus der Seewarteflanke. In der Hohen Warte-Nordwand sind die "Hercynellenkalke" geringmächtiger als im Seewarte-Profil (Kap. 6.2.1). Weiter nach Osten keilt diese Schicht aus. In der Nordwand des Kellerwandturmes ist der Hercynellenkalk bereits nicht mehr vorhanden, sie gehen Richtung Osten lateral in Rindenkornkalke über.

Über dieser markanten Schicht folgt eine Serie aus Kalken, die immer wieder von Laminithorizonten (MF-Typ 5c) durchzogen wird. Zwischen den laminierten Zonen kommen peloidreiche feinkörnige Grainstones vor, welche Anzeichen spätdiagenetischer Überprägung tragen: Selten läßt sich frühdiaagenetischer Zement erkennen (Kap. 8). Hangend dazu gibt es Lagen mit Echinodermenschutt und Amphiporenbruchstücken in einer dolomitischen Matrix. Mehrere Zentimeter lange feine Dolomitlamellen sind in diesen Schichten immer wieder zu beobachten. Die Dolomite sind ausschließlich frühdiaagenetisch entstanden. Sie haben zu-

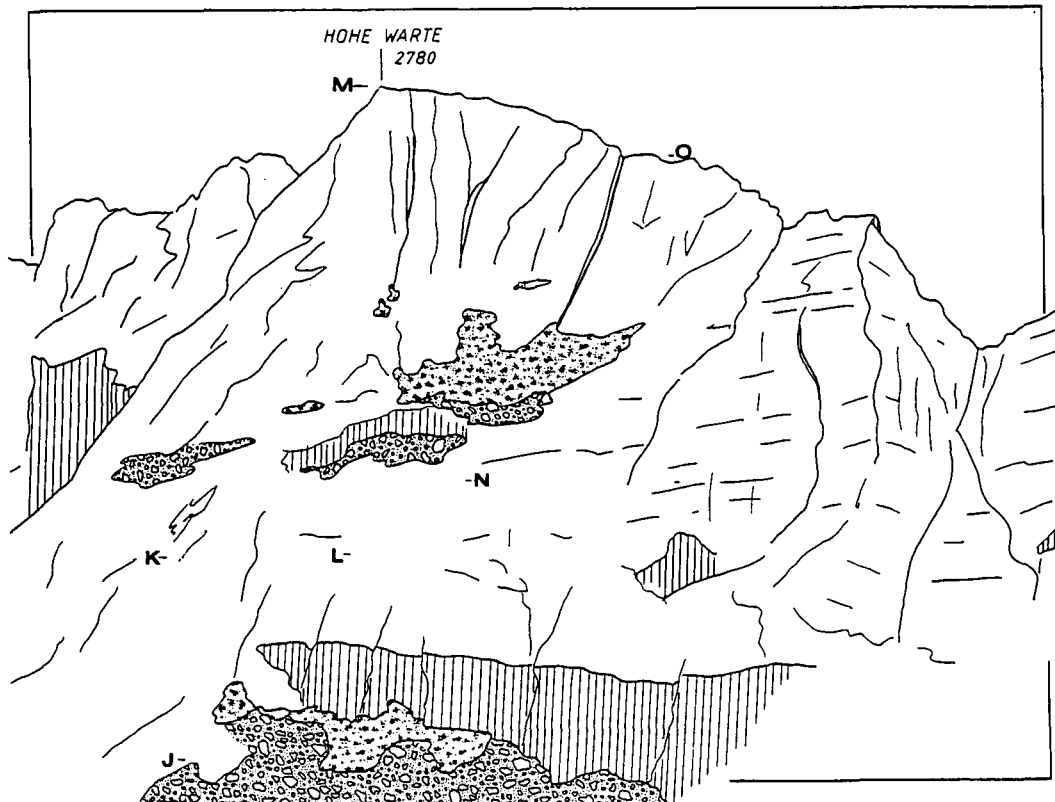


Abb. 12.
Lage der Profile
in der Nordwand der
Hohen Warte.
J-K = Profil 1; L-M = Profil
3; N-O-M: Profil 2.
Blick vom Gipfel des
Rauchkofels.
Fleckensignatur = Firnfelder;
Blocksignatur =
Schuttfelder.

meist eine hellbraune Farbe und sind nicht strukturzerstörend. Oft umkleiden sie Bioklasten vollständig mit einem dünnen Rand.

Allmählich hört der dolomitische Einfluß auf (2550 m NN, Grenze Emsium/Eifelium). Die Matrix wird wieder sparitisch. Allerdings ändert sich der Bestand an Komponenten nur unwesentlich. Rindenkörner, Aggregatkörner Dasycladaceen, Echinodermen und Gastropoden werden abgelagert (MF-Typ 2).

Ab 2590 NN (in der DAMBERGER-Route) ändert sich die Lithologie: Gut sortierte Pelletkalke mit Rindenkörnern stehen an. Rindenkörner und Pellets haben die gleiche Größe. Als Biogene sind nur Echinodermen erkennbar.

Etwa 60 Meter höher (Grenzbereich Eifelium/Givevium) wird der Einfluß anderer Komponenten wieder größer: Zwickel dehnen sich zu Hohlräumen aus, Aggregatkörner, Pelloide, Rindenkörner, Bioklasten und Onkoide prägen den Charakter der Gesteine. Schalen von Bivalven, Gastropoden und Echinodermenreste bilden den faunistischen Anteil; Dasycladaceen und andere Algen sind selten, ebenso Bryozoen und Bruchstücke von Korallen. Die Korallenbruchstücke sind meist nicht umrindet. Die Onkoide sind keine Durchläufer, sie kommen nur in einzelnen Lagen vor.

Ab 2720 NN werden die Zwickel zwischen den Komponenten noch größer und dehnen sich zu markoskopisch gut sichtbaren birdseyes aus. Aggregatkörner und Rindenkörner sprechen für eine rege Algentätigkeit, Onkoide ebenfalls (MF-Typ 4a). Dasycladaceen und Echinodermen kommen neben wenigen Bryozoen vor. Die Komponenten sind immer umrindet. In den onkoidreichen Lagen fehlen die Aggregatkörner oder dienen den Onkoiden als Kerne.

In 2760 NN stehen Schichten mit *Stringocephalus burtini* an. Die Kalke bestehen im wesentlichen aus feinen gleichkörnigen Peloiden; Parathuramminiden und Amphiporen kommen vor. Diese Schicht ist nur wenige Meter mächtig.

Über den Stringocephalenkalke folgen erneut hochenergetische Kalke mit Aggregatkörnern, Rindenkörnern und gut erkennbaren Ooiden. Ooide waren ursprünglich sicherlich auch in anderen Schichten vorhanden, sind allerdings nur hier noch als Ooide erkennbar. Die Schichten sind mit birdseyes durchsetzt.

Die letzten Meter bis zum Gipfel (2786 m NN) werden von Riffkalke gebildet, hauptsächlich aus Stromatoporen bestehend. Sie sind auf der Südabdachung der Hohen Warte gut weiterzuverfolgen.

6.2.3. Kellerspitzen

(Profile 9/10: Abb. 13/15, Abb. 20)

Am Wandfuß (2300 m NN) stehen dunkle, plattige bis gebankte Kalke an, die auf den Schichtflächen hellbraune Tonhäute zeigen: Die Verwitterung richtet sich nach den Lösungsbahnen, der Ton wurde hier angereichert (Kap. 8). Die Karbonate enthalten Rindenkörner, Algenlumps und Pelloide (MF-Typ 2). Echinodermen, Amphiporen, Dasycladaceen, Bryozoen, Schalen von Bivalven, Ostracoden und Korallenbruchstücke bezeugen eine diverse Fauna in diesem Lebensbereich. Onkoide und selten Ooide kommen schichtweise vor. In etwa 2350 m Höhe in Fallinie des Einstieges zur KOBAN-Route wird ungefähr die Grenze zwischen Emsium und Eifelium liegen.

Ab 2520 NN ändert sich die Lithologie, die Rindenkörner werden wesentlich größer (bis zu 4 mm), gehäuft treten Gastropoden und Muscheln auf, sehr große umrindete Amphiporen befinden sich im Gestein. Ab 2640 NN kreuzt die Route einen stark tektonisierten Bereich, weshalb die Gesteine mikrofaziell schlecht ansprechbar sind, jedoch ist zu erkennen, daß die primäre Lithologie der Zusammensetzung der liegenden Rindenkornkalke entspricht.

Ab 2720 m NN hört die Sedimentation der Rindenkörner auf, das Gestein wird feinkörniger. Hauptbe-

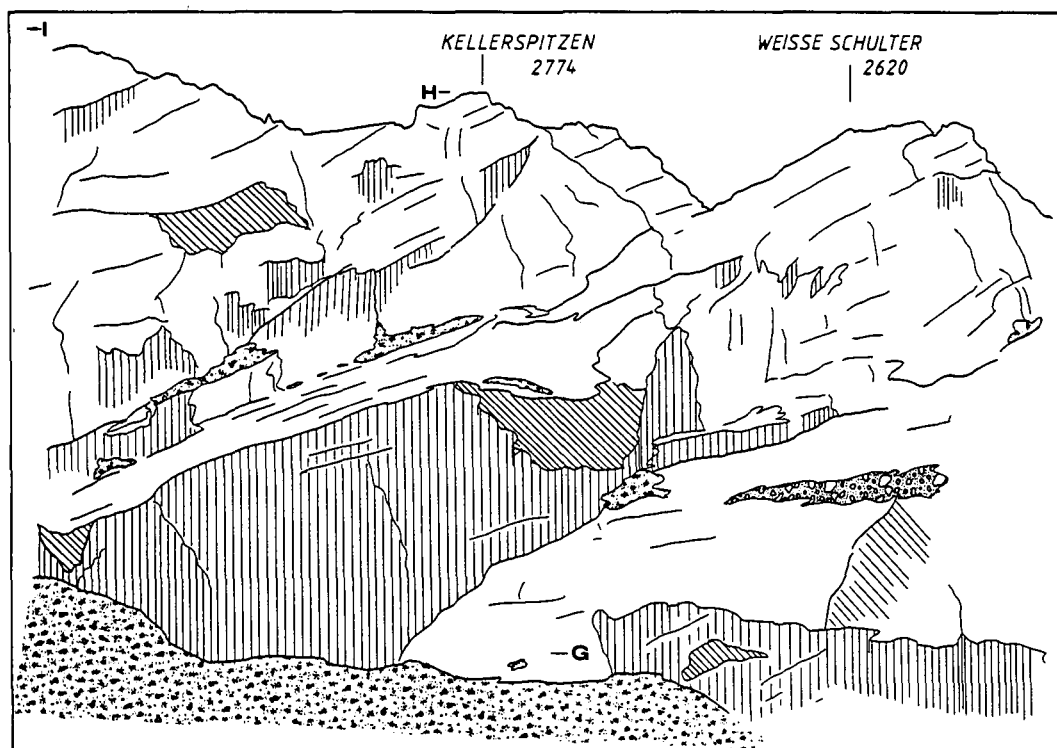


Abb. 13.
Lage der Profile durch die Kellerspitzen (N-Wand).
G-H = Profil 9; H-I = Profil 10.
Blick vom Gipfel des Eiskarkopfes.
Fleckensignatur = Eis und Firn; Blocksignatur = Schuttfelder.

standteile der Kalke sind sehr dunkle Peloide, wahrscheinlich fecal Pellets und Bioklasten (Echinodermenreste, wenig Gastropoden, Ostracoden, Calcisphaeren). Fenstergefüge sind zwischen einzelnen Sedimentlagen zu beobachten, sowohl in unregelmäßiger birdseye- als auch in stromatactisähnlicher Form. Die Matrix ist hier nicht mehr rein sparitisch, Mikrit kommt ebenso häufig vor.

Ab 2760 m NN (am Westgrat zum Gipfel der Kellerspitzen) werden Aggregatkörner, Rindenkörner, umrindete Echinodermen, Dasycladaceen und einige Gastropoden häufiger. Fünf Meter höher wurde *Stringocephalus burtini* gefunden, eingebettet in einen peloid- und rindenkornreichen sparitisch gebundenen Kalk, reich an Echinodermenbruchstücken. Diese Schicht ist – wie auch an der Hohen Warte – nur wenige Meter mächtig. Die Übergänge zum Liegenden und Hangenden sind fließend, deshalb läßt sich die Mächtigkeit lediglich mit dem Vorkommen von *S. burtini* abschätzen.

Kurz unter dem Gipfel der Kellerspitzen befindet sich eine Schicht mit mikritischer Matrix, birdseyes und lagenweise Ostracoden (MF-Typ 4b). Hangend zu dieser ein Meter mächtigen Lage setzen wiederum Rindenkornkalke ein, deren Reichtum an Riff-Fossilien (Korallen und Stromatoporen) zum Hangenden immer größer wird (Riffkalke der Kellerspitzen). An der „Krone“ werden die Kalke durch eine säigere Störung abgeschnitten. Im Gipfelbereich der „Krone“ fand bereits FRECH (1894) *S. burtini*, die Schichten der Kellerspitzen sind gegenüber dem Pfeiler der „Krone“ demnach relativ abgeschoben.

6.2.4. Kollinkofel

(Profil 11: Abb. 15, Abb. 20)

Am Kollinkofel fallen die Schichten mit 40° nach Osten ein. Somit wäre theoretisch die Westwand dieses Berges eine ideale Flanke, um ein Profil aufzunehmen. Die Wand bricht jedoch nahezu unstrukturiert und absolut senkrecht in das Eiskar ab, ist abweisend und steinschlaggefährdet. Die Route vom Eiskar (NE-Grat) auf den Gipfel (s. Abb. 15) bietet allerdings hinreichend Einblick in die jüngsten Schichten des Arbeitsgebietes. Entlang dieses Grates trifft man immer wieder auf senkrechte Störungszonen mit tektonischen Breccien, sodaß sich die Schichtenabfolge mehrfach wiederholt.

Die Folge beginnt mit Riffgesteinen (P54, untere *gigas*-Zone, s. Kap. 4 und 5) mit Stromatoporen und äußerst selten Korallen, ferner *Renalcis turbitus*, Brachiopo-

denschalen und Echinodermenresten aus Peloiden (MF-Typ 5a). Die Mächtigkeit dieser Gesteine ist schlecht abzuschätzen, da sie nach unten durch eine Störung am Übergang von der „Krone“ zum Kollinkofel abgeschnitten sind (s. Abb. 20). Diese bafflestones repräsentieren die letzten Riffhorizonte der Kellerwände, danach sterben die Riffe aus (Kap. 5.3.).

Über den Bafflestones stehen Breccien an (P55, obere *gigas*-Zone), die aus Bruchstücken der Riffgesteine und Klasten aus dem Mitteldevon bestehen, sie sind sparitisch gebunden, die Klasten werden mehrere Zentimeter groß.

Über diesem Aufarbeitungshorizont wachsen Brachiopoden-Rasen (P56, oberste *gigas*-Zone, MF-Typ 10). Diese Rasen sind geringmächtig (einige cm bis wenige dm) und wechseln mit Echinodermen führenden Pellet-Grainstones.

Darüber lagern mikritische bis pelmikritische Gesteine (P504, mittlere *triangularis*-Zone) mit sehr kleinen Lithoklasten (kleiner als 1 mm) und wenig Biogenen (Ostracoden, Filamente und Calcisphaeren). Die Klasten sind gerundet und gradiert, nach oben gehen sie in Peloide über, schließlich wird die Körnung mikritisch.

Diese mikritische Serie wird wiederum von einer Breccie (P505, mittlere *crepida*-Zone) überlagert, die aus großen Brachiopodenschalen und Lithoklasten besteht. Brachiopodenstachel sind ebenfalls vorhanden. Die Klasten bestehen aus feinelaminierten, bis auf wenige Sphaeren nahezu fossilfreien Mikriten. Die Matrix der Breccie ist sparitisch.

Über den Schichten mit den großen Brachiopoden folgen erneut Schichten mit kleinen Brachiopoden (P59/506-1, untere *rhomboidea*-Zone). Über diesen Rasen lagern wiederum sparitisch gebundene Breccien (P506-2, obere *rhomboidea*-Zone) bestehend aus Biogenschutt und Lithoklasten. Die Klasten sind verschiedenen Ursprungs: Sowohl Bruchstücke aus den unterlagernden Brachiopodenrasen als auch mikritische Klasten mit wenigen Schwammnadeln, Sphaeren (erinnern an die Mikrite in P504) kommen vor.

Über dieser Breccie lagert wiederum eine sparitisch gebundene Breccie (P57, obere *rhomboidea*-Zone, Abb. 14) mit scherbzig zerbrochenen, mehreren dm langen und cm breiten Klasten aus Mikrit mit Sphaeren und kleinen Quarzkristallen. Bemerkenswert sind hier die großen sparitischen Areale zwischen den Klasten (mehrere cm im Durchmesser!) und die Einregelung der Klasten. Nach oben gehen diese Breccien allmählich in mikritisch gebundene Breccien über (P58, untere *marginifera*-Zone), deren Klasten wiederum mikritisch

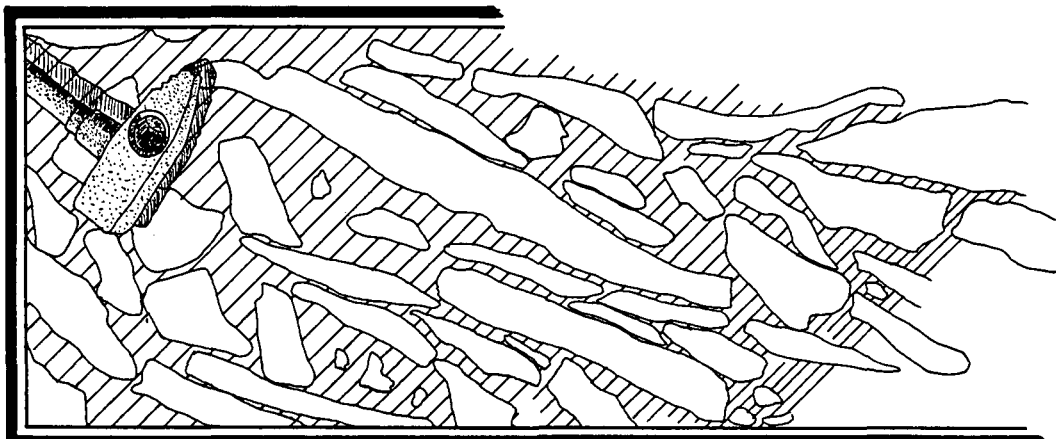


Abb. 14.
Breccie (P57) mit auffälliger Einregelung. Die Klasten stützen sich gegenseitig ab, die ungewöhnlich großen Hohlräume sind sparitisch ausgekleidet. Gezeichnet nach einem Geländefoto (Hammerkopf 10 cm).

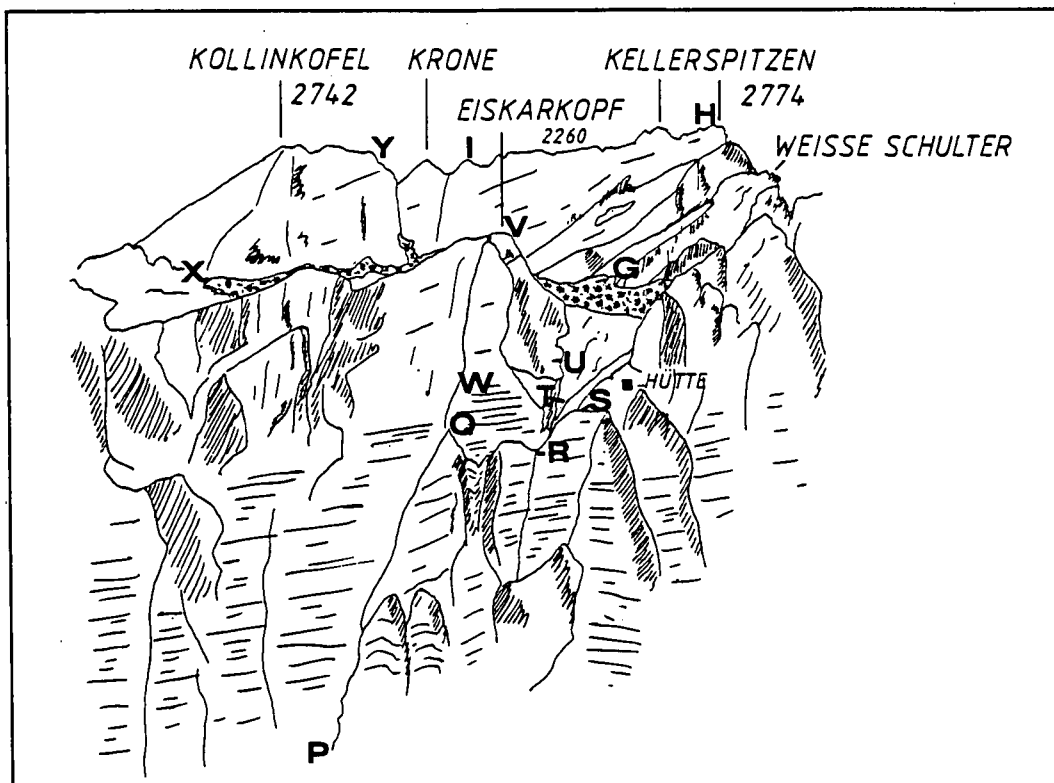


Abb. 15.
Lage der Profile
in den Kellerwänden.
G-H = Profil 9; H-I = Profil
10; P-Q = Profil 4; R-S =
Profil 5; T-U = Profil 6;
U-V = Profil 7; W-V = Pro-
fil 8; X-Y = Profil 11.
Blick von Norden (vom
Mooskofelboden).

sind. Sowohl fein lamellierte Mikrit-Klasten als auch solche mit Hohlräumen treten auf.

Anscheinend wurde die Breccie aus P58 später wieder zertrümmert, denn sie wird direkt von einer Breccie (P501, ebenfalls untere *marginifera*-Zone) überlagert, die aus Bruchstücken von P58 besteht, also eine Breccie mit Lithoklasten, die wiederum aus Klasten bestehen. Zwischen den Klasten befindet sich eine sparitische Matrix mit Grainstone-Arealen und Brachiopoden-Schill.

Darüber wurden Mikrite gefunden, die Trilobiten, Schwammnadeln, Filamente und Ostracoden enthalten.

Das Profil reißt hier an einer Störung ab, die für Schichtwiederholung sorgt. Einschließlich den Schichten von P55 bis hierher ist das Schichtpaket 40 m mächtig.

Als nächstjüngere Sedimente wurden Mikrite gefunden (P4/85, obere *trachytera*-Zone), die von Breccien überlagert werden. Diese Breccien (P907, untere *postera*-Zone) bestehen wiederum aus Klasten aus Mikriten mit Trilobiten, Sphären, Ostracoden und Filamenten.

6.3. Profile der Cellondecke

6.3.1. Untere Kellerwand

(Profile 4/5/6/7/8: Abb. 15, Abb. 17)

Das Gesamtprofil durch die Untere Kellerwand beginnt am Einstieg (1590 m NN) zur unteren Eiskarkopf-Nordwand (Unterer Militärsteig, Profil 4, s. Abb. 15). Es folgt der Wand bis zum Ausstieg (letztes Drahtseil). Seine Fortsetzung bildet das Profil 5 an der Ostwand der nach Norden senkrecht abbrechenden Entwässerungsschlucht des Eiskargletschers, beginnend in Höhe 1920 NN. Das Profil 6 (beginnend am oberen Abbruch der Entwässerungsschlucht in die Nordwand bis zur markanten Umbiegung am Wandfuß der Eiskarkopf-

Westwand) und die Eiskarkopf-Westwand schließen das Gesamtprofil Untere Kellerwand ab.

Über den silurischen *Alticola*-Kalken (benannt nach *Orthoceras alticola*), die dem Ludlowium und Pridolium zugeordnet werden, beginnt die Sedimentation im Devon der Kellerwände mit den Rauchkofelkalken (SCHÖNLAUB, 1985), benannt nach den Plattenkalken des tiefen Unterdevons am Rauchkofel (von GAERTNER, 1931, bezeichnete diese Schichten aufgrund ihrer Ähnlichkeit mit dem böhmischen Devon als e-γ Plattenkalke).

Ab dem Einstieg in die Untere Militärroute bewegt sich der Steig meist senkrecht zur Schichtung dieser Rauchkofelkalke empor. Die Schichten sind im Dezimeterbereich gebankt. Hier stehen Grainstones mit Pellets und Echinodermenresten (MF-Typ 3a) an. Stylolithen im Schlibfbereich sind selten, nur auf den Bankgrenzen lassen sich deutliche Lösungsbahnen erkennen. Hangend werden Schalenreste häufiger, sekundärer Dolomit kommt hinzu und die Stylolithen werden im Schlibfbereich zur normalen Erscheinung.

Ab 1620 m NN erkennt man Pyrit als Anreicherung auf Stylolithenbahnen, das Gestein wird insgesamt dunkler, wenige Ostracoden und Calcisphaeren bilden den faunistischen Anteil. Pellets stellen weiterhin den Hauptanteil des Gesteins. Die Matrix ist mikrosparitisch.

Bereits zehn Meter hangend werden mikritisch gebundene Kalke mit Pellets abgelagert (MF-Typ 1), in denen sehr viele Tentakuliten, Filamente, Trilobiten, Ostracoden und wenig Echinodermen eingelagert sind. Oft sind die Gesteine bioturbat entschichtet. Immer wieder wechseln sich MF-Typ 1 und 3 ab. In den mikritisch gebundenen Bereichen (MF-Typ 1) sind die Schichten oft stark dolomitisiert worden, so daß sich das Ausgangsgestein oft nur noch in kleinen Reliktbereichen erhalten zeigt. Ab 1650 m NN (Höhe letzte Lärche) werden die Schichten dickbankiger, Rindenkörner und Echinodermenbruchstücke (MF-Typ 2) bestimmen

das Gesteinsbild. Ab 1660 m NN (Unteres Ende des Stahl-Seils) wird dies sehr deutlich, die Dolomitisierung tritt vollständig zurück. Ab 1675 m NN sind keine Reliktstrukturen mehr erkennbar, das Gestein ist vollständig dolomitisiert.

Oberhalb des ersten Stahlseiles (1705 m NN) ist eine deutliche morphologische Stufe: Die Wand zeigt hier einen natürlichen Versatz, die Schichten sind nicht mehr so steil aufgeschlossen (Grenze Lochkovium/Pragium). Die Kalke werden feinplattiger, die Farbe schwenkt von grau nach gelb. Bis 1810 m NN („Sitzbank“ auf Felsband) sind die meisten Schichten vollständig dolomitisiert, lediglich winzige Bereiche innerhalb der Kalke lassen die Vermutung zu, daß es sich primär um mikritisch bis mikrosparitische tentakulitenreiche Kalke (MF-Typ 1) gehandelt hat. In wenigen relativ gering dolomitierten Schichten sind diese Merkmale deutlich zu erfassen.

Oberhalb der „Bank“ (Kamin mit Überhang) werden die Schichten wieder dolomitisch. In diese dolomitierten Tentakulitenkalke schalten sich geringmächtige Schuttlagen mit einzelnen abgerollten Korallen (MF-Typ 6) und Lithoklastenbreccien ein, ebenfalls stark dolomitisiert (hauptsächlich wurde die Matrix umgewandelt). Die Gesteine werden wieder feinkörniger (in Höhe 1835 liegt hier die Obergrenze Pragium), durch Dolomitisierung sind die primären Texturen kaum mehr zu erkennen.

Dieser Trend hält an bis ungefähr zehn Meter über dem letzten Drahtseil (1860 m NN), hier ist eine deutliche Änderung der Farbe des Gesteins zu sehen: Die Schichten sind dunkelgrau, grober gebankt und weniger dolomitisch. Dieser lithologische Wandel läßt sich lateral im Gelände gut verfolgen. An dieser Stelle (1870 m NN) endet das Profil 4.

Etwa 100 m weiter westlich beginnt Profil 5 mit den letzten beschriebenen Schichten aus Profil 4. Die mikrofaziellen Merkmale ändern sich jedoch zunächst nicht. Mikritische Kalke mit Tentakuliten, Ostracoden, Filamenten, Trilobiten und selten Spicula bestimmen

das Bild, immer wieder kommt es zu Aufarbeitungshorizonten mit Lithoklasten (MF-Typ 9), abgerollte Korallenreste, Echinodermenreste und Rindenkörner werden eingeschüttet (MF-Typ 2). Profil 5 endet in 1975 m NN. Profil 5 ist durch eine Abschiebung von Profil 6 abgeschnitten.

Profil 6 beginnt direkt am Fuße der Eiskarkopf-Westwand (nördlich der aufgeschlossenen Überschiebungstirnfalte): Einige Meter plattige Kalke mit pelagischer Fauna bilden den Beginn, vom Gesteinscharakter hat sich gegenüber dem Profil 5 nichts geändert. Mit zunehmender Höhe werden die detritischen Einflüsse stärker, die Schuttlagen werden mächtiger (erste kompakte Riffschuttbreccie vom MF-Typ 6 in 1963 m NN). Über den Riffschuttbreccien kommt es zur Sedimentation von dunklen, feinkörnigen Pelletgesteinen mit Parathuramminiden und Calcisphaeren (MF-Typ 3b), die wiederum von Riffschuttbreccien überlagert werden. Seltener werden Rindenkornkalke (MF-Typ 2) mit Korallenschutt eingeschüttet.

Ab 2015 m NN (Grenze Emsium/Eifelium) werden die Kalke grobbankiger. Hier beginnt das Profil 7 südlich der oben genannten Falte. Die bisher deutlichen Tonanreicherungen auf den Oberflächen der Schichten (Lösungsbahnen) treten zurück, die Kalke werden heller grau, MF-Typ 3b und Schuttlagen mit MF-Typ 2 herrschen vor.

Pelletkalke mit (Typ 3b) Parathuramminidae unterbrechen immer wieder die Anhäufungen von Rindenkörnern und Riffschuttbreccien, diese Folge hält an bis zum Gipfel des Eiskarkopfes (2260 m NN).

6.3.2. Cellon

(Profile 12/13: Abb. 16, Abb. 18)

Die Profilaufnahme am Cellon beginnt mit den von WALLISER (1963) anhand von Conodonten festgelegten Rauchkofelkalken (e- γ -Plattenkalken) in dem von ihm mit der Nummer 48 versehenen Schichtglied. Es folgt

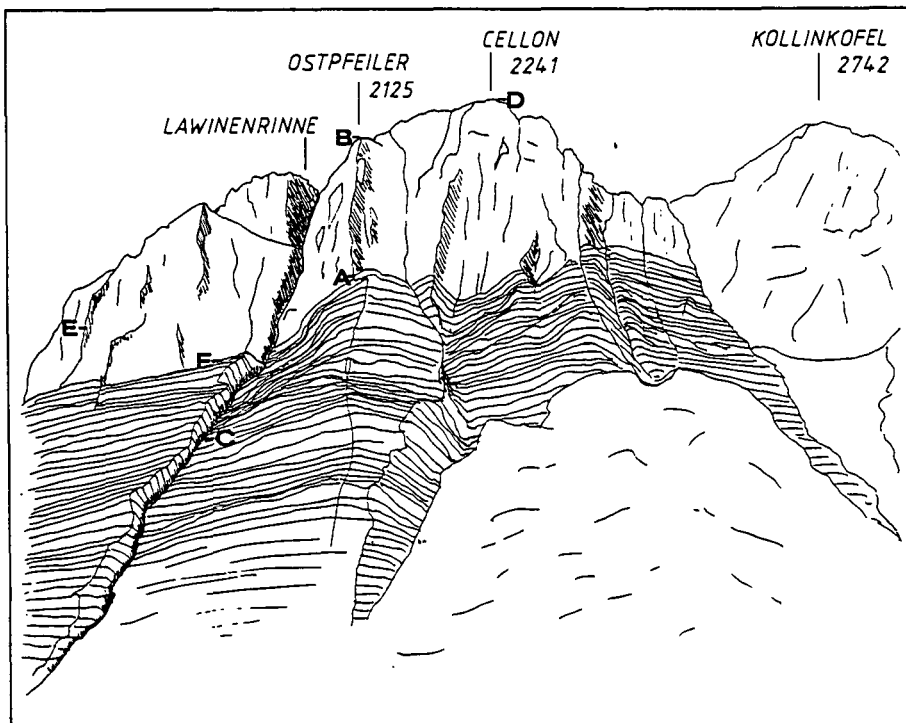


Abb. 16.

Lage der Profile am Cellon.

A-B = Profil 13; C-D/E-F = Profil 12.

Blick von Nordosten. Die plattigen Unterdevonkalke setzen sich deutlich von den massigen Mittel- und Oberdevonkalken ab.

den in der Cellon-Lawinenrinne aufgeschlossenen Schichten bis zur Basis der von BANDEL (1972) beprobten Schichten (bei BANDEL: S. 24, Abb. 11, Profil A-B). BANDEL's Profil endet am Beginn der massigen Kalke (Höhe 1890, s. Abb. 16). Ab 1835 m NN wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit bis zum Gipfel des Cellons entlang des versicherten Klettersteiges Proben entnommen (s. Abb. 16, C-D). Da die Rinne tektonisch stark beansprucht ist, wurde westlich der Rinne ein Profil in den massigen Kalken aufgenommen (s. Abb. 16, E-F), das BANDEL ebenfalls bearbeitete, weiterhin das Profil am Cellon-Ostpfeiler (s. Abb. 16, A-B).

Die Gesteinsfolge beginnt mit sparitischen Kalken des Lochkoviums (MF-Typ 3a) und wird von makroskopisch schwarzen, feinschiefrigen Kalken (MF-Typ 7) durchsetzt. Die schiefrigen Lagen sind mehrere cm bis dm mächtig, in ihnen befinden sich oft Kalklinsen aus nicht geschiefertem Pelletgesteinen (MF-Typ 3a). Zwischen den auffallend schwarzen geschiefertem Gesteinsschichten liegt eine mehrere Meter mächtige Wechselfolge aus Grainstones mit Echinodermenresten und dünnen dunklen Peloiden. Makroskopisch erinnern diese Gesteine an die Kalke an der Basis der Unteren Kellerwand. Im Schliff unterscheiden sie sich dadurch, daß am Cellon viele Calcisphaeren und Radiolarien enthalten sind, in der Unteren Kellerwand dagegen kaum.

30 Meter oberhalb von Schicht 50a (nach WALLISER, 1963) ist die Rinne von einer Störung durchzogen, in deren Umgebung die Gesteine vollständig zu Dolomit umgewandelt worden sind. Zum Hangenden ist die Lithologie der in der Unteren Kellerwand sehr ähnlich: Schuttlagen mit Crinoidenresten und groben Peloiden wechseln sich mit feinkörnigen Kalken mit pelagischer Fauna (Tentakuliten, Cephalopoden, Trilobiten) ab. Diese Lithologie hält an bis zum Beginn von BANDEL's (1972) Profil.

BANDEL beschreibt für seine 165 Meter mächtige Abfolge einen Wechsel von Mikriten mit pelagischer Fauna und gradierten Lagen mit hauptsächlich Echinodermen. Die letzten 45 Meter seines Profils zeigen immer wieder Wechsel zwischen MF-Typ 1 und 3a, selten werden Lagen von MF-Typ 2 eingeschaltet. Bei einem Durchstieg der gesamten Rinne wurde festgestellt, daß die von BANDEL aufgenommenen Schichten des unteren Bereiches denen des oberen Bereiches lithologisch sehr ähnlich sind. Die Gradierung kommt durch den Wechsel der MF-Typen zustande: MF-Typ 1 zeigt scharfe Grenzen zu MF-Typ 3a (s. Taf. 4/2), die Sedimentation wird zum Hangenden allmählich feinkörniger und geht graduell wiederum in MF-Typ 1 über.

Die massigen Kalke (ab 1890 m NN, Grenze Emsium/Eifelium) bestehen aus Wechsellagen von MF-Typ 2 (selten mit Korallenbruchstücken) und MF-Typ 3b. Al-

Tabelle 2.
Legende zu den Profilen (Abb. 17-20).

Lithologie:	
	Kalkstein
	Dolomit
	kalkiger Dolomit
	Loferit
	Laminit
	Riffkalk
Fazies:	
	mikritisch
	sparitisch
	dolomitisch
	Hohlraumgefüge
	Bioturbation
	Rindenkörner, lumps
	Peloide
	Lithoklasten
	Radiolarien
	Parathuramminidae + Calcisphaeren
	Foraminiferen
	Algen
	Ostracoden
	Bivalven
	Brachiopoden
	Filamente
	Tentakuliten
	Trilobiten
	Gastropoden
	Goniatiten
	Bryozoen
	tabulate Korallen
	rugose Korallen
	Stromatoporen
	Amphiporen
	Orthoceraten
	Echinodermenreste

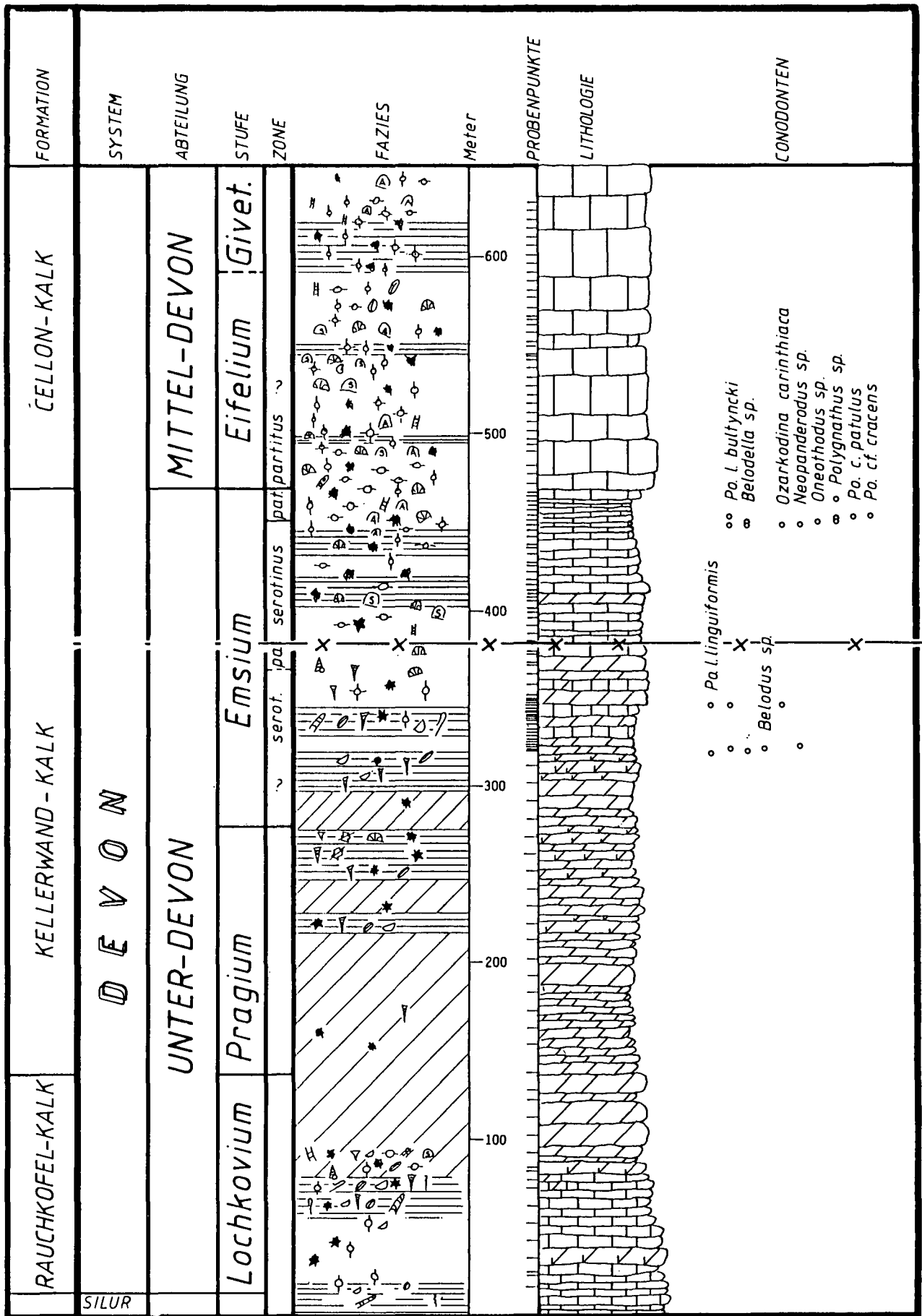


Abb. 17.
Untere Kellerwand (Ob. Valentinalm bis Gipfel Eiskarkopf).

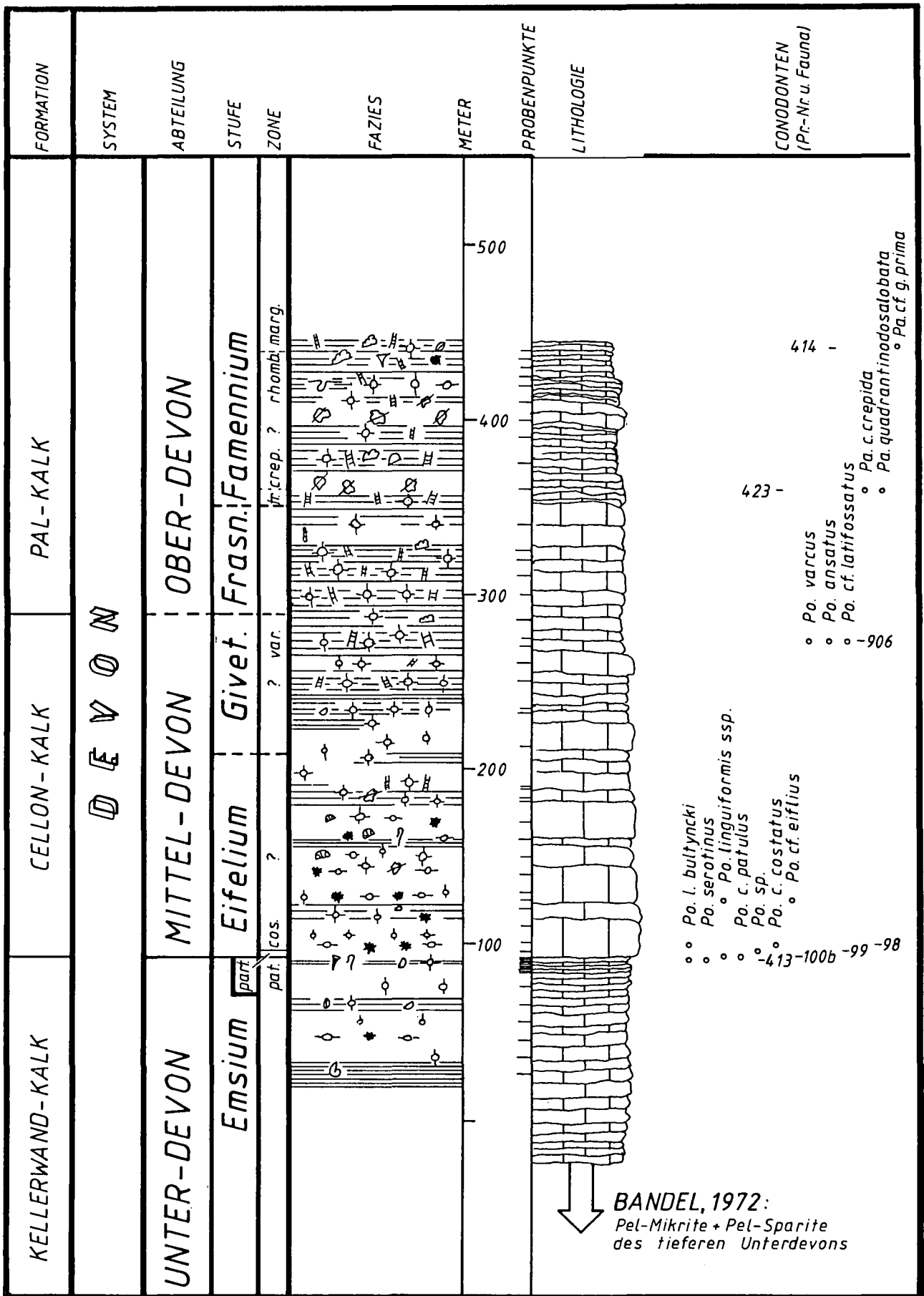


Abb. 18.
 Cellon (Beginn Klettersteig, Ostpfeiler bis Gipfel).

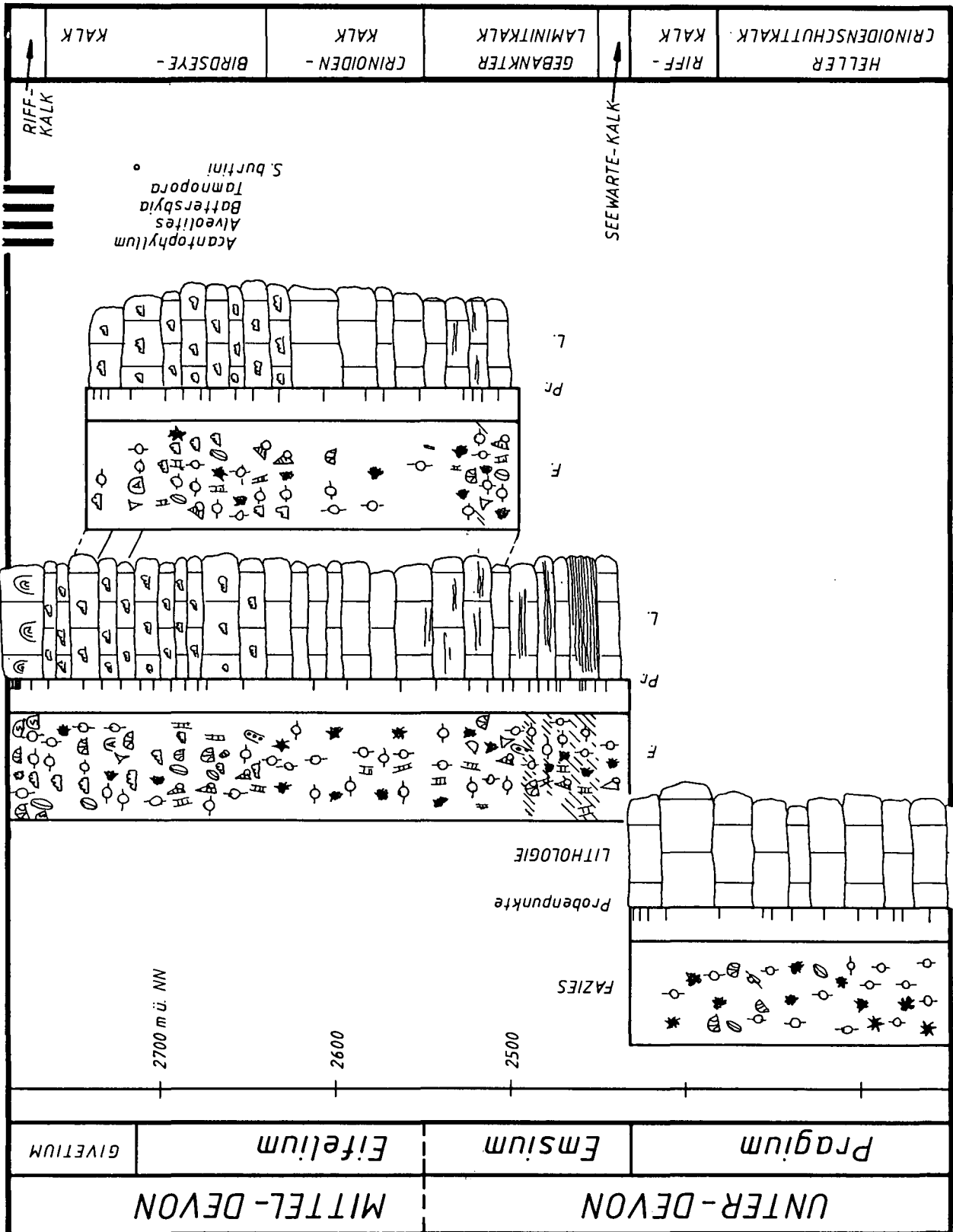


Abb. 19.
 Hohe Warte.
 Mitte: DAMBERGER-Route; links unten und rechts oben: KOBAN-PRUNNER-Route.

lerdings sind sie – anders als in der Eiskarkopf-Westwand – mit Mudstones (MF-Typ 8) durchsetzt, teilweise im Schlieffbereich verzahnt, Klasten aus Mudstones sind ebenfalls schichtweise vorhanden.

Ab 2080 m NN (in der Rinne) treten die MF-Typen 1, 2 und 3 mehr zurück, MF-Typ 8 herrscht vor. Ab 2170 m NN (Nähe des Ausstieges aus dem Klettersteig) erfährt die Lithologie einen markanten Wechsel: Die grauen massigen Kalke (Frasnium) werden von rötli-

chen Flaserkalken (Famennium) überlagert, der Styloli-thenabstand beträgt ca. 1–2 cm. Allerdings: Die mikro-faziellen Merkmale ändern sich kaum. Die Basis bildet eine Schicht aus Lithoklasten (Taf. 9/4). Die Klasten bestehen aus Gesteinen der unterlagernden Schichten (MF-Typ 8). Die Sedimentation bleibt bis zum Gipfel des Cellons feinkörnig (MF-Typ 8), immer wieder von Lithoklastiten und seltener Rindenkornkalken (MF-Typ 2) unterbrochen.

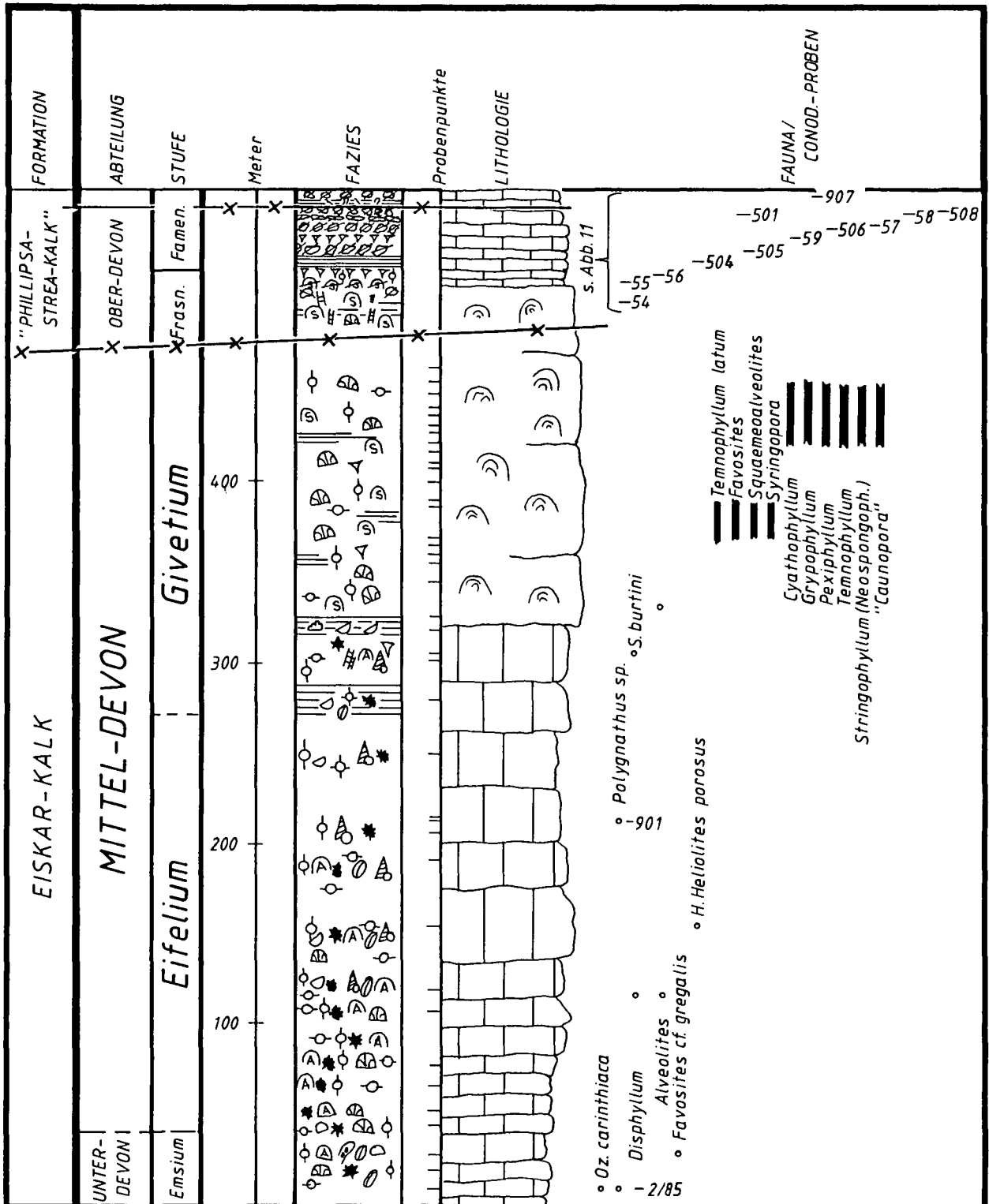


Abb. 20.
Kellerspitzen und Kollinkofel.
Störung zwischen Givetium und Frasnium: Abschiebung zwischen Krone und Kollinkofel.

6.4. Profildarstellungen

Die in Kap. 6.2.–6.3. beschriebenen Profile sollen hier dargestellt werden. Die Conodonten- und Korallenfauna wurde an den entsprechenden Fundpunkten weitgehend eingezeichnet. Tab. 2 zeigt die Legende zu den Abb. 17–20.

In Abb. 20 wurde auf das Einzeichnen der jeweiligen Conodontenfauna der Oberdevonproben verzichtet, die Probennummern sollen mit Abb. 11 und der Faunenliste in Kap. 4.4.2. verglichen werden.

6.4.1. Bemerkungen zu den Formationsnamen

In die Profildarstellungen wurden die offiziellen Formationsbezeichnungen der geologischen Karte, Blatt

197 Kötschach (SCHÖNLAUB, 1985b), aufgenommen. Die Bezeichnungen sind oft verwirrend, da die Einteilungen der Schichten auf der Karte zum Teil nicht mehr stimmen: So wurde bisher nur der Givetium-Kalk der Kellerspitzen als „Eiskar-Kalk“ bezeichnet, die Eifelium-Kalk jedoch dem selben Schichtglied zugeteilt, wie der Eifelium-Kalk in der Cellondecke. Hier wurden (s. Abb. 20) sowohl Emsium, Eifelium als auch Givetium in Hinterriff-Fazies als Eiskarkalk bezeichnet, da sich der Cellon-Kalk (alter Name) nur auf die Cellondecke beschränkt. Die als frasnische „Phillipsastrea-Kalke, teilweise brecciös mit Korallen und Brachiopoden“ bezeichneten Schichten (KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1984) erwiesen sich als frasnische Riffkalke und famennische Brachiopoden- und Lithoklastenschichten (s. Abb. 20). Um Mißverständnisse zu vermeiden, wurden Formationsnamen im Text dieser Arbeit nie angewendet, sie dienen in den Profilen lediglich dem Vergleich mit der geologischen Karte (SCHÖNLAUB, 1985b).

7. Faziesräume

7.1. Hinterriff

7.1.1. Küste

Im gesamten Arbeitsgebiet wurden nirgendwo Hinweise auf terrigene Sedimentkomponenten gefunden (mit Ausnahme von weit transportierbaren Phyllosilikaten). Daher wird darauf geschlossen, daß der devonische Riffkomplex des Zentralkarnischen Hauptkammes dem Nordrand von Gondwana terrigen unbeeinflußbar weit vorgelagert gewesen ist. Die Arbeitsgemeinschaft VAI et al. (in: COMMUNE DI UDINE, ed., 1983, Abb. p.54–64) sehen den Riffkomplex als isolierten Block mit südlich und nördlich vorgelagerten offenen Meeresbereichen. WENDT (1985, 1988) beschreibt einen Karbonatkomplex in Marokko – paläogeographisch ebenfalls an der Nordküste Gondwanas gelegen – mit einem entsprechenden Aufbau (s. Kap. 9): Im Norden wurden pelagische Kalke abgelagert, in einem mittleren Bereich liegt eine Flachwasserplattform mit Crinoiden- und Bewegtwasserfazies, im Süden sind die Karbonate wiederum pelagisch beeinflusst. Für die Karnischen Alpen wäre eine ähnliche Entwicklung – also die Trennung des Litorals vom Karbonatkomplex im Devon durch einen pelagischen Sedimentationsraum im Süden – ebenfalls vorstellbar. Die genaue Lage eines devonischen Küstenbereiches kann daher im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden.

7.1.2. Intertidale Fazies

(s. Abb. 21)

Häufigste MF-Typen: MF-Typ 5c, MF-Typ 4.

Verbreitung: Emsium, Eifelium und unteres Givetium der Hohen Warte, Seewarte und des Gamskofels (s. Kap. 9.1.).

Karbonat des Intertidals treten im westlichen Bereich des Arbeitsgebietes innerhalb der Kellerwandteildecke auf: die Laminite des Emsiums und die Loferite des Mitteldevons an der Seewarte (s. POHLER, 1982)

und der Hohen Warte. Die Laminite und Loferite der Hohen Warte (s. auch SCHÖNLAUB & FLAJS, 1975) sind als direkte laterale Fortsetzung der Intertidalsedimente an der Seewarte zu verstehen.

Die Laminite (MF-Typ 5c) belegen die Zugehörigkeit zum Gezeitenbereich: Die frühe Dolomitisierung – auch in den Lagen zwischen den Laminiten – wird von vielen Autoren als typisch für den Gezeitenbereich angeführt (HSÜ & SIEGENTHALER, 1969; FÜCHTBAUER, 1974; MOORE & BILLINGS, 1971; FLÜGEL, 1978, 1982; CCHILINGARIAN & WOLF, 1988).

Die Loferite (MF-Typ 4a) sprechen ebenfalls für den Gezeitenbereich. Gradierte Pelletlagen, Aggregatkörner, Fenstergefüge, Onkoide und die geringdiverse Fauna sind typisch. Sie gehen in den Sedimentationsraum des Subtidals über und können sich mit den hier typischen Rindenkoralkalken (MF-Typ 2) verzahnen oder vertikal aus ihnen hervorgehen.

In der Hohen Warte Nordwand sind die Laminite nicht so verbreitet, wie POHLER (1982) für die Seewarte beschreibt. Östlich der Nordwand der Hohen Warte (Kellerwandturm und Kellerspitzen) sind die Intertidalsedimente nicht mehr zu finden, sie verzahnen sich lateral Richtung NNE mit emsischen Rindenkoralkalken, die Amphiporen und Dasycladaceen enthalten.

7.1.3. Crinoiden-Rindenkoralfazies

(s. Abb. 21)

Häufigste MF-Typen: MF-Typ 2, MF-Typ 5a/b, MF-Typ 4b, MF-Typ 10.

Verbreitung: Gesamtes Unter- und Mitteldevon der Kellerwanddecke (Gamskofel – s. Kap. 9.1. –, Seewarte, Hohe Warte, Obere Kellerwände).

Die Crinoiden-Rindenkoralfazies stellt im Bereich der Kellerwanddecke den größten Anteil der Gesteine. Sie beschreibt typische Hinterriff-Fazies und bildet den Übergang zwischen Intertidalsedimenten und Riffen. Der Sedimentationsraum lag auf einer Plattform, ist al-

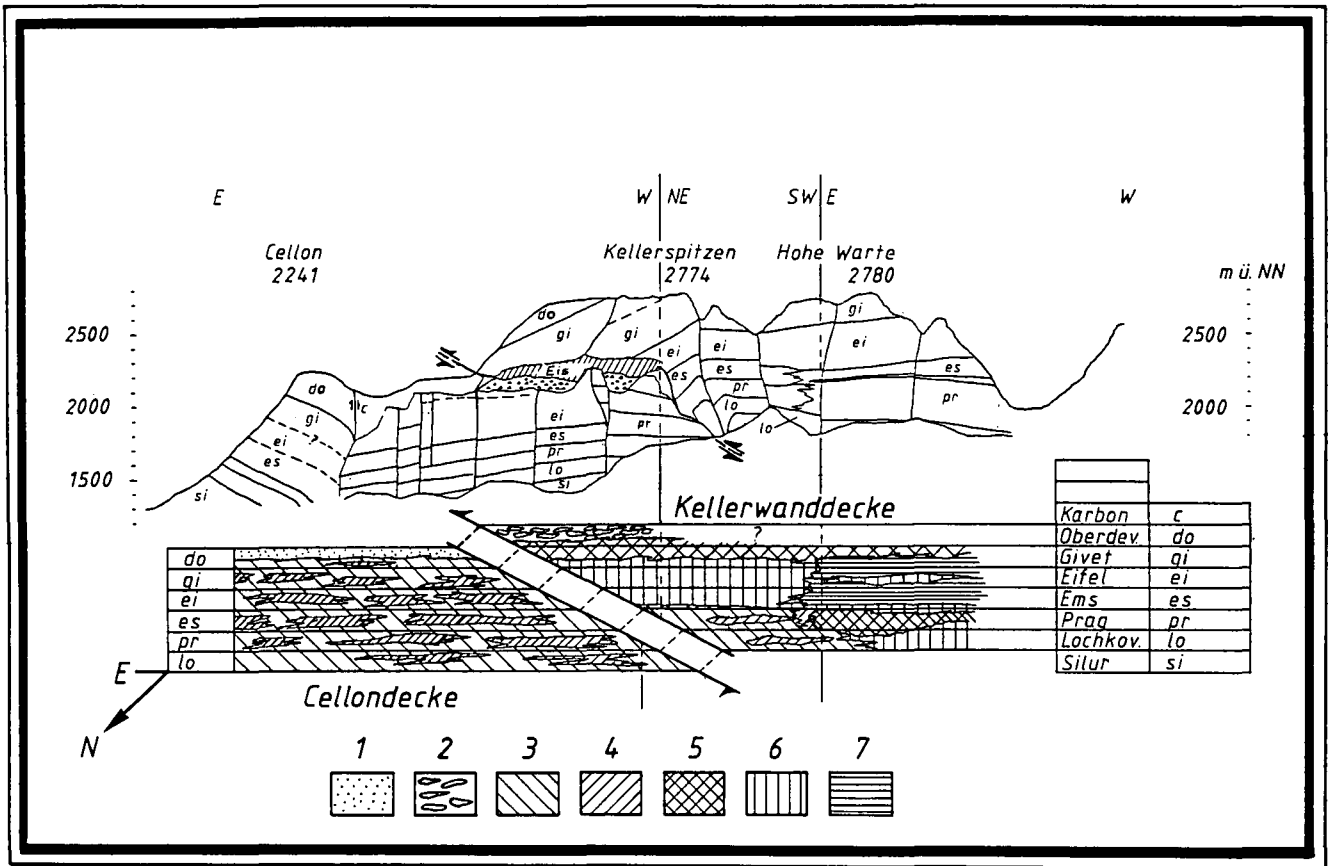


Abb. 21. Schematische Verteilung der Faziesräume.
 1 = Karbonatschlamm-Fazies; 2 = Lithoklasten-Fazies; 3 = Übergangsfazies; 4 = Detritische Fazies; 5 = Riff-Fazies; 6 = Crinoiden-Rindenkorn-Fazies; 7 = Intertidale Fazies.

ledings nicht als einheitlich homogener Bereich zu sehen, vielmehr gibt es lokal mehrere Varianten:

- 1) Der Randbereich zum Intertidal.
- 2) Abgeschnürte Bereiche mit gringer Wasserzirkulation.
- 3) Flache Plattformbereiche mit gut durchlichtetem, gut durchlüftetem und bewegtem Wasser.
- 4) Flache Plattformbereiche mit gut durchlichtetem, gut durchlüftetem, aber stillem Wasser.
- 5) Bereiche mit Fleckenriffen.
- 6) Schichten mit Dasycladaceen-, Amphiporen- und Stringocephalenrasen.
- 7) Der Randbereich zum Riffkörper

Im Randbereich zum Intertidal sind Verzahnungen mit Loferiten oder Laminiten zu beobachten, im Randbereich der Riffe werden die riffbildenden Organismen häufiger, die begleitenden Sedimente zwischen den Riffkörpern werden oft weiterhin von gradierten Rindenkornlagen gebildet. In abgeschnürten Bereichen wurden lokal und auf sehr kleine Bereiche begrenzte mikritische Loferite (MF-Typ 4b) gebildet. Im Kernbereich der Plattform wuchsen Crinoiden, die nach dem Absterben vom Wasser aufbereitet und deren Kelche völlig zerstört wurden, Amphiporen und Dasycladaceen konnten ausgedehnte Rasen bevölkern. Vorübergehend wurden Buchten abgeschnürt und im flachen Wasser entstanden (JHAVERI, 1969; BANDEL, 1969, 1972; PALLA, 1967) peloidreiche dunkle Kalke mit hohem Bitumengehalt und reicher Gastropoden- und Algenflora. Weit verbreitet waren auf der Plattform Fleckenriffe: Sowohl

Korallen als auch Stromatoporen sind in Lebendstellung erhalten. Im Givetium der Kellerwanddecke sind Stringocephalenlagen innerhalb der Crinoiden-Rindenkornfazies eingelagert. Sowohl am Kollinkofel (FRECH, 1894), in den Oberen Kellerwänden als auch an der Hohen Warte ist die Schicht anzutreffen. Nördlich des Giramondpasses wurden sie in der Simonswand anstehend (S. v. DELDEN, Dipl.-Kart. in Vorb., RWTH Aachen) gefunden; am Westgrat des Gamskofels (s. Kap. 9.1.) wurde *S. burtini* vergesellschaftet mit Amphiporen gesichtet, zwar im Schutt, kann jedoch aufgrund der Fundstelle nur den jüngsten Schichten des Gamskofels zugeordnet werden.

STRUVE (1989) hebt das gemeinsame Vorkommen von Stringocephalen und Amphiporen hervor und sieht Amphiporen als Bewohner großer Teppiche hinter dem Riff. Diese Verhältnisse können für den Raum Kellerwände-Hohe Warte bestätigt werden: Amphiporen und Stringocephalen besiedeln den selben Lebensraum (Taf. 5/8), besonders schön zu beobachten an einer glatt abgeschnittenen Wand am Hohe Warte Grat, 15 m unter dem Hauptgipfel (Taf. 3/2). STRUVE (1989) weist auf die Bedeutung von Amphiporen als Pionierfauna hin. In der Nordwand der Hohen Warte zählen sie tatsächlich zu den ersten Besiedlern, nachdem sich der intertidale Ablagerungsraum mit seinen Laminiten und Loferiten im mittleren Givetium weiter nach Süden zurückgezogen hat. STRUVE (1989) revidiert die alte Lehrmeinung, „Stringocephalus sei schlechthin Repräsentant für das hydrodynamisch turbulente Milieu der Riffe“, und zeigt, daß diese Gattung – eben wegen des

schweren Gehäuses – bevorzugt nur hinter dem Riff in geschützteren Verhältnissen gelebt haben kann. Für die Kellerwanddecke muß daher der Schluß gezogen werden, daß zur Zeit des unteren Givetiums zwar Bewegtwasserfazies, aber nicht zu hochenergetische Bedingungen geherrscht haben und vor der lagunenartigen Plattform das schützende Riff gelegen haben muß.

7.2. Riff-Fazies

(s. Abb. 21)

Häufigste MF-Typen: MF-Typ 5a/b, MF-Typ 2.

Verbreitung: Oberes Lochkovium, Pragium und oberes Givetium der Seewarte und Hohen Warte, oberes Givetium und Frasnium der Kellerspitzen.

Neben den Pragium-Riffen am Fuße der Seewarte (BANDEL, 1972) sind bedeutende Bioherme im späten Mitteldevon und unteren Oberdevon am Kellergrat und im Gipfelbereich der Hohen Warte und der Kellerwarte aufgeschlossen. In der Hauptsache wuchsen dort Stromatoporen. Die Riffgürtel sorgten für eine klare Trennung von Hinter- und Vorriff-Fazies. Die Riffe ließen episodisch (beispielsweise durch Riff-Kanäle und bei Sturm) Schüttungen vom Hinterriff zum Vorriff zu, wobei Riffschuttbreccien im nahen Vorriff entstanden sind.

7.3. Vorriff-Fazies

7.3.1. Detritus aus Riff- und Hinterriff

(s. Abb. 21)

Häufigste MF-Typen: MF-Typ 6, MF-Typ 2, MF-Typ 3.

Verbreitung: Im gesamten Unter- und Mitteldevon der Cellondecke (Untere Kellerwand und Cellon), Lochkovium und Pragium der Kellerwanddecke nordöstlich der Hohen Warte.

Dem Riff vorgelagert war ein geneigter Sedimentationsraum, in dessen meist mikritischen Schichten pelagische Fossilien eingebettet wurden. Zeitweise kommt es im riffnahen Bereich zur Bildung von Riffschuttbreccien (MF-Typ 6), meist mit Hinterriffelementen (MF-Typ 2) gemeinsam sedimentiert. Diese Schüttungen aus dem Hinterriff können noch wesentlich weiter in den Vorriffbereich hineinreichen als der relativ schwere Detritus der Rifforganismen. Meist sind die Schüttungsfächer mit Rindenkörnern sehr geringmächtig und gradiert und gehen hangend in Peloid-Grainstones über, um schließlich wieder mikritisch zu werden.

7.3.2. Übergangsfazies

(s. Abb. 21)

Häufigste MF-Typen: MF-Typ 1, MF-Typ 3a,b, MF-Typ 8, MF-Typ 7.

Verbreitung: Unter- und Mitteldevon der Cellondecke (Untere Kellerwand und Cellon), Lochkovium und Pragium der Kellerwanddecke nordöstlich der Hohen Warte.

Zwischen Riff und pelagischem Sedimentationsraum (Rauchkofelfazies, SCHÖNLAUB, 1985) liegt eine überlei-

tende Fazies, zwar schon pelagisch beeinflusst durch die Fauna (MF-Typ 1 und 3a), aber doch noch von Riff- und Hinterriff-Schüttungen gekennzeichnet, also noch nicht rein pelagisch. Zeitweise können jedoch die Sedimentationsbedingungen so ruhig sein, daß in vereinzelt Schichten kein Einfluß vom Riff bemerkbar ist (MF-Typ 8).

7.4. Pelagische Fazies

7.4.1. Karbonatschlamm-Fazies

(s. Abb. 21)

Häufigster MF-Typ: MF-Typ 8.

Verbreitung: Gesamtdevon am Nordschenkel der Cellonfalte, Oberes Mittel- und Oberdevon Cellon, Famennium Kollinkofel, Unterkarbon Grüne Schneid.

Typisch für den pelagischen Sedimentationsraum sind feingeschichtete Schlammsedimente. In Rückständen aus Conodontenproben fiel im Gegensatz zu allen anderen Gesteinen des Kellerwandzuges der relativ hohe Phyllosilikatanteil auf, ein Hinweis auf ruhige Sedimentationsbedingungen. BANDEL (1972, 1974) schließt für diese Kalke einen Sedimentationsraum bis 4000 m Wassertiefe nicht aus. Allerdings ist dies im Rahmen der relativ nahen Nachbarschaft zu den Riffen kaum nachvollziehbar. VAI (1980) diskutiert zwei alternative Modelle, eines stellt BANDEL'S Theorie dar, er zeigt die Unwahrscheinlichkeit der BANDEL'Schen Theorie, während das zweite Modell von einem seewärts an Korngröße abnehmenden Trübestrom ausgeht, was wesentlich plausibler ist. Selbst unter Berücksichtigung der Deckenüberschiebung zwischen Kellerwand- und Cellondecke (s. Kap. 9) wird BANDEL'S Vorstellung nicht verständlicher. Vielmehr müssen die pelagischen Kalke zwar landfern (palmatolepide Biofazies) und unterhalb der photischen Zone entstanden sein, da keine sessilen Algen (Dasycladaceen) anzutreffen sind, die gleichzeitig im Hinterriff stark verbreitet waren. Aber der Ablagerungsraum muß nicht sehr tief gewesen sein (WENDT, 1988, nimmt für seine pelagischen Kalke Marokkos eine Meerestiefe von weniger als 100 Metern an, s. auch Kap. 7.1.1.).

7.4.2. Lithoklastische Fazies

(s. Abb. 21)

Häufigste MF-Typen: MF-Typ 9, MF-Typ 10, MF-Typ 8, MF-Typ 3a.

Verbreitung: Famennium des Kollinkofels.

Die Riffe am Kollinkofel werden von einer Serie klastischer Gesteine überlagert. Anfangs (obere *gigas*-Zone) enthalten die Breccien noch Bruchstücke aus den letzten frasnischen Riffen (untere *gigas*-Zone), später (im Famennium) werden größtenteils nur noch mikritische Lithoklasten sedimentiert.

SPALETTA et al. (1983) beobachteten östlich von Timau ein Frasnium-Profil, daß – ähnlich den Verhältnissen am Kollinkofel – in der Hauptsache aus Breccien besteht. Allerdings: Die Klasten sind mikritisch gebunden, am Kollinkofel jedoch meist sparitisch. Sie deuten ihre Breccien als Ablagerungen fern der Riffkörper als Ergebnisse schockartiger Erdstöße (also als seismische Breccien). Die Breccienbildung beginnt hier schon im

unteren Frasnium, am Kollinkofel erst an der Frasnium/Famennium-Grenze.

Die mikritischen Horizonte (also die autochtonen Gesteine) des Famenniums haben nur noch in der *triangularis*-Zone (P504) wenige Icriodiden, ansonsten zeigen sie eine klare pelagische Palmatolepidenfauna, vergesellschaftet mit wenigen Polygnathiden. Die Conodontenfauna der Breccien des Famenniums hingegen belegt bis zur *marginifera*-Zone immer wieder eine biofazielle Mischfauna (s. DREESSEN & SANDBERG, 1984): Palmatolepiden und Icriodiden treten quantitativ oft völlig gleichberechtigt nebeneinander auf (in P57, 58, 505, 506 ca. 1:1). Polygnathiden sind immer vorhanden, meist jedoch in untergeordneter Zahl. Da die Lithoklasten aus den mikritischen Schichten stammen, ist anzunehmen, daß die Icriodiden in der Matrix der Breccie eingebettet sind, die Schill- und Echinodermenschutt beinhaltet (Taf. 4/8). In der Matrix der jüngeren Breccien nimmt die Zahl der Icriodiden immer mehr ab, in der *marginifera*-Zone enthalten sie nur noch selten Icriodiden (P501), in der *trachytera*-Zone keine mehr (P907). Daraus läßt sich mit Annäherung an das Unterkarbon zunehmend pelagischer Einfluß ableiten: der gesamte Ablagerungsraum sinkt stetig ab, wodurch die Flachwasser-Sedimentationseinflüsse (Icriodiden und Echinodermenschutt in der Matrix der Breccien) allmählich verschwinden. Ständige Absenkung legt synsedimentäre Tektonik nahe und läßt durch sie verursachte seismische Ereignisse verständlich erscheinen. An den Bruchkanten können bereits verfestigte Schichten zerbrechen und als Breccien sedimentiert werden (s. Abb. 35).

Die Klasten in den Breccien sind oft eingeregelt (s. Abb. 14). COOK & MULLINS (1983) zeigen Photographien von Gesteinen, die denen am Kollinkofel sehr ähnlich sind: Die tafeligen Klasten sind subparallel orientiert, die Breccien werden zum Hangenden feinkörniger. Allerdings sind die Klasten bei COOK & MULLINS (1983) mikritisch gebunden. Die beiden Autoren stellen diese Gesteine faziell in den unteren Hangbereich.

Am Kollinkofel werden die sparitischen Breccien von mikritisch gebundenen überlagert und sind ebenfalls gradiert. Die sparitischen Lagen sprechen allerdings für eine hohe Wasserenergie, die Icriodiden in diesen Gesteinen für sedimentären Einfluß vom flacheren Wasser, slumping-Strukturen wurden in den Lithoklast-Gesteinen nicht beobachtet.

Zeitgleich bilden sich am Cellon (in der Karbonatschlamm-Fazies) Mudstones, deren Lagen vereinzelt in

Breccien zerlegt sind (Beschreibung Kap. 3.1.8). Die Klasten wurden nicht nennenswert transportiert, sondern die Schichten intern zerlegt.

Innerhalb der Breccienlagen am Kollinkofel kommt es mehrmals zu ruhiger Sedimentation von Mudstones mit pelagischer Fauna und Brachiopodenrasen (Taf. 4/6), die mit Peloid-Grainstones vergesellschaftet sind, die Conodontenfauna ist jeweils rein pelagisch. Bei den Brachiopoden, die bereits VAI (nach BANDEL, 1972) auf der Südseite der Kellerwände über den Riffen beobachtete, handelt es sich um Rhynchonellen (SARTENAER, 1985, weist auf ihre stratigraphische Bedeutung an der Frasnium/Famennium-Grenze hin). R. DREESSEN (Lüttich) sieht Rhynchonellen im Devon Belgiens ebenfalls immer nur in Verbindung mit einer pelagischen Conodontenfauna (mündl. Mitt., Jan. 89).

Für den Faziesraum der Lithoklastenserie ergibt sich demnach folgende Entwicklung:

Nach der Riffbildung sank der gesamte Untergrund der Kellerwände im oberen Frasnium allmählich ab, die Riffe starben in der oberen *gigas*-Zone. Die letzten Rifforganismen wurden aufgearbeitet und resedimentiert. Brachiopodenrasen wuchsen über diesen Riffschutt-sedimenten, mit Beginn des Famenniums wurden nach einem weiteren Absinken Mikrite gebildet, welche anschließend von lithoklastischen Gesteinen verschüttet wurden, deren Matrix mit Biogenschutt von einem südlich gelegenen Flachwasser angereichert waren. Erneut wuchsen Brachiopodenrasen – während einer seismisch inaktiven Zeit – im Wechsel mit Mikriten und Peloid-Grainstones. Später fielen Biogenschutt und Lithoklasten direkt auf den Brachiopodenrasen (Taf. 3/1), anschließend wurden – eventuell durch seismische Einflüsse – große tafelige Klasten aus mikritischen Kalken resedimentiert, in ihren relativ gut abgedichteten Zwischenräumen konnte aufgrund der hohen Wasserturbulenz kein Feinsediment zum Absatz kommen. Erst später – nach Beruhigung des Wassers – konnte Karbonatschlamm zu Boden sinken, in den weiterhin Lithoklasten hineinfielen. Der Wechsel von mikritischen und klastischen Sedimenten vollzog sich auf diese Art bis zum hohen Famennium.

7.5. Mächtigkeiten

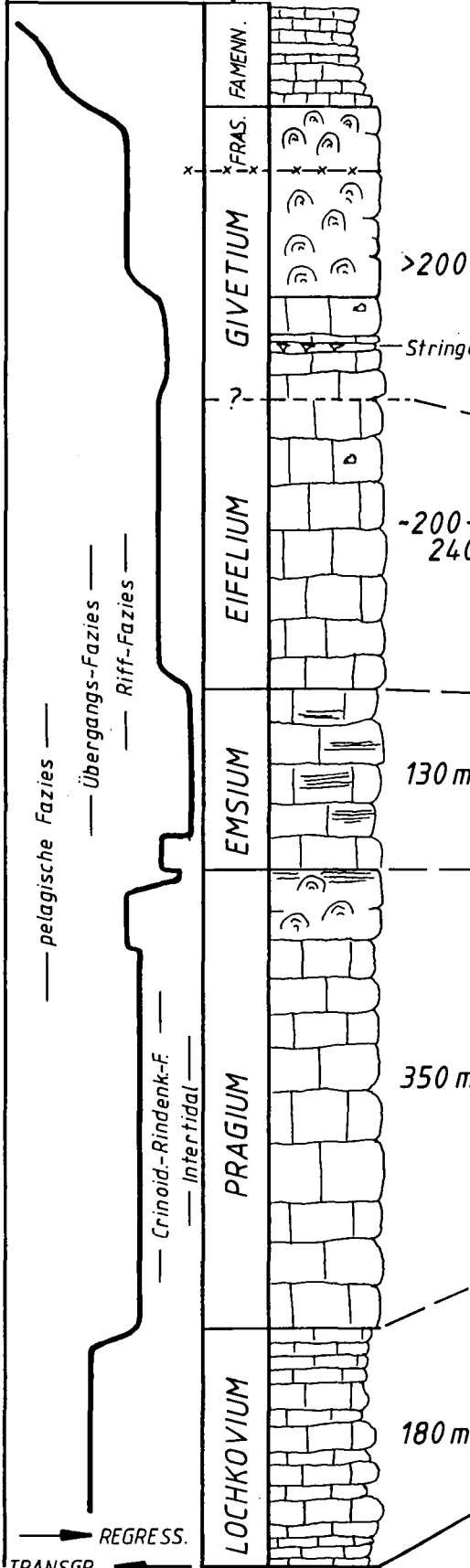
Insgesamt läßt sich feststellen, daß in der Kellerwanddecke die Schichten jeweils mächtiger sind als ihre lateralen Vertreter in der Cellondecke (s. Abb. 22),

Tabelle 3.
Mächtigkeiten (Angaben in Meter).

	Kellerwanddecke:		Cellondecke:	
	Hohe Warte	Kellersp.	Unt. Kellerw.	Cellon
Famennium:	-	>40	-	>40
Frasnium:	-	>30	-	60
Givetium:	>170	>200	>65	80
Eifelium:	200	240	135	125
Emsium:	130	>130	115	100
Pragium:	350	-	145	140
Lochkovium:	180	-	115	110

KELLERWANDECKE

Bathymetrie SSW



anscheinend in direkter Abhängigkeit von der Fazies (s. Kap. 9.3.). Die unterschiedlichen Mächtigkeiten sind in Tab. 3 aufgelistet (vgl. Abb. 17-20, 22; SCHÖNLAUB, 1985).

CELLONDECKE

NNE

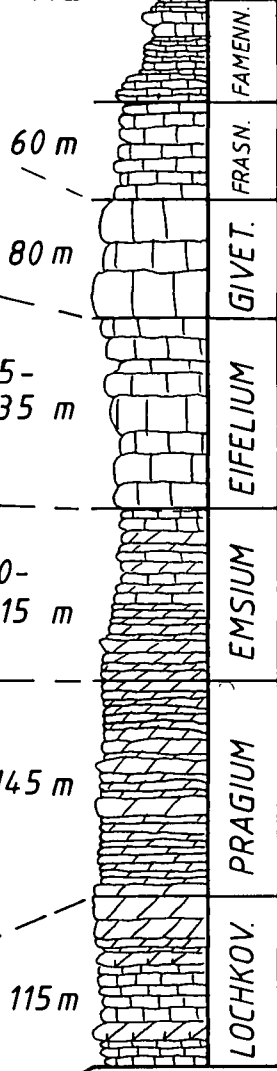


Abb. 22. Korrelation der Schichten und Bathymetrie.

8. Diagenese

8.1. Destruktive Diagenese

8.1.1. Biologische Erosion

In den Hinterriffsedimenten fanden als frühe Formen der Veränderung der abgelagerten Komponenten die Aufarbeitung durch Bewegtwasser und unmittelbar später die Rindenkornbildung statt, verursacht durch bohrende Organismen. In mikritischen Kalken ist zu erkennen, daß die ursprüngliche Sedimentstruktur oft unmittelbar nach oder noch während des Entstehungsprozesses von Organismen zerstört wurde; Anzeichen hierfür sind die unter Kap. 4.3. beschriebenen Spurenfossilien.

8.1.2. Mechanische Erosion

Frisch kompaktierte Gesteine wurden teilweise durch unterschiedliche Einflüsse zerstört. Dadurch kam es zu Lithoklastbildungen, welche in verschiedenen Formen resedimentiert wurden. Biogene wurden durch mechanischen Einfluß (Bewegtwasser) aufgearbeitet und liegen heute als zerbrochene Komponenten vor.

8.1.3. Drucklösung

Alle Gesteine des Arbeitsgebietes wurden von Lösung betroffen, allerdings in unterschiedlichem Maße. Frühdiagenetische Drucklösung führt zur Zementbildung und hat in einer zweiten Phase – durch die Ausfällung von Calcit im Druckschatten – konstruktive Folgen.

In allen Gesteinen befinden sich Stylolithen als deutliche Erscheinungsformen für Drucklösung (RICKEN, 1986). Die Stylolithen können unterschiedliche Ursachen haben (RAMSAY & HUBER, 1987), sie entstehen durch Überlagerungsdruck (Stylolithen subnormal zur Schichtung) oder tektonische Einengung (subparallel zur Druckrichtung). Im Arbeitsgebiet bilden schichtsubnormale Stylolithen die zahlenmäßig bedeutendste Gruppe. Je nach nichtkarbonatischem Anteil der Gesteine unterscheidet WANLESS (1979) drei Drucklösungstypen. In unreinen Karbonaten beschreibt er Stylolithen, an denen es zu einer Anreicherung von Tonmineralen kommt. In den Unterdevonkalken der Cellondecke können die Tonsäume auf den Lösungsbahnen bis zu mehrere Millimeter (!) dick werden (non-sutured-seam solution, s. WANLESS). In reinen Karbonaten bilden sich Stylolithen an Korngrenzen, sie beschreiben eine wesentlich stärker gezackte Linie, die Stylolithen können zentimeter- bis dezimeterlang werden (sutured-seam solution, Taf. 8/9).

In den Riffschuttbreccien werden die einzelnen Klaster alle von Stylolithensäumen umgeben (Abb. 8). Besonders hervorstechend im Gelände wirken die Tonanreicherungen auf den S-Flächen der dunkelgrauen Plattenkalke des Emsiums im Bereich der Eiskarhütte: Die Plattigkeit richtet sich streng nach den Lösungsbahnen, die subparallel zu den ursprünglichen Schichtgrenzen sind.

8.2. Konstruktive Diagenese

8.2.1. Isochemische Diagenese

In der marin phreatischen Zone (LONGMAN, 1980; FLÜGEL, 1982) wurden die Komponenten von radialfibrösem Aragonitzement (Zement A) umkleidet, heute nur noch im Profil der Hohen Warte erkennbar. Die Zemente umkleiden die Komponenten überall mit einer relativ dünnen, nahezu gleichstarken Calcithülle. Im Zentrum der meisten Poren blieb folglich ein Hohlraum zurück (s. LONGMAN, 1980).

Die verbliebenen Porenhohlräume wurden später im submarinen Bereich nach der ersten Kompaktion des Sedimentes von Blockzement (Zement B) verfüllt (FLÜGEL 1978, 1982).

Echinodermen sind überall, wo sie nicht zu Rindenkörnern umgewandelt sind, syntaxial umwachsen. Brachiopodenschalen und Gastropodengehäuse lassen in vielen Fällen Neomorphismus erkennen.

Spätdiagenetisch wurde das gesamte Gestein durch Tektonik und Überlagerung des Mesozoikums überprägt: Die Grenzen zwischen A- und B-Zement wurden verwischt und sind heute nur noch an Farbunterschieden zu erkennen: Die radialfibröse Ausbildung von Zement A ist nicht mehr vorhanden, Sparit liegt grundsätzlich als grober Blockzement vor oder entstand tektonisch neomorph (Taf. 9/6). In feinkörnigen primär mikritischen Sedimenten kam es zu einer Kornvergrößerung, Mikrit liegt oft als Mikrosparit vor. FOLK (1974) erklärt diese Kornvergrößerung durch Abfuhr von Mg^{2+} -Ionen nach Süßwassereinfluß. Bei den meisten Sedimenten des Arbeitsgebietes dürfte die Kornvergrößerung allerdings durch Sammelkristallisation zustande gekommen sein. In Bereichen starker tektonischer Beanspruchung sind die Sedimente teilweise komplett rekristallisiert.

8.2.2. Allochemische Diagenese

8.2.2.1. Frühdiagenetische Dolomitisierung

In den Sedimenten des Intertidals kam es früh zu Dolomitisierungserscheinungen, im noch nicht verfestigten Sediment bildeten sich nicht strukturzerstörende Dolomitkristalle durch Evaporitisierung (CHILINGARIAN & WOLF, 1988) zwischen Laminiteschichten (Literatur s. Kap. 7.1.2.) oder durch Verdunstung (HSÜ & SIEGENTHALER, 1969) als Matrix zwischen den Komponenten.

8.2.2.2. Spätdiagenetische Dolomitisierung

Nach der Verfestigung des Gesteins erfolgte – auch im Vorriffbereich – die spätdiagenetische (sekundäre) Dolomitisierung. Sie war grundsätzlich strukturzerstörend. Teilweise ist sie soweit fortgeschritten, daß ganze Schichtpakete (gelbe Plattenkalke des Pragiums in der Unteren Kellerwand) vollständig dolomitisiert sind. In den Plattenkalken des Emsiums ist die Dolomitisierung an die Wasserwegsamkeit gebunden: Dolomitester befinden sich nur an den Lösungsbahnen (s. Abb. 4). Auf den Lösungsbahnen konnten Mg-reiche Wässer zirkulieren, wodurch die Dolomitisierung verursacht wurde.

Hauptsächlich wurde die mikritische Matrix von der Dolomitisierung betroffen, Grainstones waren erheblich widerstandsfähiger. In den stark dolomitierten Schichten der Unteren Kellerwand sind in Schuttlagen nur Echinodermereste resistent geblieben, die Matrix ist komplett umgewandelt. An tektonisch stark beanspruchten Zonen ist die Dolomitisierung sehr rasch fortgeschritten, als Beispiel seien die Schichten in der Nordwand der Hohen Warte genannt: Während Gesteine an der viele Störungen kreuzenden KOBAN-PRUNNER-Route durch die Dolomitisierung faziell völlig unkenntlich wurden, sind in der DAMBERGER-Route dieselben Schichten gut erhalten.

8.2.2.3. Authigene Minerale

Authigen wurden Quarz und Pyrit gebildet. Pyrit wurde im gesamten Unterdevon der Cellondecke beobachtet (MF-Typ 1 und 7), entweder fein verteilt oder als Konkretion. Pyrit ist ein Hinweis auf anaerobe Bedingungen.

In vielen Karbonaten wurden idiomorphe Quarzkristalle gebildet. Hier zeichnet sich jedoch keine fazielle Verknüpfung ab: Sowohl in Riffkarbonaten (Stromatoporen), den emsischen Plattenkalken der Cellondecke als auch in pelagischen Gesteinen (vor allem im Famennium) ist authigener Quarz enthalten.

9. Tektonik und Paläogeographie

Eine paläogeographische Rekonstruktion für den Sedimentationsraum des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon ist nur möglich, wenn die komplizierte Tektonik des Großraumes berücksichtigt wird. Die Karnischen Alpen wurden sowohl variscisch als auch alpidisch verformt. Um eine Rekonstruktion der Ablagerungsräume zu ermöglichen, müssen die tektonischen Vorgänge rückgängig gemacht werden.

9.1. Beziehungen zu benachbarten Gebieten

FERRARI & VAI (1965) beschrieben das Profil des Monte Zermula, der 22 km ost-südöstlich der Hohen Warte auf italienischem Gebiet liegt. Im Givetium beschreiben sie Pellet- und Riff-Fazies mit Amphiporen und *Stringocephalus burtini*, die Riff-Fazies setzt sich bis an die Grenze Frasnium/Famennium fort, in einer Breccie konnten sie mit Conodonten oberes Famennium nachweisen. Erstmals wiesen sie kalkiges unteres Viséium nach.

FERRARI (1968) bestimmte sieben Gattungen der givetischen Riff-Fauna am Monte Zermula. Drei der von FERRARI gefundenen Gattungen wurden ebenfalls in den Riffen der Hohen Warte und Kellerspitzen entdeckt (*Battersbyia*, *Stringophyllum* (*Neospongophyllum*) und *Dendrostella trigemma* im Schutt der Südseite des Kollinkofels). VINASSA di REGNY (1919) beschrieb mehrere Species von *Cyathophyllum* am Monte Zermula, am Pan di Zermula *Amphipora ramosa*, GEYER (1898) *Cyathophyllum* am passo di Lanza. *Cyathophyllum* und *Amphipora ramosa* wuchsen ebenfalls in den Riffen und Hinterriffbereichen der Kellerwanddecke.

GALLI (1985) beobachtete an der Cima Ombladot südlich des Biegengebirges im Givetium als einzige in bedeutender Anzahl vorkommende tabulate Korallengattung *Thamnopora*. Für die Riffe der Kellerwände und Hohen Warte gilt dies auch: Sowohl im Hinterriffbereich als auch im Riff sind Thamnoporen häufige Bewohner.

BANDEL (1972) legte Profile am Freikofel (Eifelium bis Unteres Famennium) und am Großen Pal (hohes Oberdevon), die für die Rekonstruktion der Sedimentations-

räume (s. Kap. 9.5.) zurate gezogen wurden, ebenso wie das Frasnium-Profil östlich Timau von SPALETTA et al. (1983).

Das Gamskofel-Mooskofel-Massiv liegt nördlich des Valentintales, genau gegenüber der Kellerwand-Hohen Warte-Zuges. Eigene Schlibfbetrachtungen von Proben aus diesem Massiv lieferten wichtige Daten für die paläogeographische Rekonstruktion. BANDEL (1972) nahm am Gamskofel bereits Profile auf. Hier soll – resultierend aus eigenen Untersuchungen – ein kurzer Überblick der Geologie des Gamskofels dargestellt werden:

Das Gamskofel-Mooskofelmassiv ist tektonisch zweigeteilt. Im Osten wird der Mooskofel von einem nach Westen einfallenden Gesteinspaket durchzogen, das aus Schiefen und auffällig roten tektonischen Breccien besteht (s. Abb. 23). Östlich, also tektonisch liegend, sind Flachwasser- und Intertidalkalke der Feldkogeldecke (s. Kap. 9.3.) aufgeschlossen: Die Lamellierung der Intertidalkalke ist wesentlich deutlicher ausgeprägt als die der Hohen Warte und Seewarte, Algenmatten sind stark verbreitet, und sie enthalten zahlreiche Umbellinen, die in der Kellerwanddecke (Gamskofel, Seewarte und Hohe Warte) nirgendwo gefunden wurden. Auf der Nordseite des Mooskofels konnte in 1880 m NN, nördlich des Hinterjochs, in den tektonisch stark beanspruchten Kalken, aus Probe Z88 *Palmatolepis* sp. isoliert und dadurch oberdevonisches Alter nachgewiesen werden.

In der hangenden Einheit, also am Gamskofel, wurden östlich des Wodnertörls in der Südwand des Gamskofels die Proben Z71-Z76 und Z101 entnommen (s. Abb. 23). Die Probe Z101 besteht aus stark beanspruchtem Crinoidenschuttkalk mit Rindenkörnern, ist also der Hinterriff-Fazies zuzuordnen. Z76 stammt vom Westgrat, der zum Wodnertörl führt, aus der Höhe 2200 m NN. Hier steht Amphiporenkalk an, der tektonisch derart beansprucht worden ist, daß die von paralleltexturiertem Mikrit umgebenen Amphiporen von feinen Sparitlamellen "umflossen" sind. Im Schlibb erinnert die Textur des Kalkes an eine "Augentextur", die Amphiporen sind allerdings noch deutlich zu erkennen. Andere Proben aus diesem Bereich lassen kaum Rückschlüsse auf ihre ursprünglich mikrofazielle Zusammensetzung zu, sie sind so stark beansprucht worden, daß das ursprüngliche Gefüge vollständig zerstört ist: Große sparitische Körner sind die einzigen Bestandtei-

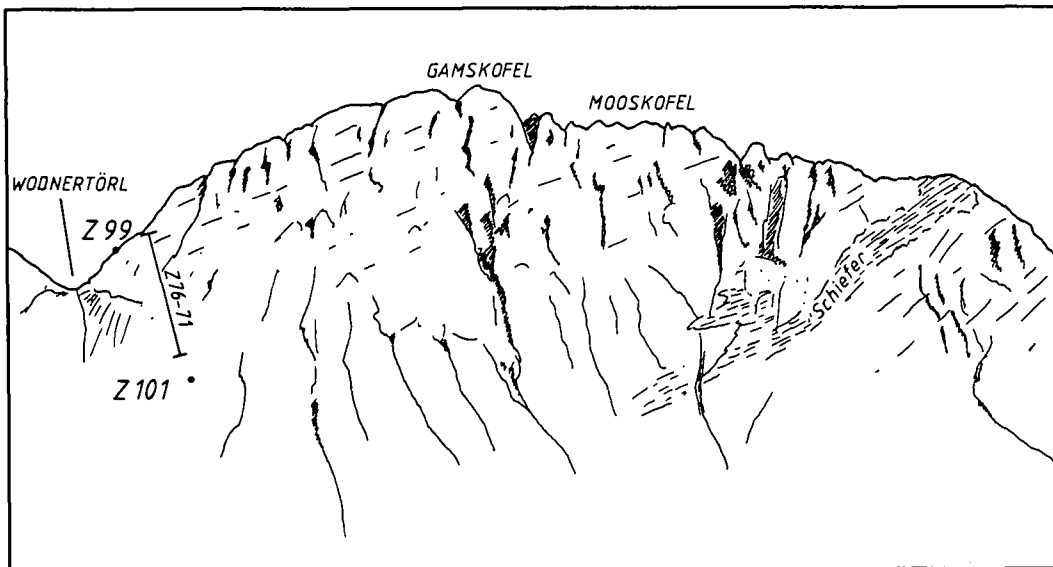


Abb. 23.
Lage des Profils
in der Gamskofel-Süd-
wand.
Blick von der Eiskarhütte.

le, die innerhalb einer mikritischen Matrix zu erkennen sind, die Matrix zeigt wiederum eine tektonisch verursachte Paralleltextur. Manche Körner erinnern an Schalen, andere könnten aus Amphiporen hervorgegangen sein.

In Höhe 2145 m NN wurde in der Nähe des Westgrates Amphiporenkalk (Z99) im Schutt gefunden, der *Stringocephalus burtini* enthält. Unter Berücksichtigung des nordwestlichen Einfallens der Schichten am Gamskofel (s. Abb. 23) kann diese Probe demnach nur aus den oberen 140 m der Gipfelkalke des Gamskofels stammen. Die Probe Z99 läßt sich faziell und stratigraphisch eindeutig mit den Stringocephalenschichten des Kellerwand-Hohe Warte-Zuges korrelieren. Das bedeutet: Die Gipfelkalke des Gamskofelmassives bestehen aus givetischen Kalken in Flachwasserfazies, die einem enormen tektonischen Stress ausgesetzt worden sind. Die Einordnung ins Givetium findet durch BANDEL (1972) Unterstützung, der in der Umgebung des Wodnertörls – also liegend zu den obersten 140 m Kalken der Schichtenfolge des Gamskofels – Emsium und Eifelium nachweisen konnte.

9.2. Rückrotation des Zentralkarnischen Bogens

Der Zug vom Cellon bis zur Seewarte setzt sich nach Norden in einer morphologischen Umbiegung mit dem Biegengebirge fort. Dieses landschaftlich auffällige Phänomen wird als „Zentralkarnischer Bogen“ (SCHÖNLAUB, 1979) bezeichnet. Der Gamskofel im Norden der Kellerwände und das Biegengebirge im Westen beider Massive zeigen eine sehr ähnliche Fazies (Sedimente des flachen Subtidals). Diese Gesteine gehören alle der Cellon-Kellerwanddecke (s. Abb. 25) an.

Durch eine zur Gailtallinie (im Norden) subparallele, rechtsdrehende Blattverschiebung wurde der Bogen (SCHÖNLAUB, 1979/85) erzeugt: Die Berge des Biegengebirges wurden von der westnordwest-ostsüdost gerichteten Bewegung der Nordscholle umgebogen, das ursprünglich west-ost-orientierte Biegengebirge ist jetzt zu einem großen Teil in Nord-Süd-Richtung verbogen. Diese Störungszone verläuft südlich des Gams- und Mooskofels bis südlich der Himmelberger Alm,

über das Spielbodentörl und die Würmlacher Alm bis über den Nöblinggraben im Osten. Da permische und triassische Gesteine in die Tektonik des Zentralkarnischen Bogens mit einbezogen wurden, muß das Bildungsalter alpidisch sein (SCHÖNLAUB, 1979, 1985). Zu diesen alpidischen Elementen gehören Brüche, Aufschiebungen, E-W Bewegungszonen und die Schlingentektonik am Rauchkofel (SCHÖNLAUB, 1979). Aber auch ältere variscische Merkmale sind sichtbar: beispielsweise der Sattel- und Muldenbau in der südlichen Scholle. SCHÖNLAUB (1979, 1985) wertet den alpidischen Anteil als besonders hervorstechend, da sowohl Beziehungen zur alpidisch angelegten Bortaglia-Störung als auch zur Blattverschiebung des Periadriatischen Lineaments zu erkennen sind. Das Modell des Zentralkarnischen Bogens nach SCHÖNLAUB (1979) wird als Grundlage für die paläogeographische Rekonstruktion des Arbeitsgebietes herangezogen (Kap. 9.6.).

Das Gamskofelmassiv (s. Kap. 9.1.) liegt heute in der Nordscholle der Blattverschiebung, ursprünglich jedoch im Westen des Biegengebirges. Nach der Rückbewegung des Gamskofels und dem „Geradebiegen“ des Zentralkarnischen Bogens (s. Abb. 33) liegen von Westen nach Osten die Berge in einer Linie: Gamskofel – Biegengebirge – Seewarte – Hohe Warte – Keller- spitzen.

9.3. Bedeutung des Deckenbaus

SCHÖNLAUB (1979, 1985) ordnet den Deckenbau zeitlich früher ein als den Zentralkarnischen Bogen. FRASCARI et. al. (1979) und CASTELLARIN & VAI (1981) zeigen ein palinspastisches Modell, in welchem sie die Hauptereignisse und die größte Einengung postpermisch sehen. Zwar hatten bis zur Perm/Trias-Grenze (FRASCARI et. al., 1979) schon Überschiebungen stattgefunden, alpidisch wurde das Gebiet jedoch (s. CASTELLARIN & VAI, 1981) in Nord-Südrichtung auf ein Drittel seiner Ausdehnung an der Perm/Trias-Grenze ver- kürzt.

Im Gebiet können folgende Decken unterschieden werden (s. Abb. 25):

Höchste Decke (auf ital. Seite)	hangend
Cellon-Kellerwanddecke	
Rauchkofel- und Bischofalm-Schuppendecke	
Feldkogeldecke	
Mauthener Alm-Decke	
Ederdecke	
Nordzone	liegend

Das Arbeitsgebiet liegt in der Cellon-Kellerwanddecke. Die liegenden Decken bestehen aus zum Teil zeitgleichen pelagischen Sedimenten in kalkiger (Rauchkofeldecke) und klastischer (Bischofalmdecke) Fazies. Völlig ungeklärt ist immer noch die Stellung der Flachwasserkarbonate der Feldkogeldecke, die sich vom Mooskofel (s. Kap. 9.1.) bis Arnoldstein über 40 Kilometer von Westen nach Osten ausdehnt. SKALA (1969) machte sich zwar Gedanken zur Tektonik innerhalb des Feldkogelzuges am Poludnik in den östlichen Karnischen Alpen. Eine Klärung der Stellung zu den anderen Decken steht jedoch immer noch aus. Dünngeschliffene Proben aus dieser tektonischen Einheit, die von der Ostseite des Mooskofels stammen, lassen zumindest das Urteil zu, daß sich die Flachwasser- und Intertidalkalke der Feldkogeldecke charakterlich von denen der Kellerwanddecke unterscheiden (s. Kap. 9.1.).

Die Cellon-Kellerwanddecke wurde bisher zwar als in zwei Teildecken getrennte Einheit betrachtet, jedoch wurde der trennenden Überschiebung zwischen den Teildecken in allen bisher vorliegenden Arbeiten kaum eine Bedeutung zugemessen (BANDEL, 1972; CANTELLI et al., 1982; CASTELLARIN & VAI, 1981; DEROO et al., 1967; KREUTZER, 1986, 1989a; SCHÖNLAUB, 1979, 1985; VAI, 1963, 1980). Tatsächlich liegt jedoch eine klare Trennung der Faziesräume vor:

Bis zum Riffsterben im oberen Frasnium (obere *gigas*-Zone) liegen die Sedimente der Cellondecke in Vorriff-Fazies, die Sedimente der Kellerwanddecke in Riff- und Hinterriff-Fazies vor.

Die Mächtigkeitsunterschiede (s. Abb. 22; s. Kap. 7.5.) sind gravierend zwischen Kellerwanddecke und Cellondecke, nicht aber zwischen den verschiedenen Profilen innerhalb der einzelnen Decken, direkt in Abhängigkeit von der faziellen Ausbildung. Es ergibt sich eine überwiegende Süd-Nordtendenz für die Verteilung der Faziesräume. In den bisherigen Arbeiten wurde von einer vorrangigen Faziesänderung von Westen (Intertidal) nach Osten (Vorriff) gesprochen. Dieses Verteilungsmodell kommt zustande, betrachtet man die Seewarte-Westflanke und die Cellon-Ostflanke und interpoliert den Zug zwischen beiden Bergen: Am Cellon findet man Sedimente mit pelagischer Fauna, während an der Seewarte zeitgleich Sedimente der Intertidalfazies anstehen, und im zentralen Kellerwandbereich zwischen beiden wurde folglich das Riff vermutet. Jedoch gehört die Seewarte zur tektonisch höheren Einheit, der ursprünglich südlicheren Kellerwanddecke, der Cellon zur tektonisch liegenden Einheit, der Cellondecke; der zentrale Bereich der Kellerwände repräsentiert den aufgeschlossenen Überschiebungsbereich: Die Oberen Kellerwände und der Kollinkofel – also der gesamte Bereich oberhalb des Eiskares – gehören zur Kellerwanddecke, die Unteren Kellerwände – unterhalb des Eiskares – gehören der Cellondecke an.

Deutliche Zeugen für eine bedeutende Überschiebungsbahn sind am Kollinkofel, in den Oberen Kellerwänden und in der Nordwestwand der Kellerspitzen aufgeschlossen:

- Zwischen den Kunzköpfen an der Westflanke des Eiskarkessels und der ersten (westlichen) Rampe der Oberen Kellerwände sind die Plattenkalke des Emsiums der Cellondecke durch den Deckenschub komplett auf einer Breite von 120 Metern hochgebogen worden (s. Abb. 24), sodaß sie jetzt mit 70° nach Nordosten (Richtung ca. 35°) steilgestellt sind, ebenfalls vom Valentintörl aus in der Nordwestwand der Kellerspitzen (Taf. 1/2; Taf. 6/9, Abb. 24) zu erkennen: Östlich des KUGY-Kares (s. HOLL, 1979) und der markanten Verbiegung erkennt man diese steil emporgebogenen Plattenkalke, die den horizontalen Grat zwischen dem südlichen Kunzkopf und dem Schnackl-Pfeiler bilden. Durch einen geringen Verschiebungsbetrag ist eine derart eingreifende Verstellung von einem mehr als 100 Meter mächtigen Schichtpaket kaum vorstellbar.
- Die berühmte Verbiegung in der Nordwestwand der Kellerspitzen (Abb. 24; Taf. 6/9) wurde schon früh beschrieben und versuchsweise gedeutet (FRECH, 1894; HERITSCH, 1936). TOLLMANN (1986/Bd. 3) bezeichnet sie als nordvergente Großfalte unsicheren Alters. Sie wird hier im Zusammenhang mit der Überschiebung der Kellerwanddecke auf die Cellondecke als Deckenstirnfalte der Kellerwanddecke gedeutet. Vermutlich wurde die Falte schon variscisch angelegt, wodurch genau hier eine Schwächezone entstand (unterstützt durch die Trennung in zwei Areale unterschiedlicher Subsidenz im Givetium der Kellerwände, s. Kap. 9.6.). Die optisch gut erkennbaren und reliefartig hervorspringenden Schichten dieses Sattels sind Kalke des Lochkoviums (Taf. 6/9; Abb. 24). An der Basis des Nordostschenkels der Falte sind die Schichten abgerissen, die lochkovischen Schichten der nach Südwesten rückgeschleppten Basis des Nordostschenkels der Falte liegen auf den gelben Tentakulitenkalken des Pragiums der Cellondecke, welche hier tektonisch reduziert sind (Abb. 24). Die Überschiebungsfläche ist

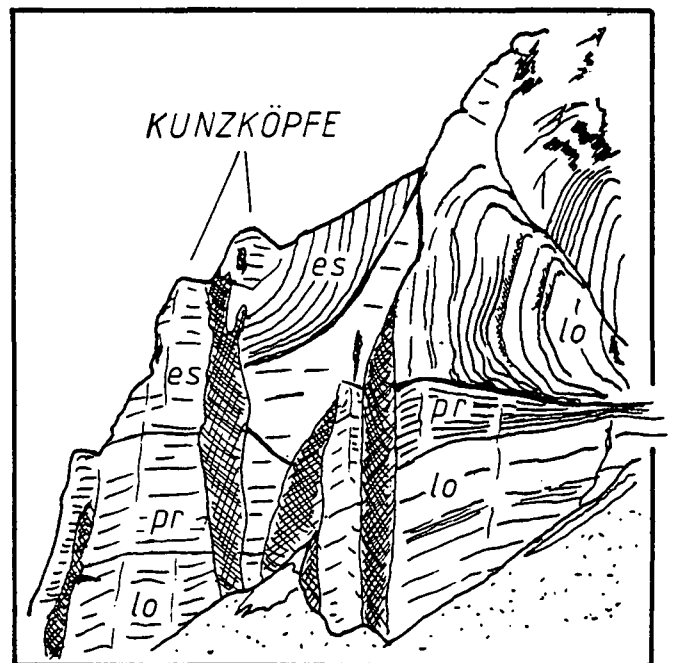


Abb. 24.
Deckenstirn in der Nordwestwand der Kellerspitzen.
lo = Lochkovium; pr = Pragium.

deutlich auszumachen, wenn auch nur im Bereich unterhalb der Falte und nordöstlich von ihr, da ihr Ausbiß südwestlich unter den Schuttkegeln der Wandabstürze verschwindet. Betrachtet man die Flexur vom Mooskofel aus, so ist die Überschiebungsfäche gut in das Eiskar hinein verfolgbar (Taf. 1/2; Taf. 6/9): Eindeutig ist ersichtlich, wie die Fläche Richtung Nordosten hochbiegt und wie ihr Ausbiß-Lineament zwischen steilstehendem Emsium (Cellondecke) und den Eifelium-Kalken des Schnackl-Pfeilers (Kellerwanddecke) eine Grenze zieht. Dieselbe Störung ist unterhalb des Gletschers im Eiskar verborgen; sie sorgte für die Anlage einer verwitterungsempfindlichen Zone, an der durch die Vergletscherung das Eiskar gebildet wurde. Zwischen Gabelekkopf (im Osten des Eiskarkessels) und Kollinkofel-Nordgrat ist die Überschiebung wieder aufgeschlossen und rund um die Kollinkofel-Basis nach Süden über die Grüne Schneid bis weit auf italienischer Seite verfolgbar, immer den liegenden Karbonschiefer der Cellondecke von den Devonkalen der Kellerwanddecke trennend.

Zusätzlich sei erwähnt, daß das unterschiedliche Einfallen der Schichten (in der Unteren Kellerwand, also der Cellondecke, nach Süden, in der Oberen Kellerwand, also der Kellerwanddecke, nach Osten) auf zwei tektonisch unterschiedliche Einheiten hinweist.

9.4. Ältere paläogeographische Vorstellungen

Mit großräumigen Modellen zur paläogeographischen Stellung der Karnischen Alpen innerhalb des variscischen Südtroges haben sich SCHÖNLAUB (1979), SCHARBERT & SCHÖNLAUB (in: OBERHAUSER, 1980) und TOLLMANN (1986/Bd. 3) beschäftigt, wobei immer wieder die

paläogeographische Stellung der Karnischen Alpen und ihr Bezug zum Ostalpin diskutiert wurde. SCHÖNLAUB (1979) und SCHARBERT & SCHÖNLAUB (in: OBERHAUSER, 1980) sehen einen engen faziellen Zusammenhang zwischen dem karbonatischen Paläozoikum der Grauwackenzone und dem der Karnischen Alpen: Nach ihrem Modell war die Grauwackenzone präalpidisch den Karnischen Alpen unmittelbar nördlich vorgelagert. TOLLMANN (1986/Bd. 3) hält tektonisch-fazielle Argumente dagegen und sieht die Grauwackenzone noch weiter im Norden, durch das Gailtalkristallin im Westen und das Grazer Paläozoikum im Osten und weiteren Einheiten nördlich dieser beiden von den Karnischen Alpen und den Karawanken getrennt. Allerdings räumt TOLLMANN (1986/Bd. 3) ein, daß die „ursprüngliche Anordnung der variszischen Sedimentationszonen“ immer noch nicht zufriedenstellend geklärt ist.

In den letzten zwanzig Jahren wurden immer wieder Versuche gemacht, auf die Zentralkarnischen Alpen regional begrenzte paläogeographische Rekonstruktionen für das Devon aufzustellen. DEROO et al. (1967) entwickelten ein dreidimensionales Modell, in welchem die Tektonik völlig vernachlässigt wurde; die Profile durch Seewarte, Cellon, Rauchkofel und Gamskofel wurden in ihrer heutigen Stellung korreliert, wodurch sich nach dem Bild von DEROO et al. eine schüsselförmige Topographie des Meeresbodens ergibt: Von der Seewarte zum Cellon vertieft sich das Meer mit verzahnender Fazies, weiter im Nordwesten (Rauchkofel) liegt die geringmächtige pelagische Karbonatfazies (Rauchkofelfazies) als tiefster Punkt der „Schüssel“, die nach Norden und Nordosten von den Flachwasserkalken des Gamskofelzuges eingerahmt wird. Dieses Modell ist in keiner Weise haltbar.

BANDEL (1972) arbeitete die tektonisch immer noch ungeklärten Flachwasserkalke des Feldkogelzuges (am Wandfuß des Gamskofel und am Polinik) in ein Modell für die Zentralkarnischen Alpen ein, wodurch eine zu enge Verflechtung dieser Kalke mit denen des Keller-

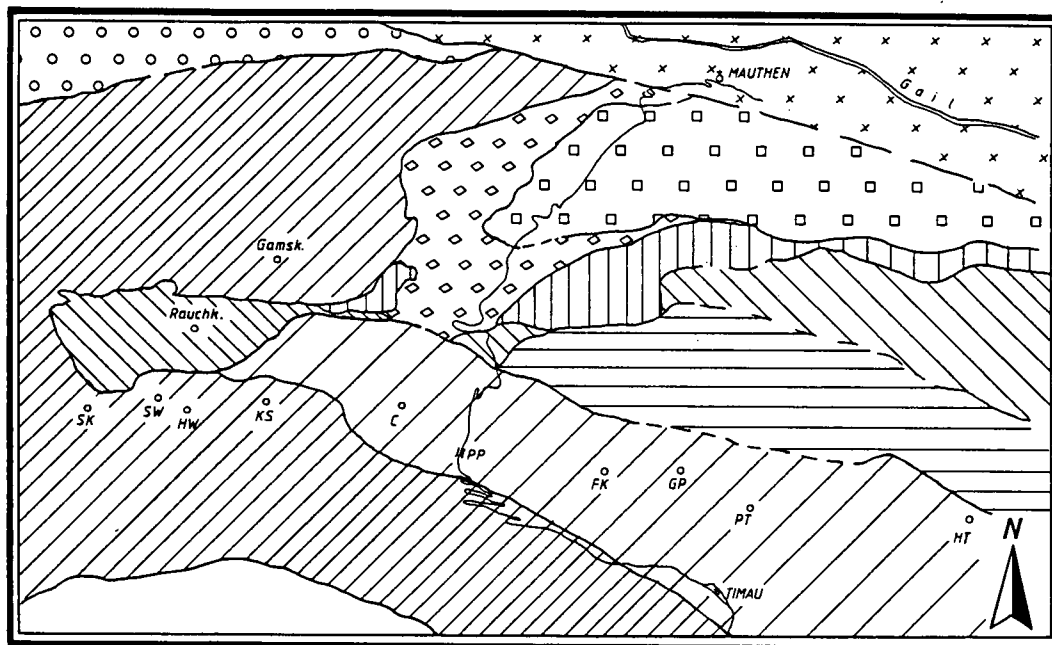
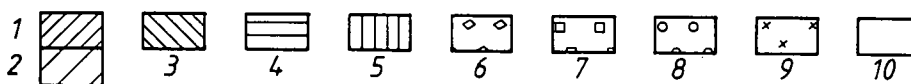


Abb. 25.
Tektonische Karte,
Blatt 197 Kötschach.
Nach SCHÖNLAUB (1985b)
und eigenen Aufnahmen.
C = Cellon; FK = Freikofel;
Gamsk. = Gamskofel; GP =
Großer Pal; HW = Hohe
Warte; HT = Hoher Trieb;
KS = Kellerspitzen; PP =
Plöckenpaß; PT = Pizzo di
Timaui; Rauchk. = Rauch-
kofel; SK = Seekopf; SW =
Seewarte.
1 = Kellerwand(teil)decke;
2 = Cellon(teil)decke; 3 =
Rauchkofel-Schuppendecke;
4 = Bischofalmdecke; 5 =
Feldkogeldecke; 6 =
Mauthener Alm-Decke; 7 =
Ederdecke; 8 = Nordzone;
9 = Kristallin; 10 = Höchste
Decke.



1km

wand-Hohe Warte-Zuges und eine verzerrte Paläogeographie zustande kam.

VAI (1980) geht von einer geringen Bedeutung der Deckenüberschiebung zwischen Kellerwand- und Cellondecke aus: Auch er hält an dem alten Bild einer fazialen Veränderung von hauptsächlich Westen nach Osten fest.

Hier soll unter Einbezug der neuen Erkenntnisse hinsichtlich Faziesverteilung (Kap. 9.5.) und Deckenschub ein weiteres auf die Karnischen Alpen begrenztes paläogeographisches Modell (Kap. 9.6.) aufgestellt werden, um das bisher verwirrende Bild unterschiedlicher Deutungen zu ordnen.

9.5. Faziesverteilung in Kellerwand- und Cellondecke

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden sowohl in der Cellon- als auch in der Kellerwanddecke je im Osten als auch je im Westen Profile aufgenommen. Die Auswertung der Profile ergibt, daß ein west-östlich la-

teraler Fazieswechsel innerhalb einer Teildecke von geringerer Bedeutung ist als der krasse Faziesgegensatz von Teildecke zu Teildecke. Dies kann gerade am Beispiel des unteren Givetiums gut verdeutlicht werden: Die Stringocephalenschichten sind in der gesamten Kellerwanddecke verfolgbar, sogar im verbogenen Bereich des Biegengebirges. Fazial sind Stringocephalen nach STRUVE (1989; s. Kap. 7.1.3.) auf einen bestimmten Lebensraum angewiesen. In der gesamten Kellerwanddecke sind sie von Ost nach West verfolgbar; nach der Rückrotation des Biegengebirges ergibt sich daraus eine klare Ost-West-Streichen für die Faziesbegrenzung: Nördlich der Kellerwanddecke lag im unteren Givetium das Riff, im Bereich des Zuges Kellerwand - Hohe Warte - Biegengebirge wurden Amphiporenrasen und Stringocephalen gebildet, südlich lag der intertidale Raum. In der Unteren Kellerwand wurde im Lochkovium Schrägschichtung festgestellt (Taf. 9/5), die Schüttungsrichtung weist ungefähr nach Norden. Diese Beobachtung unterstützt die oben beschriebene Nord-Süd-Differenzierung der Faziesräume.

Die Überschiebungsweite zwischen Kellerwand- und Cellondecke muß so groß sein, daß die Kellerwanddek-

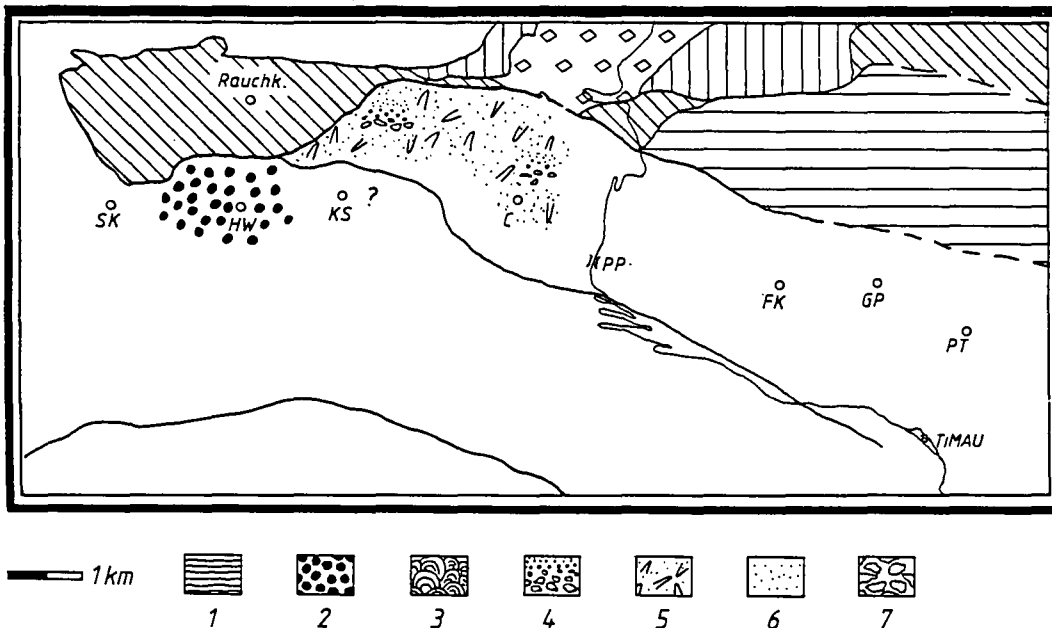


Abb. 26.
Faziesräume
Cellon-/Kellerwanddecke
im Lochkovium.
1 = Intertidal; 2 = Hinterriff;
3 = Riff; 4 = Detritus aus
der Kellerwanddecke; 5 =
Vorriff; 6 = pelagische Kalke;
7 = Lithoklastenfazies.
Deckensignatur wie in der
Abb. 25.
Während in der Kellerwanddecke im Westen Hinterriffsedimente in Form von Crinoidenschuttkalken mit Rindenkörnern angehäuft sind, liegt in der Cellondecke der Raum der Vorriff-Fazies mit detritischen Schüttungen im Bereich der Unteren Kellerwände. An den Kellerspitzen ist das Lochkovium nicht aufgeschlossen.

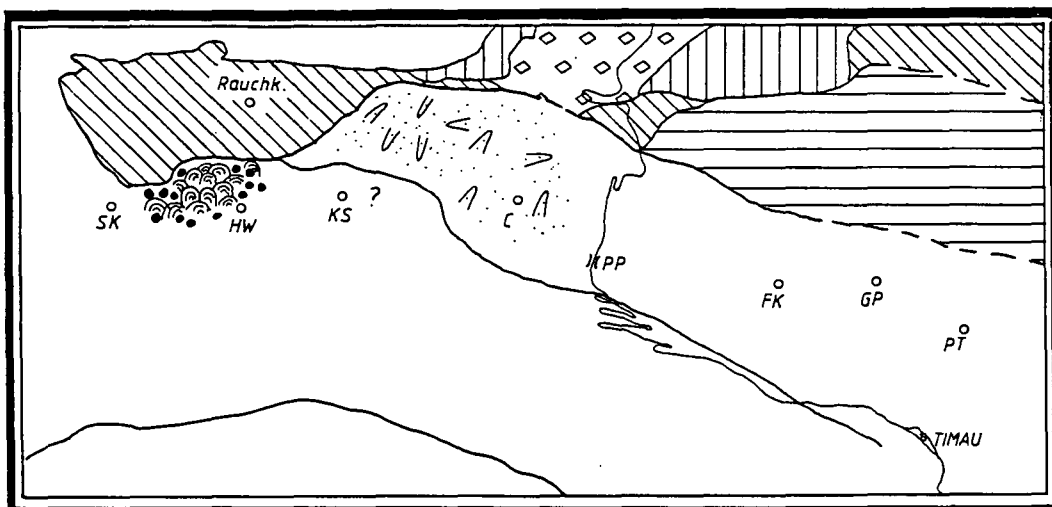


Abb. 27.
Faziesräume
Cellon-/Kellerwanddecke
im Pragianum.
Legende siehe Abb. 25/26.
An der Seewarte und Hohen Warte bilden sich Riffgesteine, während in der Cellondecke nur Sedimente des Vorriffes zu finden sind, die einige Schuttlagen aus einem nahen Riffbereich enthalten können.

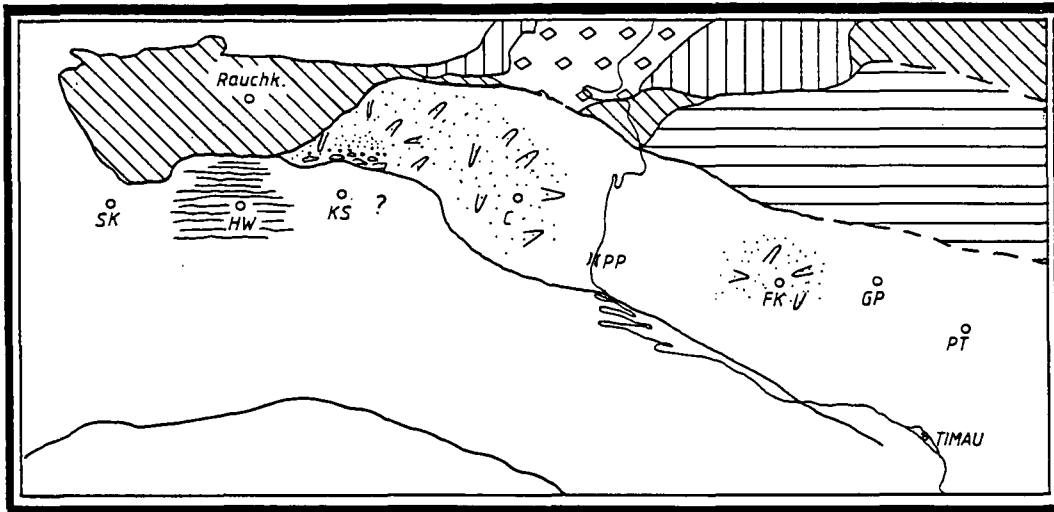


Abb. 28.
Faziesräume
Cellon-/Kellerwanddecke
im Mittel- und Ober-Em-
sium.
Legende siehe Abb. 25/26.
An der Hohen Warte und
Seewarte entstehen interti-
dale Laminiten, während in
der Cellondecke Vorriff-Fa-
zies zu finden ist, die Kor-
allenschutt und wenige
Biostrome enthalten kann.
Am Freikofel (n. BANDEL,
1972) sind die Schichten
ebenso in Vorriff-Fazies
ausgebildet. Die Riff-Fazies
wurde anscheinend von der
Kellerwanddecke über-
schoben. An Seewarte und
Hoher Warte kommt es zur
Bildung der Hercynellenkal-
ke (Unteremsium) und spä-
ter der intertidalen Lami-
te.

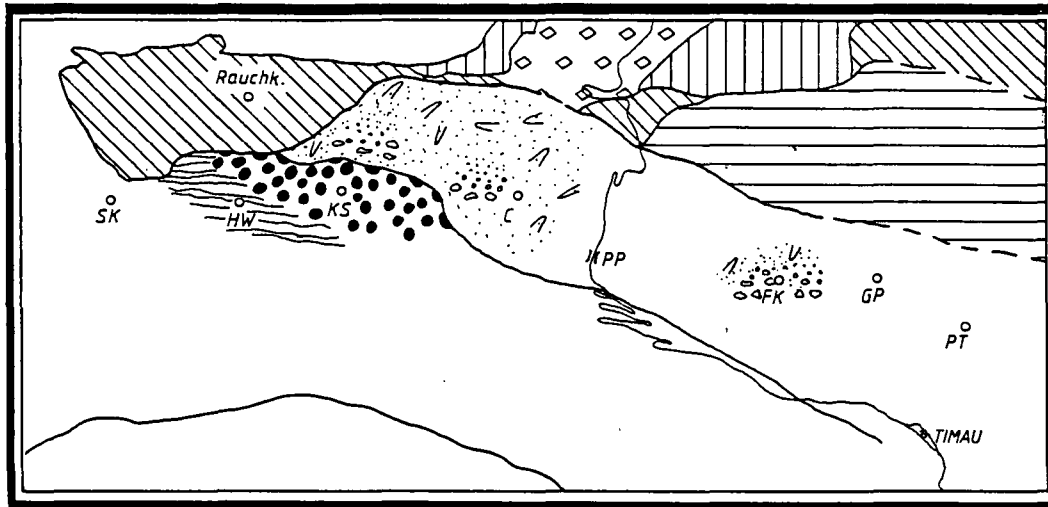


Abb. 29.
Faziesräume
Cellon-/Kellerwanddecke
im Eifelium.
Legende siehe Abb. 25/26.
In der gesamten Keller-
wanddecke entstehen Rin-
denkornkalke (Hinterriff-Fa-
zies), im späten Eifelium im
Westen Sedimente des In-
tertidals. In der gesamten
Cellondecke kommt es zu
Sedimentanhäufungen des
Vorriffes mit einigen Schüt-
tungen. Besonders am
Freikofel wird der Riffein-
fluß bemerkbar: Riffschutt-
breccien sind häufig. Die
Situation ist ähnlich wie im
Emsium: Die Riff-Fazies
liegt südlich, ist aber - ver-
deckt von der Kellerwand-
decke - heute nicht aufge-
schlossen.

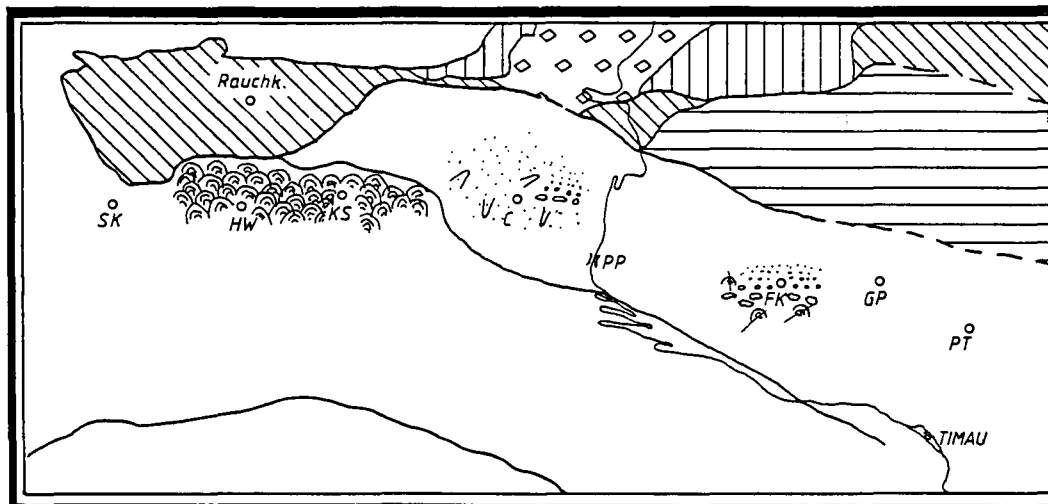


Abb. 30.
Faziesräume
Cellon-/Kellerwanddecke
im oberen Givetium.
Legende siehe Abb. 25/26.
In der gesamten Keller-
wanddecke sind im oberen
Givetium Riffe aufgeschlo-
sen, in der Cellondecke
(Untere Kellerwände und
Cellon) herrschen Sedi-
mente des Vorriffes und
detritische Schüttungen
des Hanges vor, vereinzelt
mit Riffdetritus. Am Freiko-
fel sind gehäuft Riffschutt-
breccien zu finden.

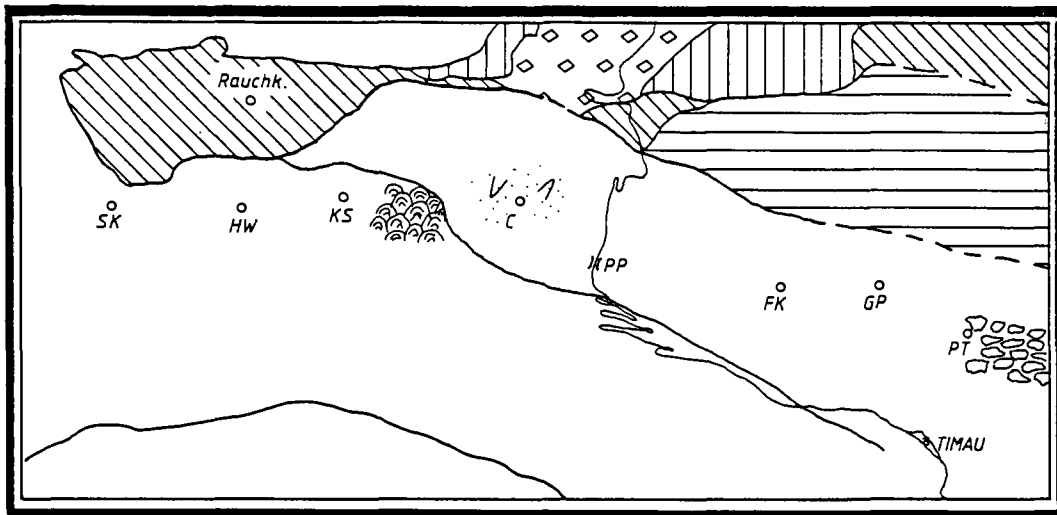


Abb. 31.
Faziesräume
Cellon-/Kellerwanddecke
im oberen Frasnium.
Legende siehe Abb. 25/26.
Während in der Kellerwanddecke am Kollinkofel noch Riffe wachsen und am Cellon Sedimente des Vorriffes angehäuft werden, kommt es östlich des Pizzo di Timau schon zu Bildungen von lithoklastischen Gesteinen (in der Cellondecke), die im Famennium am Kollinkofel (in der Kellerwanddecke), hangend zur Riff-Fazies, entstehen.

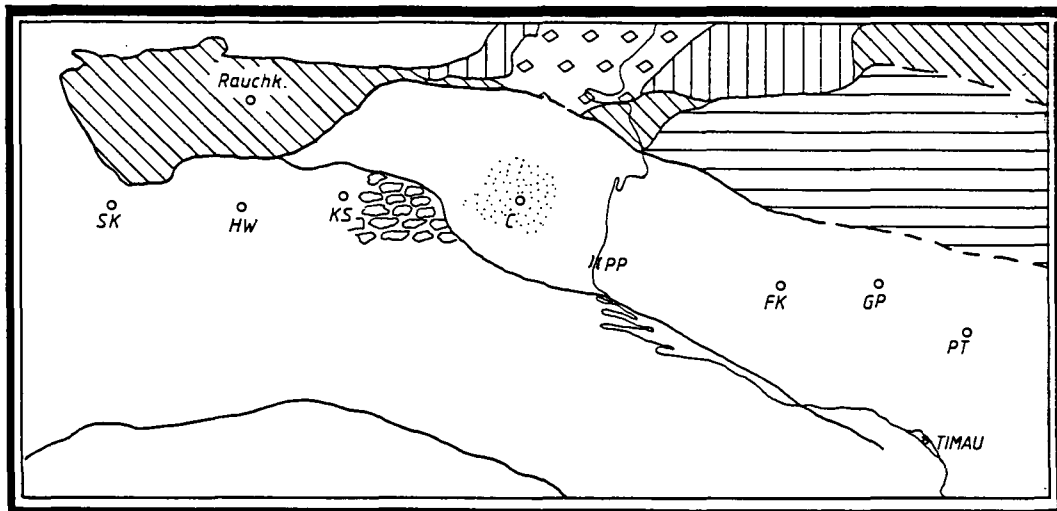


Abb. 32.
Faziesräume
Cellon-/Kellerwanddecke
im mittleren Famennium.
Legende siehe Abb. 25/26.
Die Riffe sind im Famennium gestorben, das gesamte Gebiet sinkt ab. Am Kollinkofel bilden sich Lithoklastenserien, wie sie im Frasnium in der Gegend östlich von Timau in der tektonisch nächst tieferen Decke zu finden sind. Die Kalke am Cellon haben bereits pelagischen Charakter, ähnlich den Gesteinen der Rauchkofeldecke im gesamten Devon.

ke die Riffkörper des Emsiums, Eifeliums und unteren Givetiums „überfahren“ hat: Weder in den Unteren noch in den Oberen Kellerwänden, also dem gemeinsam aufgeschlossenen Bereich von Cellon- und Kellerwanddecke, sind in diesen Schichten Riffkörper auffindbar, der zu ihnen gehörende Detritus jedoch in der Cellondecke im Vorriff-Bereich verbreitet, die Riffe müssen demnach weiter südlich in der Cellondecke liegen, verborgen unter den Kalkmassen der Kellerwanddecke.

Im Pragium und Givetium/Frasnium gibt es aufgeschlossene Riffe in der Kellerwanddecke. Die Faunenbeziehungen zwischen Monte Zermula, der nach HERITSCH (1936) klar der Cellondecke zuzurechnen ist (bei HERITSCH: Monte Germula), und den Kellerwand-Hohe-Warte-Riffen (s. Kap. 9.1.) einerseits, und die faziellen Parallelen von Monte Zermula (FERRARI & VAI, 1965) und Kellerwänden bis ins hohe Famennium andererseits, bestätigen die oben erläuterte Vermutung, daß im Emsium, Eifelium und unteren Givetium weiter südlich in der Cellondecke Riffe zu suchen sind: Denn im Givetium/Frasnium gehörte der Monte Zermula offensichtlich dem Riffgürtel an, zu dem weiter westlich die nach Norden transportierten Bereiche von Hoher Warte/Kellerspitzen der Kellerwanddecke zu stellen sind; der Monte Zermula und der Kellerwand-Hohe-Warte-Zug zählten zum givetisch/frasnischen Liefergebiet für den Riffschutt am Freikofel, Cellon und Eiskarkopf (s. Abb. 33), während im Emsium und tieferen Mitteldevon

die Riffe weiter im Norden (in der heutigen Cellondecke) gelegen haben.

Die sich daraus ergebende bathymetrische Linie (s. Abb. 22) wurde mit der Transgressions-Regression-Kurve für das Devon Euramerikas (JOHNSON et al., 1985) verglichen: Die Transgressions-Regressionstendenz beider Kurven stimmt vom Lochkovium bis zum Ende Frasnium überein, die Ausnahme bildet die kurzfristige Regression im Famennium Euramerikas, wogegen sich – am Nordrand Gondwanas – in den Karnischen Alpen dieser episodische Einbruch einer Regression zum Karbon hin anscheinend nicht vollzogen hat.

Um die Faziesverteilung in ihrer heutigen Lage zu verdeutlichen, sind in Abb. 25–32 die faziell charakteristischen Sedimente für jede Devon-Stufe in die tektonische Karte des Arbeitsgebietes eingetragen.

9.6. Paläogeographische Rekonstruktion

Das hier vorgestellte Modell beruht auf einem umgekehrt chronologischen Abrollen der Tektonik sowie faziellen Korrelationen zwischen Arbeitsgebiet und benachbarten Räumen (s. Abb. 33). Für das Modell ist eine genaue Kenntnis des Betrages der Dislokation durch die Verschiebung, die den Zentralkarnischen Bogen erzeugte, relativ unwesentlich. Einzige Voraussetzung: Der Gamskofel muß (aus faziellen Gründen) nach der Rückbewegung in jedem Fall im Hinterriff-Bereich

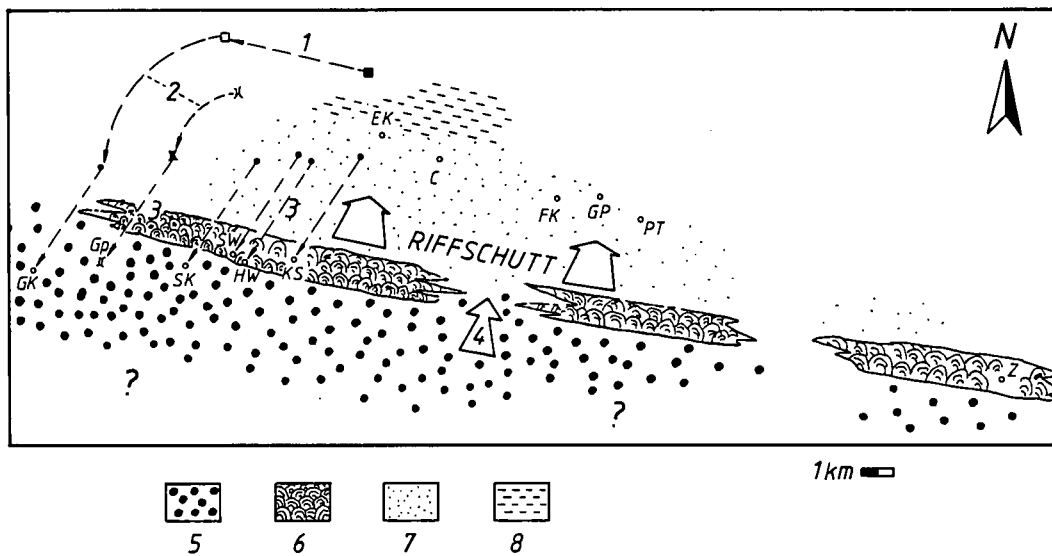


Abb. 33.
Paläogeographische Skizze für das Givetium.
1 = Hypothetische Rückbewegung des Gamskofels (■) zur Lage vor der Blattverschiebung (□), die den Zentalkarnischen Bogen verursachte (s.u.); 2 = Rückrotation des Biegengebirges; 3 = Verschiebung der Kellerwanddecke nach Süden; 4 = Sedimentärer Einfluß aus dem Hinterriff; 5 = Hinterriff; 6 = Riff; 7 = Vorriff; 8 = hochpelagische Rauchkofelfazies.
C = Cellon; EK = Eiskarkopf; FK = Freikofel; GK = Gamskofel; GP = Großer Pal; Gp = Giramonddopaß; HW = Hohe Warte; KS = Kellerspitzen; PT = Pizzo di Timau; SK = Seekopf; SW = Seewarte; Z = Monte Zermula.

liegen! Hierfür kommt eine Toleranz für den Verschiebungsbetrag von einigen Kilometern in Frage, daher ist der in Abb. 33/1 gewählte lediglich skizzierend zu verstehen.

Messungen im Bereich der Überschiebung zwischen Kellerwand- und Cellondecke (in der Kellerspitzen-Nordwestwand) ergaben, daß der Deckenschub der Kellerwanddecke mit ca. 35° nach Nordosten gerichtet war. Dementsprechend wurde die Kellerwanddecke im Modell (Abb. 33) nach Südwesten soweit zurückgeschoben (s. Kap. 9.3.), daß die Riffkörper der Hohen Warte und Kellerwände mit denen des Monte Zermula in einer Linie liegen. Nun liegen der Gamskofel, Giramonddopaß, Seekopf und die Südabdachung der Hohen Warte im Hinterriff, Seewarte, Hohe Warte, Kellerspitzen und Monte Zermula im Riffgürtel, von dem der Riffschutt nach Norden in die Vorriff-Fazies geschüttet wird (Abb. 33). Da der Nordschenkel der Cellonfalte und die Kalke an der Oberen Valentinalm am Wandfuß des Eiskarkopfes (SCHÖNLAUB, 1979, 1985) faziell den pelagischen Kalken der Rauchkofelschuppendecke entsprechen (Rauchkofelfazies, s. SCHÖNLAUB 1979, 1985), wogegen der Südschenkel dieser Falte noch der Übergangsfazies des Vorriffbereiches angehört, können die räumlichen Differenzen zwischen den Faziesräumen im Givetium rekonstruiert werden: Der Riffgürtel von Seewarte bis Monte Zermula und der pelagische Sedimentationsraum im Norden (nördlich des Cellons und der Unteren Kellerwand) lagen im Givetium nur ca. 4 bis 4,5 km voneinander entfernt; in dieser Zone wurden die Sedimente der Übergangsfazies akkumuliert. Für die räumliche Distanz zwischen dem intertidalen Raum im Süden und dem pelagischen ergibt sich nicht mehr als 7 bis 8 km.

Bemerkenswert erscheint die Tatsache, daß die Kellerwanddecke genau am Riffkörper abgerissen wurde (siehe imaginäre Fläche in Abb. 34), oberhalb der in Kap. 9.3. beschriebenen Großfalte, um dann auf die Cellondecke aufgeschoben zu werden, also genau an der Scheide zwischen zwei Gebieten unterschiedlicher Subsidenz: der Scheide zwischen dem stärker sinkenden Hinterriff mit mächtigeren Sedimenten und dem Vorriffareal mit verhältnismäßig geringerer Sedimentation und folglich geringerer Subsidenz.

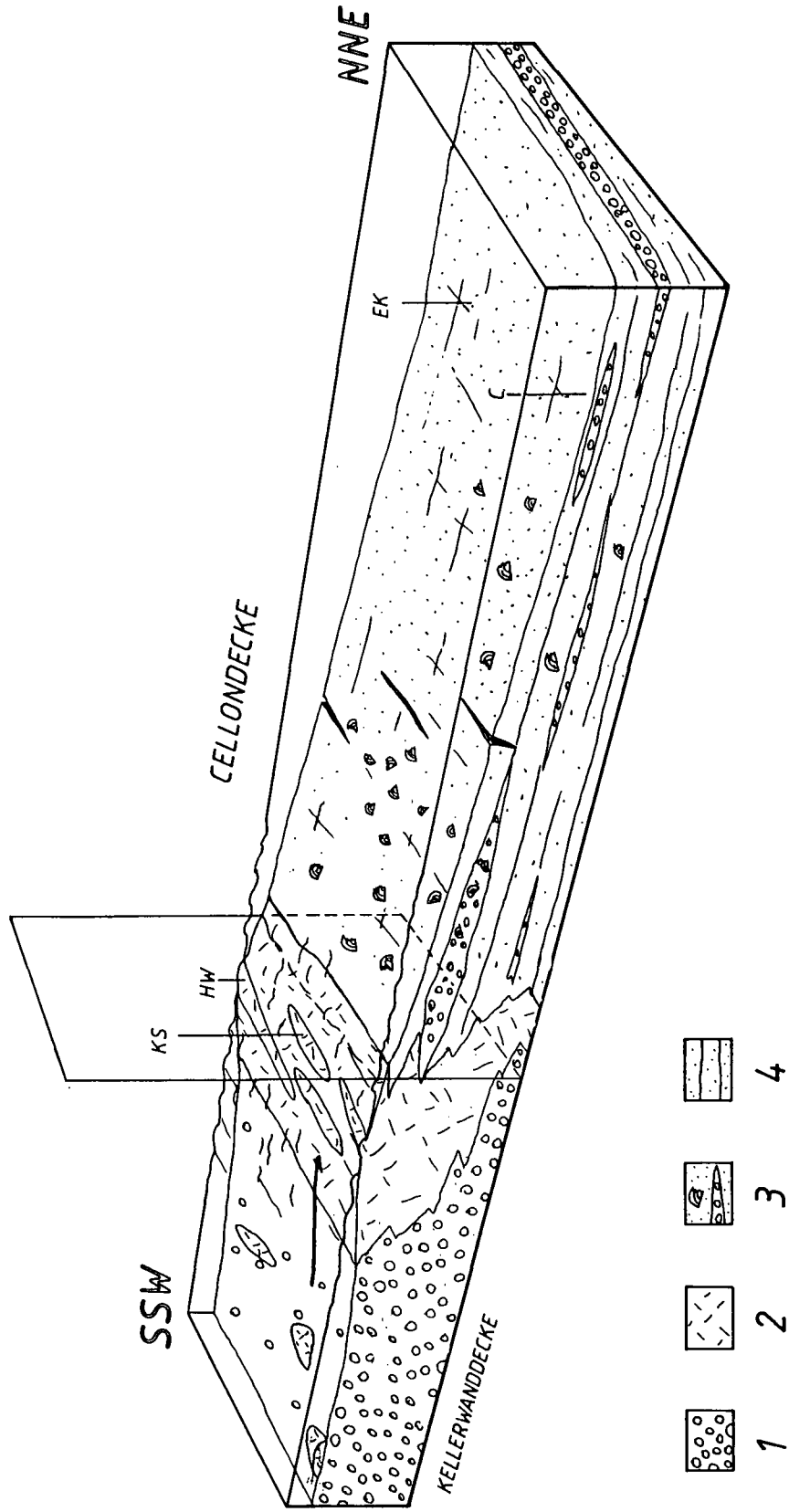
In chronologischer Reihenfolge ergibt sich für die einzelnen Devonstufen folgende Entwicklung:

Bereits im Lochkovium existiert eine Faziestrennung mit südlichen Crinoidenwäldern und einem nördlichen Bereich mit pelagisch beeinflusster Fauna und Schuttfächern, die episodisch aus dem Süden geschüttet werden. Jedoch ist noch kein eigentlich faßbarer Riffkörper vorhanden, hier und da wachsen Biostrome und Fleckenriffe auf einer leicht nach Norden geneigten Karbonatplattform. Im Pragium wachsen die ersten Riffgürtel im Bereich der späteren Kellerwanddecke (BANDEL, 1969). Im Emsium wandern die Riffe weiter nach Norden, liegen also im heute überfahrenen Bereich der Cellondecke, denn: Dort, wo im Pragium Riffe wuchsen, liegt im Emsium der Intertidale Sedimentationsraum, dort, wo im Prag der Vorriff-Bereich in Übergangsfazies lag, ist jetzt Riff- und Hinterriffdetritus im Wechsel mit Tentakulitenkalken zu finden, hier wachsen sogar einige Fleckenriffe.

Während das Riff im Eifelium und unteren Givetium noch im überfahrenen Teil der Cellondecke liegt, zieht es sich im oberen Givetium (s. Abb. 33, 34; die imaginäre Fläche in Abb. 34 trennt Kellerwand- und Cellondecke) nach Süden in den Bereich der Kellerwände und Hohen Warte zurück. Durch die Strömung, beispielsweise bei sturminduziertem starkem Seegang oder durch Riffkanäle, werden Hinterriffelemente episodisch über das Riff und zwischen Riffen in den Vorriffbereich transportiert, Korallen und Stromatoporen werden zertrümmert, im Raum des Freikofels, am Eiskarkopf und am Cellon kommt es zu detritischen Schuttfächern, während im Biegengebirge und am Gamskofel südwestlich der Hohen Warte Hinterriff-Fazies herrscht.

Im Frasnium wachsen in der Kellerwanddecke (also damals im Süden) noch Riffe, während im Norden (Cellondecke: östl. Pizzo di Timau) der Untergrund bereits sinkt und Lithoklasten im Wechsel mit Mudstones am Hang sedimentiert werden. Noch weiter im Norden ist durch das Absinken der Einfluß der pelagischen Kalkfazies (Rauchkofelschuppendecke) größer geworden und erreicht Ende Frasnium den Raum des Cellons. Im Famennium (Abb. 35) werden Lithoklasten im Raum der Kellerwände angehäuft (FERRARI & VAI, 1965, wiesen am Monte Zermula ebenfalls Kalkbreccien im Famennium nach), die aus dem bereits abgesetzten Kalkschlamm

FAZIESMODELL für das
OBERE GIVETIUM



1: Hinterriff, 2: Riff, 3: Detritus, 4: Vorriff / 5: Stromatoporenklasten, 6: Mikritklasten, 7: Brachiopoden
KS: KELLERSPITZEN HW: HOHE WARTE C: CELLON EK: EISKARKOPF

Abb. 34.
Faziesmodell für das Obere Givetium.

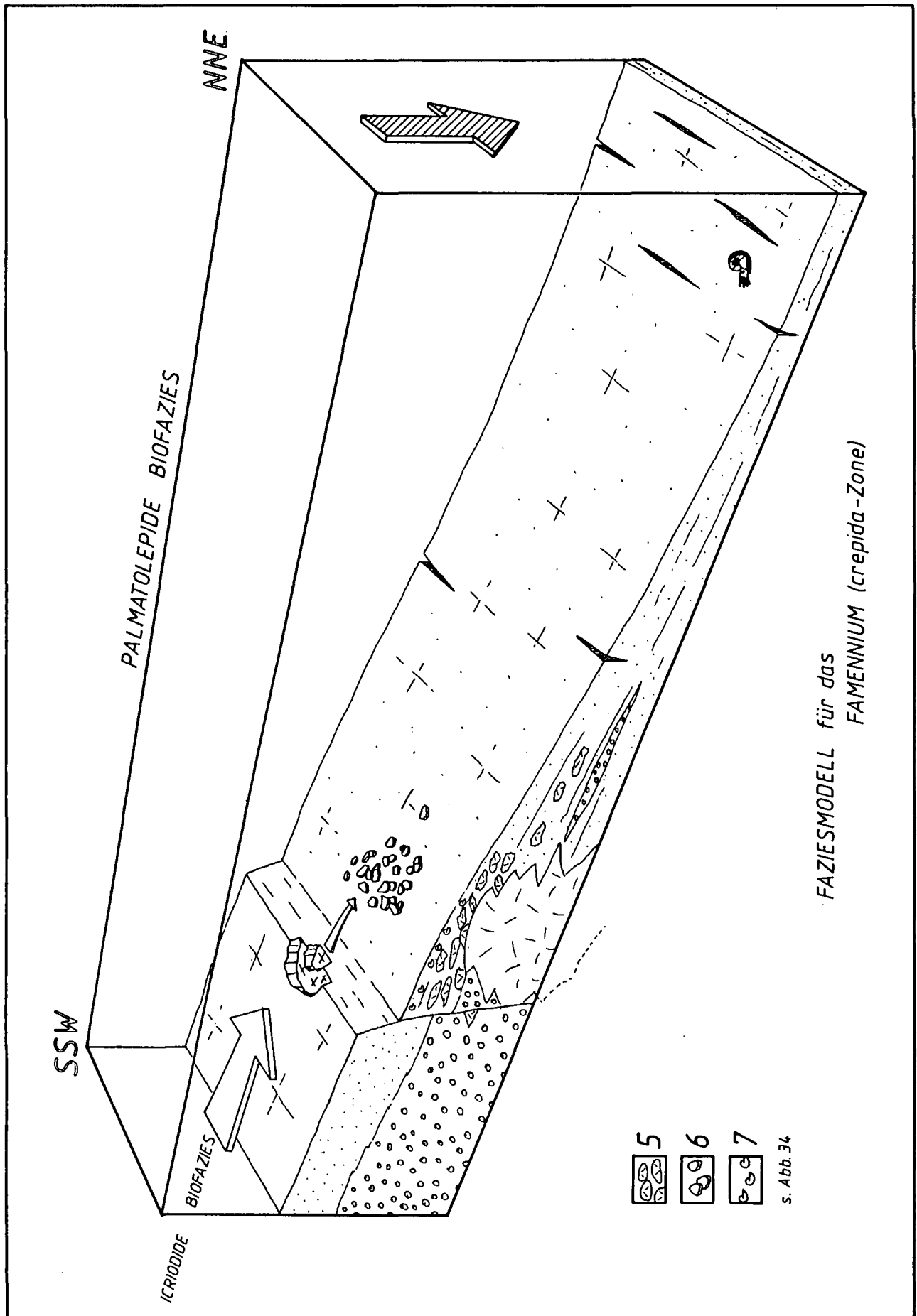


Abb. 35.
Faziesmodell für das Famennium (crepida-Zone).

herausbrechen, beispielsweise bei seismischer Aktivität, und aus der Icriodiden-Biofazies werden Schill und Flachwasserkomponenten eingeschwemmt. Das gesamte Gebiet sinkt stärker ab, im Unterkarbon ist der Bereich der Kellerwanddecke versunken und wird überall von pelagischen Cephalopodenkalken bedeckt, die sich im Famennium noch auf die nördlichen Bereiche der Cellondecke beschränken. Durch die Einleitung der sudetischen Phase (SCHÖNLAUB, 1985) wird der variscische Faltenbau angelegt, die karbonatische Entwicklung wird durch die Schüttung mächtiger Flyschsedimente im Viséium gestoppt.

Dank

Für die Anregung und für das jahrelange Interesse an meiner Arbeit möchte ich den Herren Univ.-Prof. Dr. G. FLAJS (Aachen) und Univ.-Doz. Dr. H.P. SCHÖNLAUB (Wien) herzlich danken. Im Rahmen eines Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft konnte ich als wissenschaftlicher Angestellter drei Jahre lang die vorliegenden Ergebnisse zusammentragen. Für die Finanzierung sei der DFG vielfach gedankt.

Zahlreiche Helfer und Freunde standen mir im Gelände zur Seite, sowohl mit ihrem Rat als auch mit ihren Taten. Sie alle haben zum Gelingen der vorliegenden Arbeit ihren Teil beigetragen.

Tafel 1

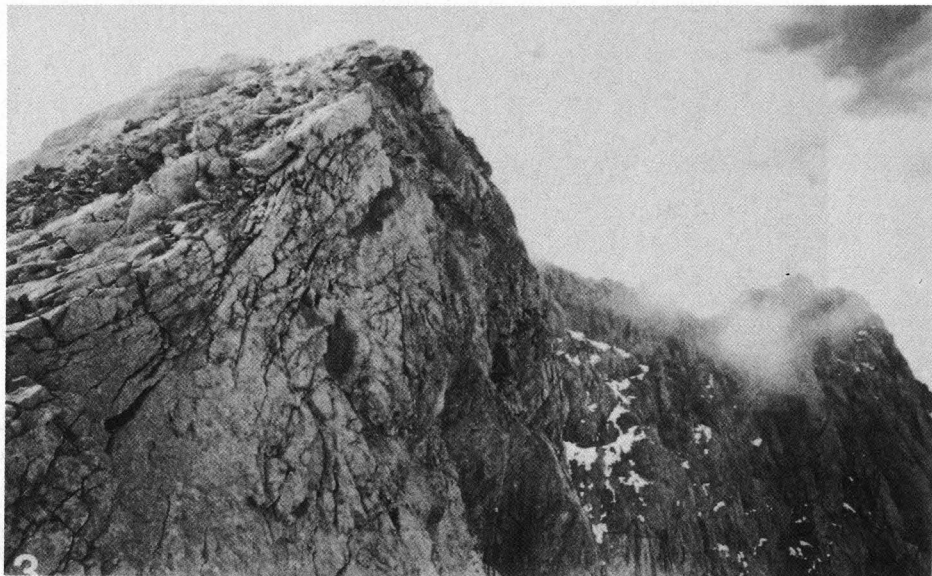
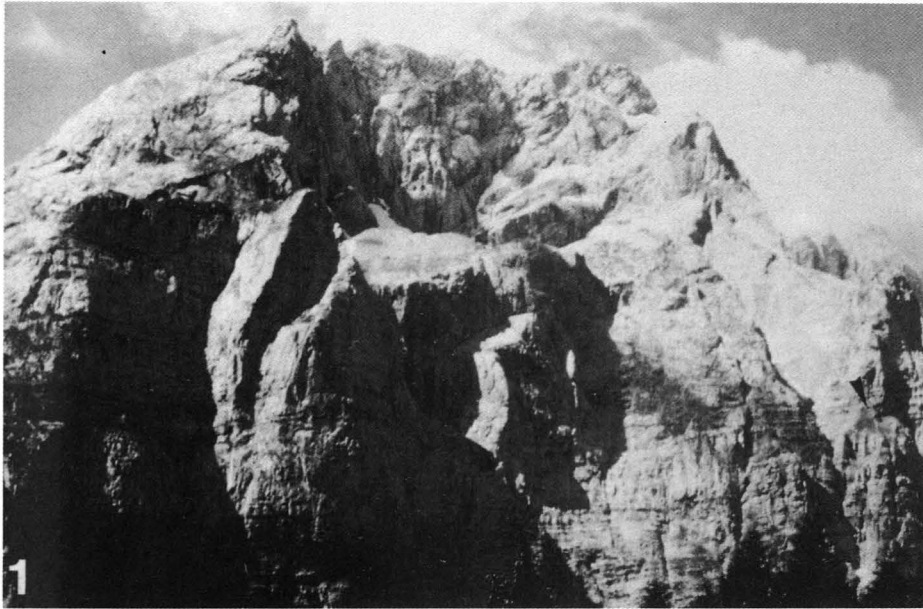
Fig. 1: Blick von Norden auf die Kellerwände.

In der Mitte der Moränenwall, der den Gletscher des Eiskares verdeckt. Im Vordergrund die Unteren Kellerwände der Cellondecke, oben der Kollinkofel, die Kellerspitzen und die Weiße Schulter oder Schnackl-Pfeiler (v.l.n.r.) der Kellerwanddecke. Im unteren Drittel des rechten Bildrandes ist ein grüner Fleck zu erkennen, oberhalb dessen die Eiskarkaverne in den Fels hineingesprengt wurde (Pfeil). Sie ist durch die Untere Kellerwand zu erreichen und diente während der Geländearbeit als Unterkunft. Die Wände oberhalb des Eiskares (Obere Kellerwände) sind 500 m hoch, die unterhalb 900 m.

Fig. 2: Die Nordwestwand der Kellerspitzen (Bildmitte), rechts daneben der Kellerwandturm, ganz rechts die Kellerwarte. Links oben Kollinkofel mit Kellergrat, die den Eiskarkessel umrahmen. Links unten die Cellondecke, rechts und oben die Kellerwanddecke. Die Überschiebung läuft (Pfeile) vom am weitesten links gelegenen Schneefeld im Schutt (rechts unten) in das Eiskar hinein (s. Taf. 6/9).

Fig. 3: Am Nordostgrat des Kollinkofels.

Die nach Osten einfallenden Kalke am Gipfel sind famennischen Alters. Im Hintergrund der Kellergrat und die oberen Kellerwände, die aus mitteldevonischen Gesteinen in Hinterriff- und Riff-Fazies aufgebaut sind.



...der Metel in
...wiederum
...den kom
...oben gef
...den 8. 32

Tafel 2

- Fig. 1: **Beprobung durch Abseilen (hier in der Westwand des Eiskarkopfes).**
Nach dem Anbringen eines Felshakens wurde am Doppelseil 45 Meter abgeseilt und bei Bedarf alle paar Meter im Seil hängend eine Probe genommen. Danach wurde das Seil abgezogen, ein neuer Haken geschlagen und wiederum abgeseilt. Auf diese Weise ließen sich große Wandpartien von oben bis unten beproben. Vor allen Dingen in den kompakten Massenkalken des Mitteldevons (obere Bildhälfte) fand diese Methode oft Anwendung.
- Fig. 2: **Beprobung im Aufstieg.**
In schwierigen Wänden wurde in Seilschaft gearbeitet. Gesichert lassen sich nahezu in jeder Stellung Proben nehmen. Das Bild stammt aus der ersten Seillänge (Schwierigkeitsgrad 4+) am Cellon-Ostpfeiler, der weiter oben den 6. Schwierigkeitsgrad abverlangt.

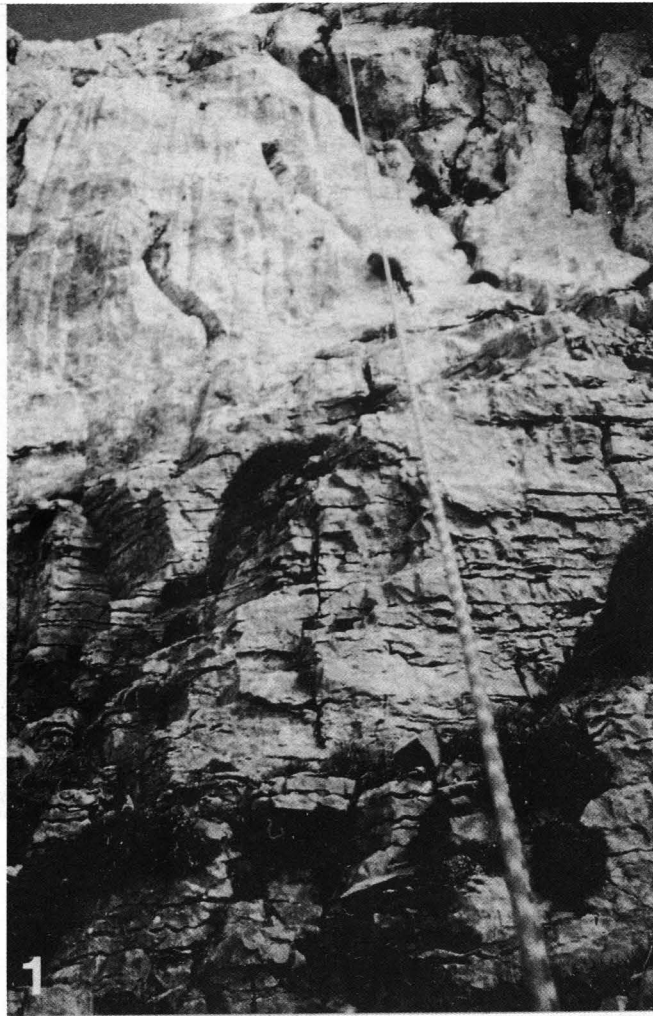


Fig. 1. Felsenwand
Unten an
der mitte
Fig. 2. Spalte
Unterhalb

Fig. 3. Laminarkalke (Emsland) aus der Kluft im Hohen Walle

Tafel 3

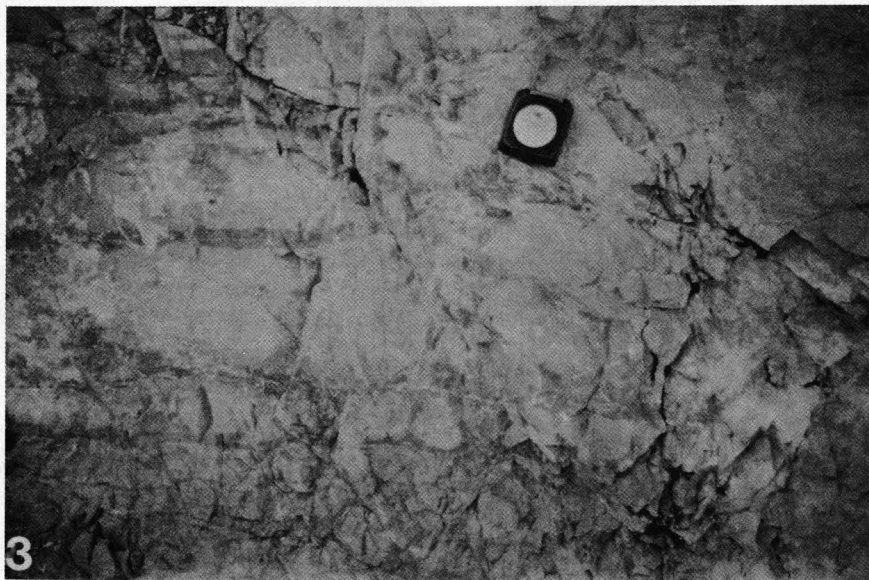
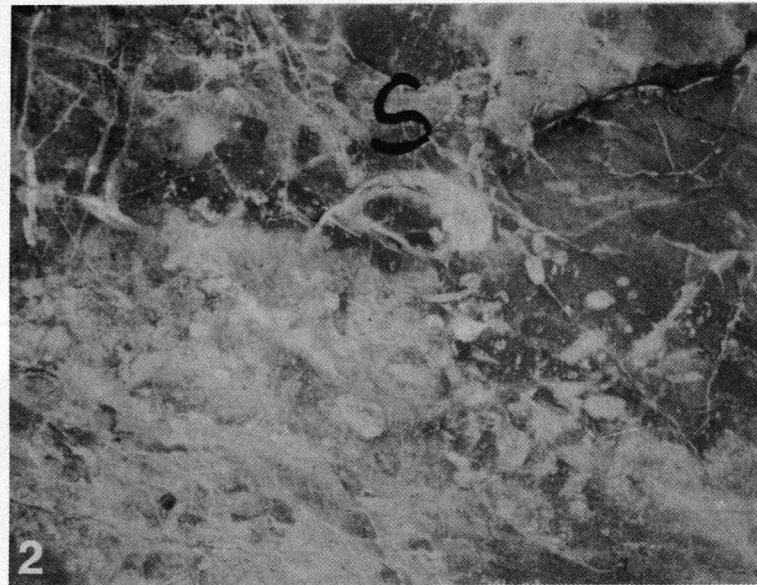
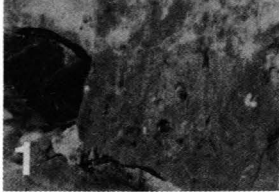
Fig. 1: Famennium am Kollinkofel.

Unten eine Brachiopodenschicht aus der unteren *rhomboidea*-Zone, oben eine lithoklastische Lage (nachgezeichnet) aus der mittleren *rhomboidea*-Zone.

Fig. 2: *Stringocephalus burtini*.

Unterhalb des „S“, vergesellschaftet mit Amphiporen aus dem Givetium der Hohen Warte.

Fig. 3: Laminitkalke (Emsium) aus der Nordwand der Hohen Warte.

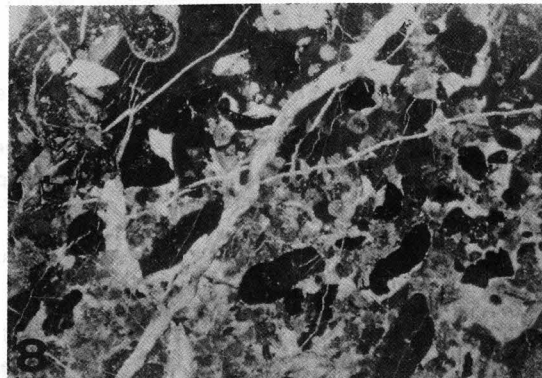
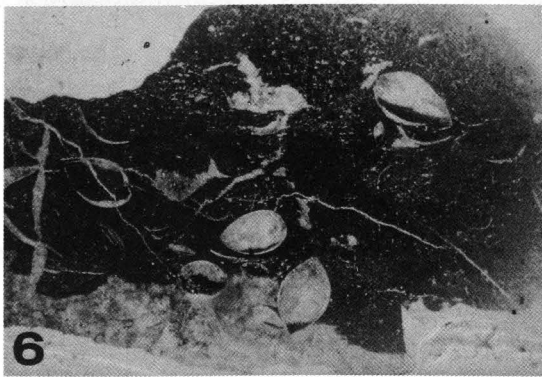
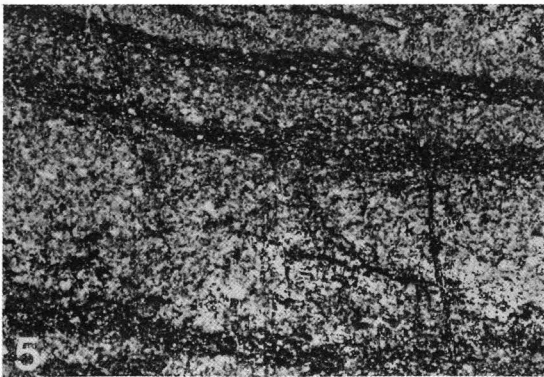
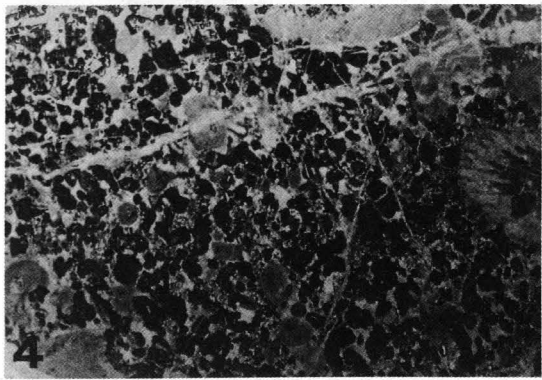
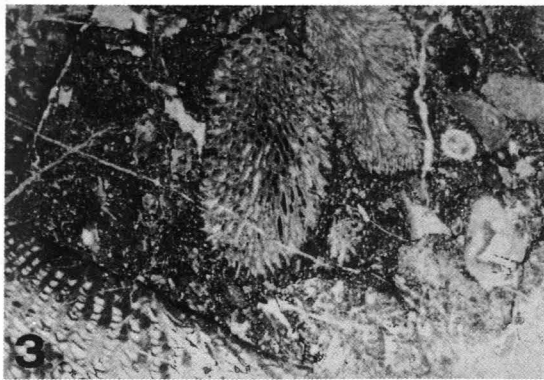
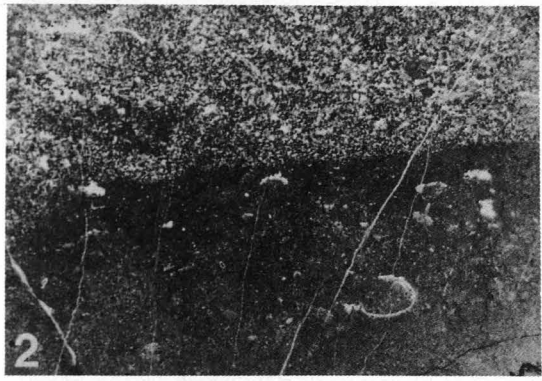
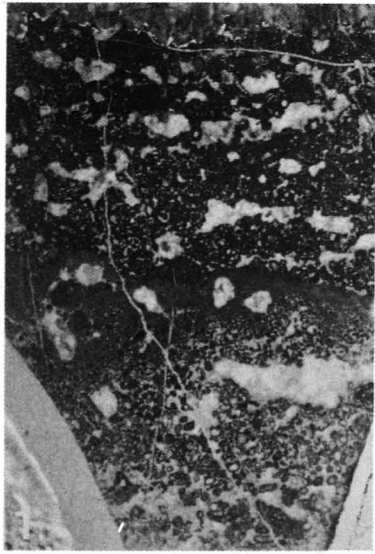


3

Fig. 1
Fig. 2
Fig. 3
Fig. 4
Fig. 5
Fig. 6
Fig. 7
Fig. 8

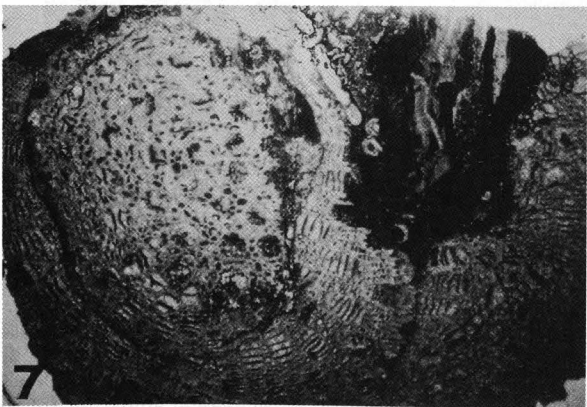
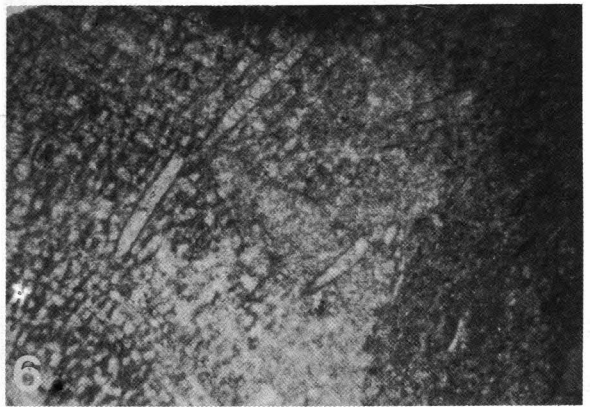
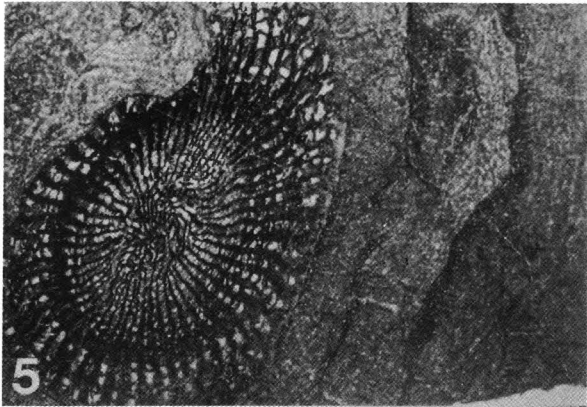
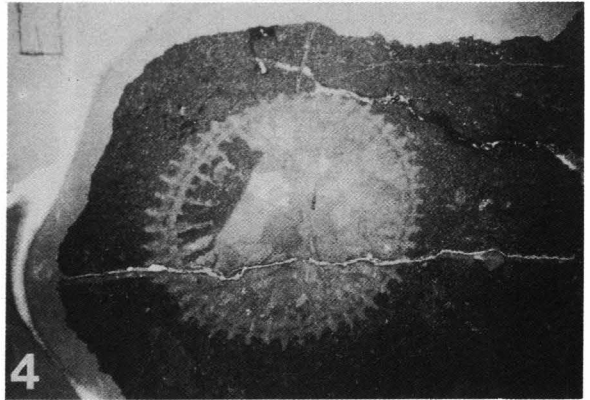
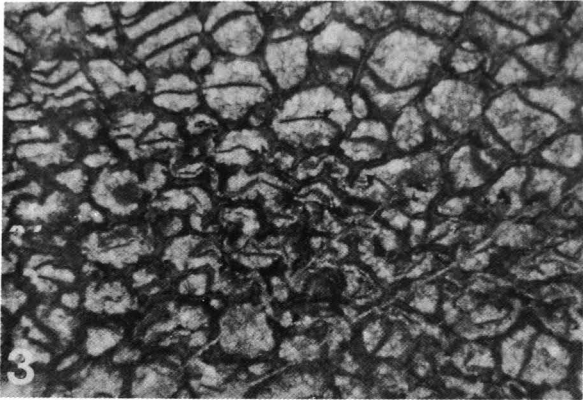
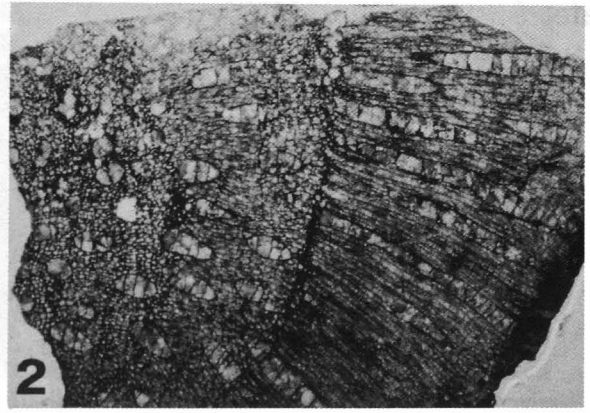
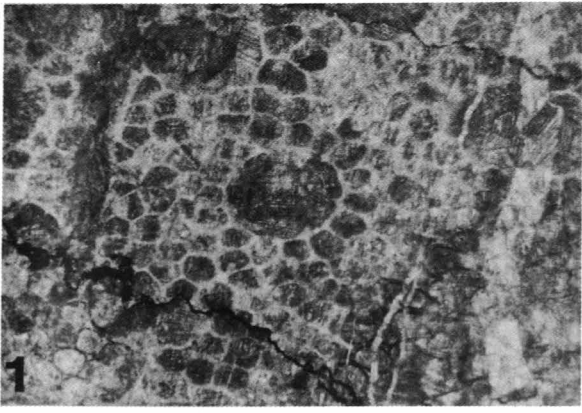
Tafel 4

- Fig. 1: **MF-Typ 4a**
Loferit mit normalgradierter Schichtung.
P224, Givetium Hohe Warte-Nordwand, DAMBERGER-Route, 2740 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 2: **MF-Typ 1 (unten) und 3a (oben).**
Die Grenze zwischen beiden MF-Typen ist scharf. Unten ist ein Trilobitenanschnitt zu erkennen.
P21, Emsium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1924 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 3: **MF-Typ 6.**
Riffschuttbreccie.
P362, Emsium Eiskarkopf-Westwand, 1985 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 4: **MF-Typ 2.**
Rindenkornkalk.
PK1, Eifelium GROHMANN-Route Obere Kellerwand, 2410 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 5: **MF-Typ 7.**
In den dünnen dunklen Lagen häufen sich Radiolarien.
P801, Lochkovium Cellonrinne, Niveau 49 bei H. FLÜGEL (1965), Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 6: **MF-Typ 10.**
Brachiopodenschichten im Frasnium.
PK28, Frasnium Kollinkofel Nordostgrat, 2640 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 7: **MF-Typ 2.**
Rindenkornkalk.
P38, Eifelium Obere Kellerwand, KOBAN-Route, 2430 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 8: **MF-Typ 9.**
Lithoklastenbreccie mit Echinodermenschutt und Schalen in der Matrix.
P506, mittlere *rhomboidea*-Zone, s. Taf. 3/1, Kollinkofel Nordostgrat, 2630 m NN, Balkenlänge 1 cm.



Tafel 5

- Fig. 1: *Heliolites porosus* GOLDFUSS 1926.
PEms1, Emsium Umgebung Eiskarhütte, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 2: *Heliolites* sp.
P29, Emsium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1940 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 3: *Favosites* cf. *gregalis* PORFIRIEV 1937.
PS1 Emsium, Untere Eiskarkopf-Nordwand, Schutt auf dem Felsband in 1930 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 4: *Tabulophyllum* sp.
PEms2, Emsium Umgebung Eiskarhütte, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 5: *Acantophyllum* sp., umwachsen von einer *Stromatopora*.
Givetium Gipfel Hohe Warte, 2780 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 6: Lebensgemeinschaft *Caunopora*.
Syringopora (pfeilförmig) wird von *Stromatopora* umwachsen.
PKIX, Givetium Kellergrat, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 7: *Helioplasma* aff. *kolohai* KETTNEROVA 1933.
P61, Emsium Umgebung Eiskarhütte, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 8: *Stringocephalus burtini* vergesellschaftet mit *Amphiporen*.
PK32, Givetium Kellerwarte, 2700 m NN, s. Taf. 3/2, Balkenlänge 1 cm).



Tafel 6

- Fig. 1: *Parathuramina*.
P24, Emsium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1922 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 2: Radiolarien.
P801, Lochkovium Cellon, s. Taf. 4/5, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 3: Trilobitenanschnitt.
P907, Famennium Kollinkofel-Ostgrat, Übergang zur Grünen Schneid, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 4: *Parathuramina dagmarae*.
P311, Eifelium Eiskarkopf-Westwand, 2210 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 5: Cephalopodenschnitt mit Geopetalgefüge.
P115, Emsium Cellon, Beginn Klettersteig, 1870 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 6: Cephalopodenschnitt.
P327, Eifelium Eiskarkopf-Westwand, 2145 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 7: Tentakulitenanschnitte mit Echinodermenbruchstück.
P87, Lochkovium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1630 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 8: *Renalcis turbitus* WRAY (Pfeil), problematische Algen aus dem Rifftrandbereich.
Ihr Auftreten geht konform mit den letzten Riffen im Frasnium.
P55, Frasnium, *gigas*-Zone, Gipfel Kollinkofel, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 9: Falte an der Deckenstirn der Überschiebung zwischen Kellerwanddecke und Cellondecke.
Die gut sichtbaren verbogenen Lochkovium-Plattenkalke der Kellerwanddecke liegen auf den gelben Tentakulitenkalcken des Pragiums der Cellondecke auf. Der scharfe Grat in der Bildmitte zwischen den beiden Kunzköpfen (links) und dem Schnacklpfeiler (rechts oben) wird von hochgebogenen und von der Überschiebung steilgestellten Emsium-Plattenkalcken der Cellondecke gebildet. Zwischen dem Schnackl-Pfeiler und diesem Grat verläuft die Störungsbahn empor (s. Taf. 1/2; s. Abb. 24).

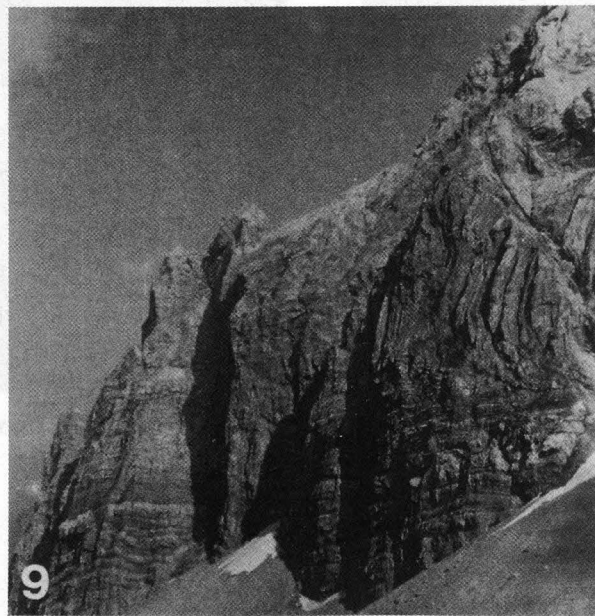
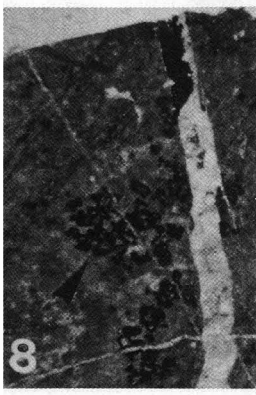
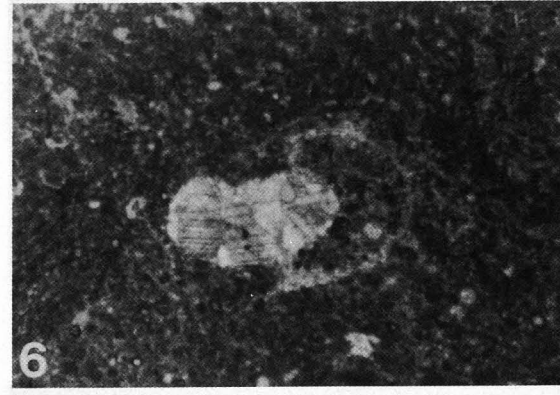
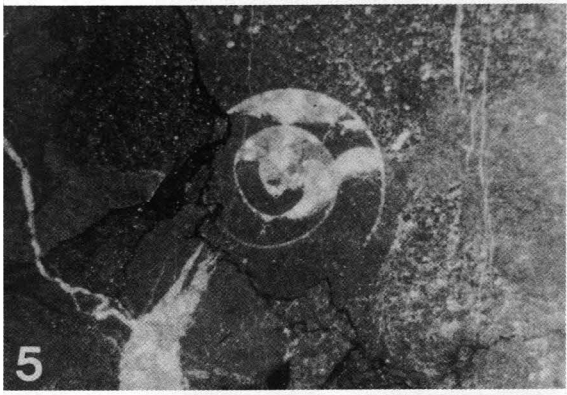
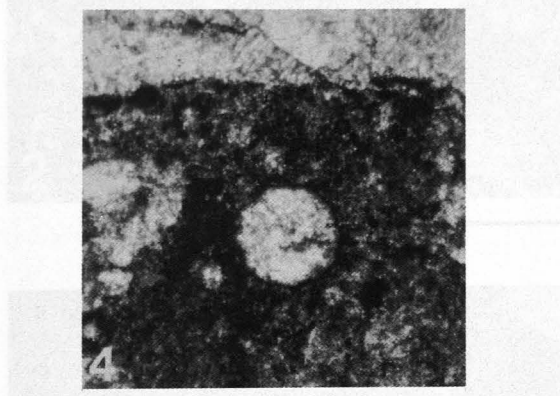
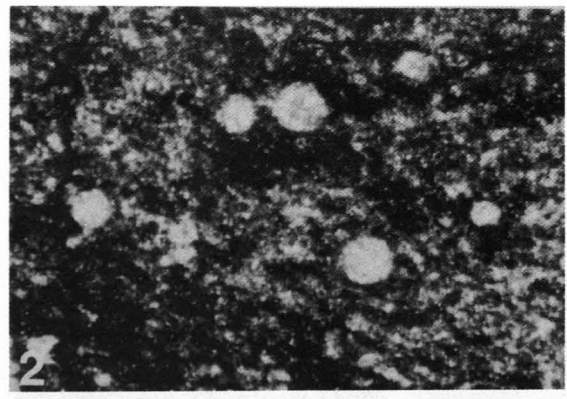
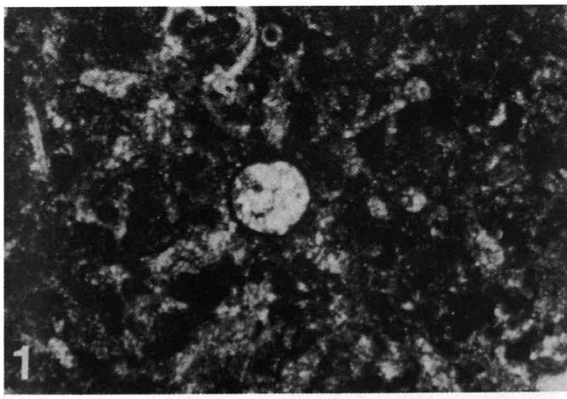


Fig. 1. *Paragonia lineata* (Eckb.)

Fig. 2. *Paragonia lineata* (Eckb.)
Fig. 3. *Paragonia lineata* (Eckb.)
Fig. 4. *Paragonia lineata* (Eckb.)
Fig. 5. *Paragonia lineata* (Eckb.)
Fig. 6. *Paragonia lineata* (Eckb.)
Fig. 7. *Paragonia lineata* (Eckb.)
Fig. 8. *Paragonia lineata* (Eckb.)
Fig. 9. *Paragonia lineata* (Eckb.)

Tafel 7

- Fig. 1: Gastropodenanschnitt mit Geopetalgefüge aus dem Rindenkornkalk der Oberen Kellerwände.
P44, Eifelium, Koban-Route Obere Kellerwände, 2500 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 2: Längsschnitt durch ein Gastropodengehäuse.
P44, Eifelium KOBAN-Route Obere Kellerwände, 2500 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 3: Längsschnitt durch die Spindel eines großen Gastropodengehäuses aus dem Hercynellenkalk-Niveau.
P720, Emsium Seewarte, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 4: *Stringocephalus burtini* im Rindenkornkalk.
P301, Givetium Obere Kellerwände, 2725 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 5: Echinodermenschutt.
P716, Lochkovium Seewarte, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 6: Tentakulitenkalk.
P87, Pragium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1630 m NN, Balkenlänge 1 cm.

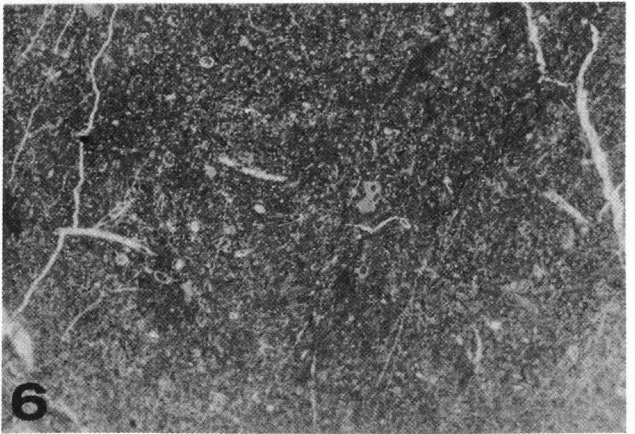
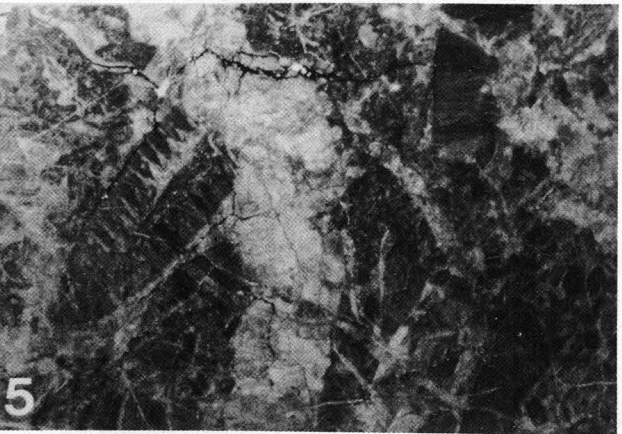
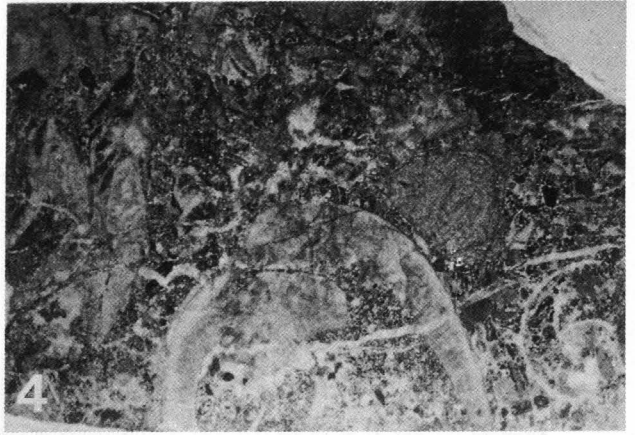
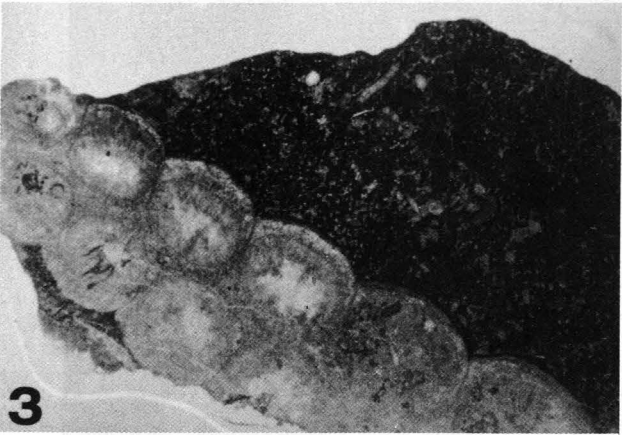
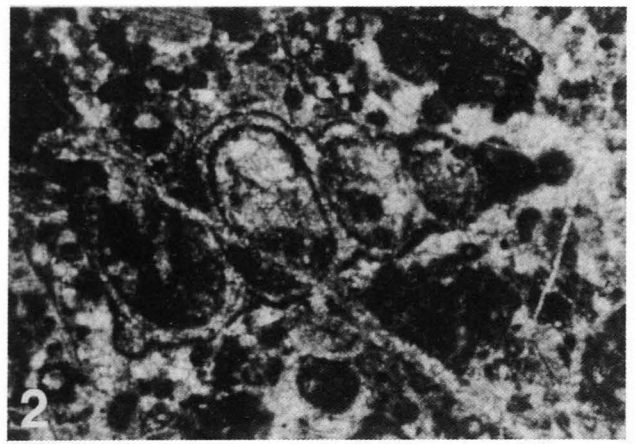
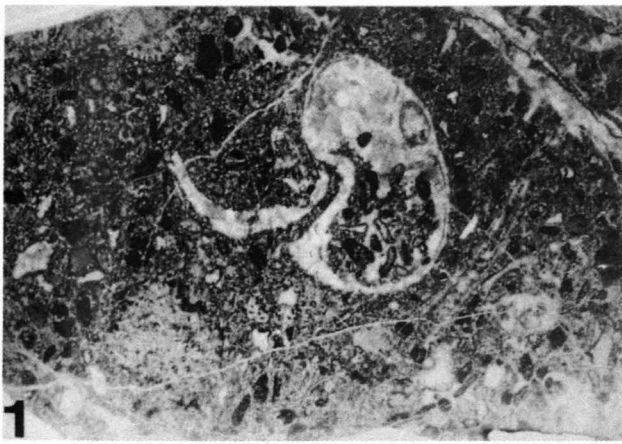


Fig. 1. ...

Fig. 2. ...

Fig. 3. ...

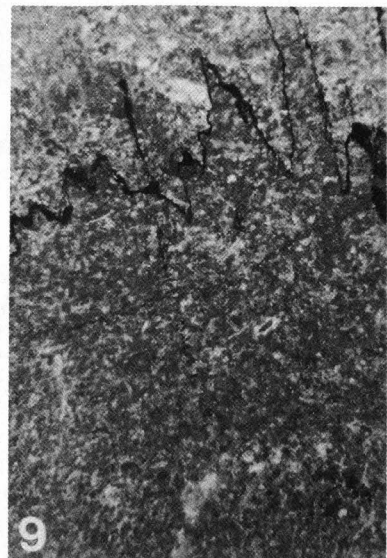
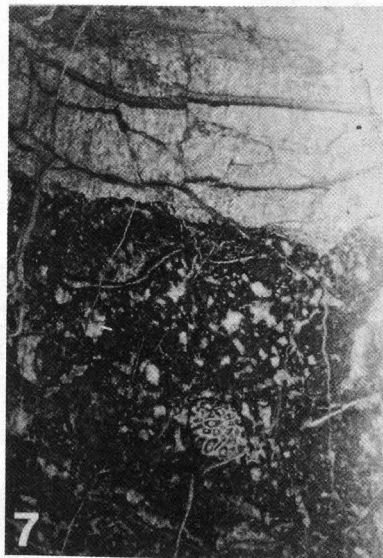
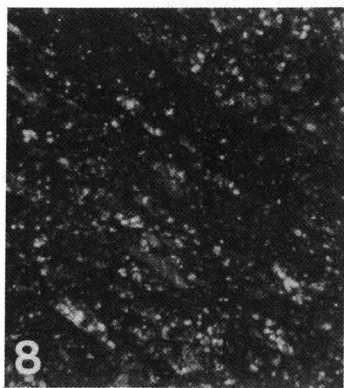
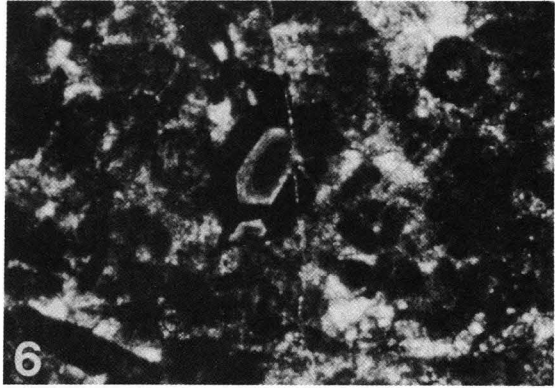
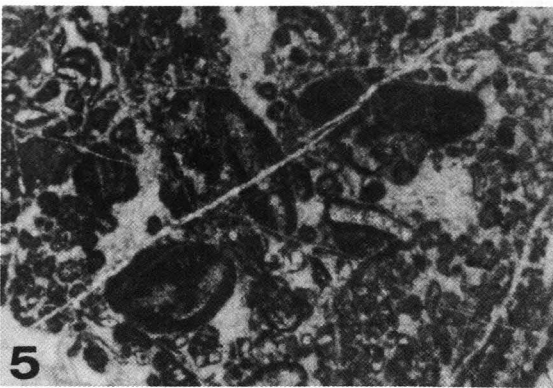
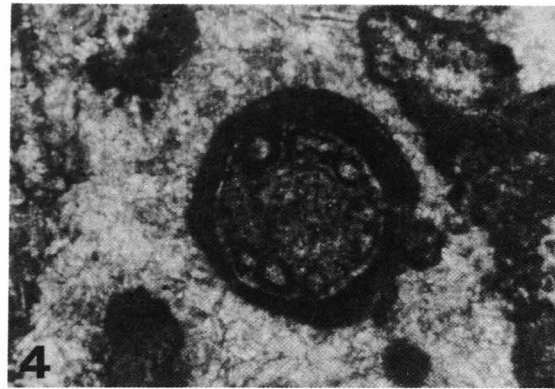
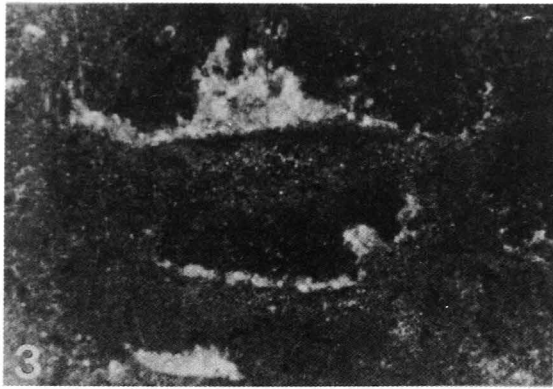
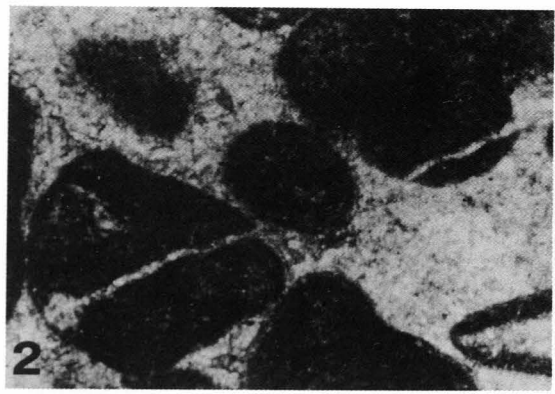
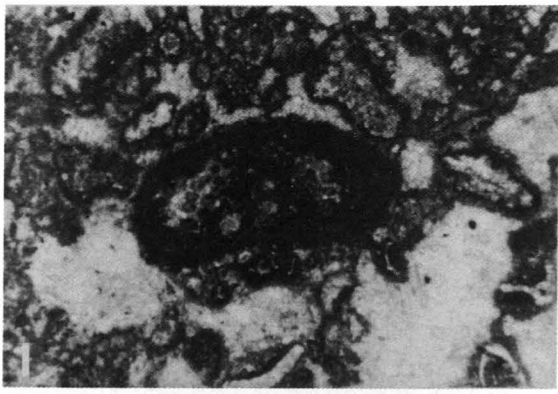
Fig. 4. ...

Fig. 5. ...

Fig. 6. ...

Tafel 8

- Fig. 1: **Onkoid im Loferit, dem als Kern eine Alge dient.**
P224, Givetium Hohe Warte-Nordwand, DAMBERGER-Route, 2740 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 2: **Ooid im Rindenkornkalk, flankiert von Rindenkörnern.**
P40, Eifelium Obere Kellerwände, KOBAN-Route, 2410 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 3: **Stromatactis im Pel-Mikrit.**
P904, Cellon-Ostpfeiler, oberhalb 2. Seillänge, 1990 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 4: **Onkoid, dem als Kern eine Dasycladacee dient.**
Der Zement zwischen den Komponenten läßt in dieser Schicht die Unterscheidung mehrerer Zementgenerationen nicht mehr zu.
P611, Eifelium Hohe Warte-Nordwand, KOBAN-PRUNNER-Route, 2500 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 5: **Onkoide im Loferit.**
P223, Givetium Hohe Warte-Nordwand, DAMBERGER-Route, 2730 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 6: **Authigener Quarzkristall.**
P31, Emsium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1939 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 7: **Laminit der Hohen Warte.**
Unten: Rindenkornkalk in dolomitischer Matrix; oben: breite Sparitäreale mit dünnen Lagen aus Dolomitkristallen und Algenkrusten.
PHWII, Emsium Hohe Warte-Nordwand, 2350 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 8: **„Reliktgefüge“ in den dolomitisierten Plattenkalken des Pragijs.**
Unten links läßt sich erkennen, daß die Dolomite aus Tentakulitenkalken hervorgegangen sind.
P69, Pragijs Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1790 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 9: **Stylolithenbahn ohne nennenswerte Tonanreicherung (sutured-seam solution), aber mit stark gezackter Lösungsbahn.**
P13, Emsium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1918 m NN, Balkenlänge 1 cm.



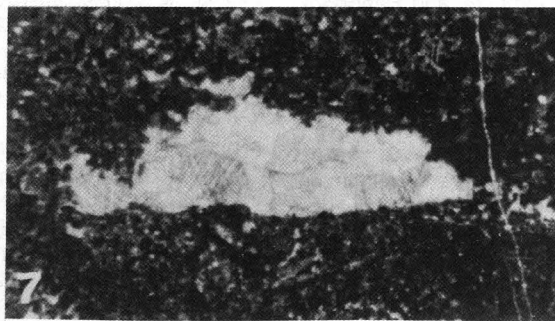
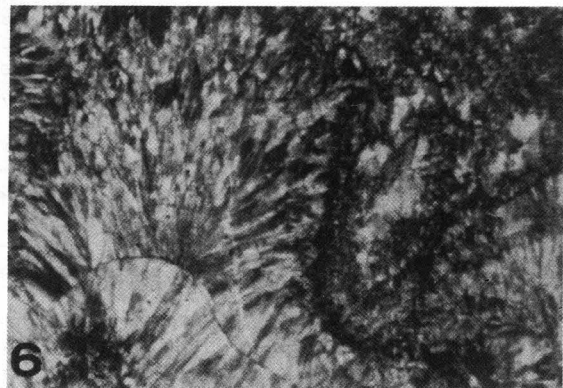
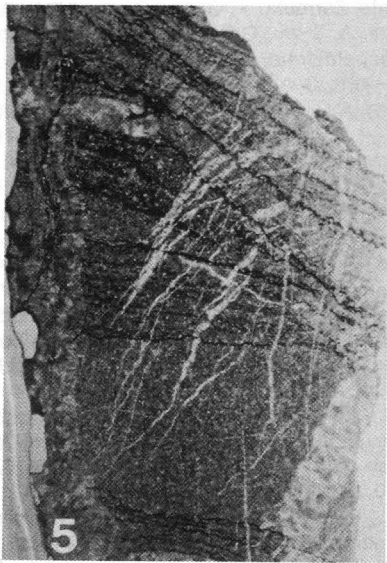
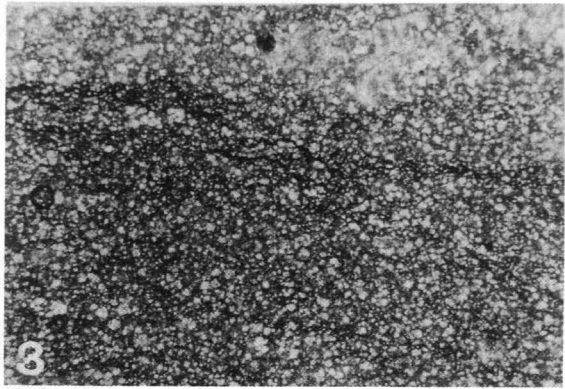
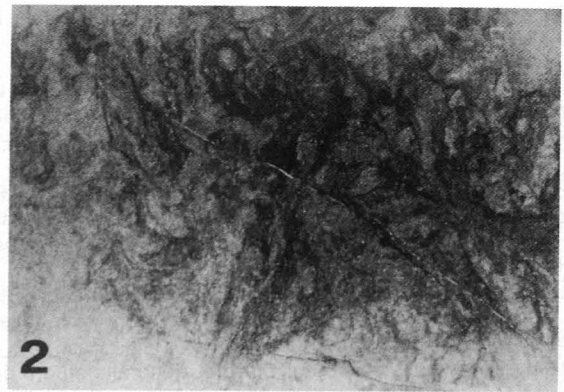
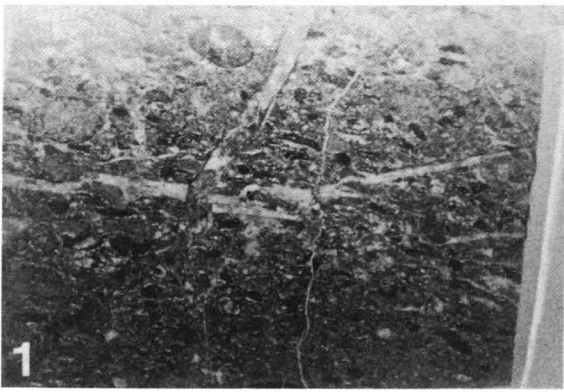
Strukturveränderungen auf Lösungsp...

Tab 1

Fig 1
Fig 2
Fig 3
Fig 4
Fig 5
Fig 6
Fig 7
Fig 8
Fig 9

Tafel 9

- Fig. 1: **Tektonische Einwirkungen auf den Rindenkornkalk.**
Die Komponenten sind horizontal deutlich ausgelängt (P46, Eifelium Obere Kellerwände, KOBAN-Route, Balkenlänge 1 cm).
- Fig. 2: **Bioturbation.**
Der Kalk wurde vollkommen entschichtet.
P12, Emsium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1919 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 3: **Nahezu vollständig dolomitierter Tentakulitenkalk.**
In der Mitte durchzieht eine Lösungsbahn die Probe parallel zur Schichtung.
P66, Tentakulitenkalk, Pragium Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1820 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 4: **Mikritische Lithoklastenlage in den pelagischen Kalken (MF-Typ 8) am Cellon.**
P416, Famennium Cellon-Gipfelaufbau, 2230 m NN, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 5: **Schrägschichtung (rechts ist Nordnordosten, links ist Südsüdwesten) mit Pyritanreicherungen auf Lösungsbahnen.**
P92, Lochkovium Untere Eiskarkopf-Nordwand, Balkenlänge 1 cm.
- Fig. 6: **Neomorpher Sparit bildet sich in Zonen starker tektonischer Beanspruchung.**
P608, Eifelium Hohe Warte-Nordwand, KOBAN-Route, 2375 m NN, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 7: **Stromatactis-Gefüge im MF-Typ 1.**
P21b, Emsium, Untere Eiskarkopf-Nordwand, 1925 m NN, Balkenlänge 1 mm.



Literatur

- ALBERTI, G.K.B. (1985): Zur Tentakulitenführung im Unter- und Mitteldevon der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – In: *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, **75**, 375–388, 3 Fig., 1 Pl., 1 Tab.; Frankfurt a.M.1
- AMEROM, H.W.J. van, FLAJS, G. & HUNGER, G. (1984): Die „Flora der Marinelli-Hütte“ (Mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – *Med. rijks geol. dienst*, vol. **37–3**; Heerlen.
- ANGELIS d'OSSAT, G. de (1895): I coralli fossili del carbonifero e del devoniano della Carnia. – *Boll. d. Soc. geol. italiana*, Vol. XIV, pag. 88; Roma.
- ANGELIS d'OSSAT, G. de (1896): Contribuzione allo studio della fauna fossile paleozoika delle alpi carniche. – *Reale Accad. d. Lincei. Memorie d. classe d. scienze fis., mat. e natur.*, Vol II; Roma.
- BANDEL, K. (1969): Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See, Zentrale Karnische Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 197–234; Wien.
- BANDEL, K. (1972): Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – *Palaeontographica*, **141**, Abt. A: 1–117; Stuttgart.
- BANDEL, K. (1974): Deep-water limestones from the Devonian-Carboniferous of the Carnic Alps, Austria. – *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **1974/1**, 93–115; Oxford.
- BUCH, L. v. (1824): Über die Karischen Alpen. – *Leonhards Mineral. Taschenb.*, **18**, 2. Abt., 396–437; Frankfurt a.M.
- CANTELLI, C., MANZONI, M. & VAI, G.B. (1965): Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati dalla galleria del Passo di Monte Croce Carnico (Plöcken). Nota I-Dalla progressiva 0 alla progressiva 1000 del tratto Italiano. – *Boll. Soc. Ital.*, **84**, 27–36; Roma.
- CANTELLI, C., MANZONI, M. & VAI, G.B. (1968): Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati dalla galleria del Passo di Monte Croce Carnico (Plöcken). Nota II-Dalla progressiva 1000 alla progressiva 2920 del tratto Italiano. – *Boll. Soc. Ital.*, **87**, 183–193; Roma.
- CANTELLI, C., SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, G.B. (1982): Sommersione delle piattaforme a rifting devono-dinantiano e namuriano nella geologia del Passo di M. Croce Carnico. – In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (ed.): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. – *Guide geol. reg. S.G.I.*: 293–303; Bologna
- CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (1981): Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps. – *Journ. Struct. Geol.*, Vol. **3**, No. 1, 477–486, Pergamon Press Ltd.; London.
- CHILINGARIAN, G.V. & WOLF, K.H. (eds.) (1988): *Diagenesis, I. – Developments in sedimentary*, **41**, 591 p; Elsevier Science Publishers B.V; Amsterdam.
- CHLUPAC, I. (1962): Zur biofaziellen Charakteristik des Mittelböhmisches Devons. – *Symposium Bd. 2. Intern. Silur/Devon-Grenze*, Bonn, Brüssel 1960, 12–26, 1 Tab.; Stuttgart.
- COCKBAIN, A.E. (1988): The Distribution of Stromatoporoids in the Frasnian and Famennian. – *Programme and Handbook of Fifth International Symposium Fossil Cnidaria*, 25–29. July 1988, Brisbane, Australia.
- COMUNE DI UDINE (ed.) (1983): *Il paleozoico Carnico - „le rocce, i fossili, gli ambienti“*, Museo Friulano di Storia Naturale. – Editrice Grillo; Udine.
- CONIL, R., LONGERSTAEY, P.J. & RAMSBOTTOM, W.H.C. (1979): *Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de Grande-Bretagne*. – *Mem. Inst. Géol. Univ. Louviàn; Louviàn*.
- COOK, H.E. & MULLINS, H.T. (1983): Basin Margin Environment. – In: SCHOLLE, A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.): *Carbonate Depositional Environments*. – *Am. Ass. Petr. Geol.*; Tulsa.
- DAVIS, R.A. (ed.) (1978): *Coastal Sedimentary Environments*. – 420 pp., Springer; New York – Heidelberg – Berlin.
- DEROO, G., GAUTHIER, J. & SCHMERBER, G. (1967): *Etudes d'environnements carbonates a propos du Devonien des Alpes Carniques*. – In: OSWALD, D.H. (ed.), *Internat. Symp. Devonian System*, II: 307–323, Alberta Soc. Petrol. Geol.; Calgary.
- DICKSON, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. – *J. Sed. Petrol.*, **36/2**, 491–505, 10 fig.; Tulsa.
- DINELEY, D.L. (1984): *Aspects of a Stratigraphic System: The Devonian*. – Macmillan; Hong Kong.
- DREESEN, R. & DUSAR, M. (1974): Refinement of Conodont-Biozonation in the Famenne-Type Area. – *Int. Symp. Belg. Micropaläont. Lim.*, Namur 1974, 13; Brüssel.
- DREESEN, R. & SANDBERG, C.A. (1984): Late Devonian icriodont biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. – *Geol. Soc. Am., spec. pap.*, **196**, 143–178; Boulder.
- DREESEN, R., SANDBERG, C.A. & ZIEGLER, W. (1986): Review of late Devonian and early Carboniferous Conodont Biostratigraphy and Biofacies models as applied to the Ardenne Shelf. – *Ann. Soc. Geol. Belgique, sp. Vol. „Aachen 1986“*, 27–42, 11 fig.; Liège.
- EBNER, F. (1973b): Foraminiferen aus dem Paläozoikum der Karnischen Alpen. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **34**, 3–24, Graz.
- ERBEN, H.K., FLÜGEL, H., WALLISER, O.H., (1962): Zum Alter der Hercynellen führenden Gastropoden-Kalke der Zentralen Karnischen Alpen. – *Symp. Sil./Dev. –Grenze 1960*, 71–79; Stuttgart.
- FERRARI, A. (1968): Tetracoralli delle Alpi Carniche la Fauna di Monte Zermula. – *Giorn. Geol.*, **2/34**, 531–592; Bologna.
- FERRARI, A. & VAI, G.B. (1965): *Ricerche stratigraphiche e paleoecologiche al Monte Zermula*. – *Giorn. Geol.*, **33**, 389–406, 3 Abb., Taf. 50–54; Bologna.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothem of the Aline Triassic. – *Kansas Geol. Surv. Bull.*, **169**, 107–149, 38 Abb.; Lawrence.
- FLAJS, G., FLÜGEL, H. & HASLER, S. (1963): Bericht über stratigraphische Untersuchungen im ostalpinen Altpaläozoikum im Jahre 1962. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, **1963/9**, 125–127; Wien.
- FLAJS, G. & PÖLSLER, P., (1965): Vorbericht über conodonten-stratigraphische Untersuchungen im Süd-Abschnitt des Pipeline-Stollens Plöcken (Karnische Alpen). – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, **1965**, 305–308; Wien.
- FLÜGEL, E. (1956): Revision der Hydrozoen der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **66**, 41–60; Klagenfurt.
- FLÜGEL, E. (1962): Der biostratigraphische Wert der Stromatoporen im Silur und Devon. – *Symp. Silur/Devon-Grenze*, 1960, 80–86; Stuttgart.
- FLÜGEL, E. (ed.) (1977): *Fossil Algae. Recent results and developments*. – 375 pp., 32 Pls., 119 Figs., Springer; Berlin – Heidelberg – New York.
- FLÜGEL, E. (1978): *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*. – 33 Taf., 68 Abb., 57 Tab.; Berlin – Heidelberg – New York.
- FLÜGEL, E. (1982): *Microfacies Analysis of Limestones*. – 633 pp., 53 Pls., 78 Figs., Springer; Berlin – Heidelberg – New York.
- FLÜGEL, E. & HÖTZL, H. (1971): Foraminiferen, Calcisphaeren und Kalkalgen aus dem Schwelmer Kalk (Givet) von Letmathe im Sauerland. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **137/3**, 358–395, 5 Abb., 16 Tab.; Stuttgart.
- FLÜGEL, H. (1953): Neue Graptolithen aus dem Gotlandium der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **63**, 22–26; Klagenfurt.
- FLÜGEL, H. (1963): Das Paläozoikum in Österreich. – *Mitt. Geol. Ges.*, **56**, 401–443, 5 Abb., 6 Tab.; Wien.

- FLÜGEL, H. (1965): Vorbericht über mikrofazielle Untersuchung des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1965**, 289–297; Wien.
- FLÜGEL, H.W. et al. (1977): Carnic Alps. – In: The Silurian-Devonian Boundary. – IUGS Series A, No. 5, 126–142; Stuttgart.
- FRASCARI, F., VAI, G.B. & ZANFERRARI, A. (1979): Profilo Carnico Centrale. Nota illustrativa sommaria. – Rend. soc. geol. Ital., **1**, 15–17; Roma.
- FRECH, F. (1887a): Ueber Bau und Entstehung der karnischen Alpen. – Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft., **1887**, pag. 739; Berlin.
- FRECH, F. (1887b): Ueber das Devon der Ostalpen nebst Bemerkungen ueber das Silur und einem palaeontologischen Anhang. – Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft., **1887**, pag. 659; Berlin.
- FRECH, F. (1892): Ueber das Devon der Ostalpen II. Mit 4 palaeontologischen Tafeln. – Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft., **1891**, pag. 672; Berlin.
- FRECH, F. (1894a): Die Karnischen Alpen. – Verl. Max Niemeyer, 517 S.; Halle.
- FRECH, F. (1894b): Ueber das Devon der Ostalpen III. – Z. deutsch. Geol. Ges., **46**, 446–479, Taf. 30–37; Berlin.
- FRECH, F. (1896): Ueber devonische Korallen aus den Karnischen Alpen. – Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft., **1896**, pag. 199; Berlin.
- FRECH, F. (1905): Die tektonische Entwicklung der Ostalpen. – Z. deutsch. Geol. Ges., Prot., **57**, 318–334; Berlin.
- GAERTNER, H.R.v. (1927): Vorläufige Mitteilung zur Geologie der Karnischen Alpen. – Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, **63**, 111–118; Graz.
- GAERTNER, H.R.v. (1929): Deckenbau der Karnischen Alpen. – Geol. Rundschau, **XX**, S. 388; Stuttgart.
- GAERTNER, H.R.v. (1931): Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, 113–199; Wien.
- GALLI, G. (1985): Depositional Environments in the Devonian Limestone Succession of the Cima Ombladet (Carnic Alps, Italy). – Facies, **12**, 97–112, 2 Taf., 5 Abb.; Erlangen.
- GEDIK, I. (1968/1974): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Diss. Univ. Bonn, 100 S.; Bonn/Abh. Geol. B.-A., **31**, 1–29; Wien.
- GEYER, G. (1894): Zur Stratigraphie der palaeozoischen Schichtserie in den Karnischen Alpen. – Verh. Geol. R.-A., **1894**, 102–119; Wien.
- GEYER, G. (1895): Aus dem palaeozoischen Gebiete der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. R.-A., **1895**, 60–90; Wien.
- GEYER, G. (1897): Ueber ein neues Vorkommen palaeozoischer, wahrscheinlich carbonischer Schichten bei Kötschach in den Gailthaler Alpen. – Verh. Geol. R.-A., pag 341; Wien.
- GEYER, G. (1898): Ueber die Hauptkette der Karnischen Alpen. – Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins, Bd. **XXIX**, 280–326; München.
- GEYER, G. (1901): Geologische Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 75.000, Blatt Ob. Drauburg und Mauthen mit Erläuterungen. – 85 S., Geol. R.-A.; Wien.
- GORTANI, M. (1906): Sopra alcuni fossili neocarboniferi delle Alpi Carniche. – Boll. Soc. geol. Ital., **25**, 257–276; Roma.
- GORTANI, M. (1926): Le condizioni geologiche delle conca di Volaja (Alpi carniche). – Rend. R. Acc. Sc. Bologna, n.s., **30**, 87–97; Bologna.
- GÖDDERTZ, B. (1982): Zur Geologie und Conodontenstratigraphie der Rauchkofelböden und des Rauchkofels in den Zentralen Karnischen Alpen. – Unveröff. Dipl.-Arb., Rhein. Friedr.-Wilh. Univ. Bonn, 88 S.; Bonn.
- HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – Geol. Inst. Univ. Graz, 205 S.; Graz.
- HOFMANN-MONTANUS, H. (1952): Berge zwischen Völkern; aus einem Tagebuchwerk: Kellerwand, 2769m, von Norden am 27./28. Juli 1944. – Der Bergsteiger, **9/1952**, Heft 2/A; München.
- HOLL, P. (1978): Karnischer Hauptkamm. – Alpenvereinsführer Ostalpen, Deutscher und Österreichischer Alpenverein (Hrsg.), Reihe südl. Kalkalpen; Bergverlag R. Rother; 332 S., 27 Abb., 5 Skizz., 1 Karte; München.
- HSÜ, K.J. & SIEGENTHALER, W. (1969): Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. – Sedimentology, **12**, 11–25; Amsterdam.
- HUNGER, G. (1984): Zur Geologie des Hochwipfelflysches zwischen Collina und dem Plöckenpaß in den Zentralen Karnischen Alpen. – Unveröff. Dipl.-Arb., Rhein. Friedr.-Wilh. Univ. Bonn, 67 S.; Bonn.
- JAEGER, H. (1968): Vorbericht über graptolithenstratigraphische Untersuchungen in den Karnischen Alpen, insbesondere an der Bischofsalm. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1968/7**, 155–159; Wien.
- JAEGER, H. (1975): Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cellon-Profiles (Karnische Alpen). – Carinthia II, **165/85**, 111–126; Klagenfurt.
- JAEGER, H. & PÖLSLER, P. (1968): Bericht über die geologische Aufnahme des Findenigkofels (Monte Lodin) in den Karnischen Alpen (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1968**, 149–155, 1 Abb.; Wien.
- JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H.P. (1970): Ein Beitrag zum Verhältnis Conodonten-Parachronologie/Graptolithen-Orthochronologie im älteren Silur. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1970**, 85–90; Wien.
- JHAVERI, R.B. (1969): Unterdevonische Gastropoden aus den Karnischen Alpen. – Palaeontographica, Abt. A, **133**, 146–176; Stuttgart.
- JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – Geol. Soc. Am. Bull., **96**, 567–587, 12 fig; Boulder.
- KERANS, HURLEY & PLAYFORD (1986): Marine Diagenesis in Devonian Reef Complexes of the Canning Basin, West Australia. – In: SCHROEDER & PURSER (eds.): Reef Diagenesis, 357–380, 13 Figs., Springer; Berlin – Heidelberg.
- KODSI, M.G. (1971): Korallen aus dem Unterdevon der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1971/3**, 576–607, 4 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Wien.
- KREUTZER, L. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den zentralen Karnischen Alpen auf Blatt 197 Kötschach. – Jb. Geol. Ei.-A., **128**, 342–343; Wien.
- KREUTZER, L. (1986): Geologische Detailkartierung des Gebietes zwischen Kellerwarte und Cellon im Karnischen Hauptkamm, Kärnten, Österreich. – Unveröff. Dipl.-Kartierung der RWTH Aachen, 75 S., 28 Abb.; Aachen.
- KREUTZER, L. (1989a): Reef-basin distance in the Devonian of the Carnic Alps. – Ann. Soc. Geol. Belgique, **112**, 159–163, 3 fig.; Liège.
- KREUTZER, L. (1989b): Alpinismus und Geologie – Fünf Jahre im Fels der Karnischen Alpen. – Alpenvereinsjahrbuch BERG '90, **114**, 99–110; München.
- KREUTZER, L. & SCHÖNLAUB, H.P. (1984): Geologische Detailkarte des Gebietes zwischen Kellerwarte und Plöckenpaß. – Erläuterungen Blatt 197 Kötschach, Beilage 2, Geol. B.-A.; Wien.
- KÜPPER, H. (1927): Jungpaläozoische Sedimentation und Orogenese im Bereiche der Karnischen Alpen. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beilagenbd. **57**, Abt. B: 43–86; Stuttgart.
- KÜSTER, P., (1987): Nachweis von Frasnium durch *Scruttonia julli* (PEDDER, 1986) in den Flachwasserkalken der zentralen Karnischen Alpen. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **66**, 33–56, 1 Abb., 6 Taf.; Münster.
- LANGER, W. (1969): Foraminiferen aus dem Altpaläozoikum der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **159/79**, 34–60; Klagenfurt.
- LANGER, W. (1979): Neue karbonatische Microproblematica aus dem westdeutschen Devon. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1979** (12), 723–733, 16 Abb.; Stuttgart.

- LECOMPTE, M. (1970): Die Riffe im Devon der Ardennen und ihre Bildungsbedingungen. – *Geologica et Palaeontologica*, **4**, 25–71, 20 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Marburg.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. – *J. Geol.*, **72/1**, 68–83, 5 Abb.; Chicago.
- MACHEL, H.-G. (1986): Early Lithification, Dolomitization, and Anhydritization of upper Devonian Nisku Buildups, Subsurface of Alberta, Canada. – In: SCHROEDER & PURSER (eds.): Reef Diagenesis, 336–356, 14 Figs., Springer; Berlin – Heidelberg.
- MAMET, B. & ROUX, A. (1974): Sur quelques algues tubulaires scalariformes de la téthys paléozoïque. – *Rev. Mikropaléont.*, Vol. **17/3**, 134–156; Paris.
- MOORE, C.H. & BILLINGS, K. (1971): Preliminary model of beachrock cementation, Grand Cayman Island, B.W.I. – In: BRICKER, O.P. (ed.): Carbonate cements, John Hopkins Univ. Stud. Geol., **19**; Baltimore.
- OBERHAUSER, R. (Red.) (1980): Der Geologische Aufbau Österreichs. – *Herg.*: Geol. B.-A. Wien, Springer, 699 S., 164 Abb.; Berlin – Heidelberg – New York.
- PALLA, P. (1967): New Lower Devonian Codeacean Algae from Carnic Alps. – *Natura*, **58**, 94–112, 3 Taf.; Milano.
- PAPP, A. (1962): Beobachtungen am Profil des Seekopfssockels am Wolayersee in den zentralen Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **152/72**, 79–90, 3 Abb.; Klagenfurt.
- PERRI, M.C. & SPALLETTA, C. (1980): Conodonti e biozonatura del Frasniano (Devoniano sup.) di Pramsoio, Alpi Carniche. – *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **19/1980**, 281–310; Modena.
- PERYT, T. (ed.) (1983): Coated Grains. – 655 pp., 359 Figs., Springer; Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo.
- POHLER, S. (1982): Die Entwicklung der Flachwasserkarbonate im Mittel- und Oberdevon der Zentralen Karnischen Alpen (Seewartesockel zum Südfall der Hohen Warte). – Unveröff. Dipl.-Arb., Rhein. Friedr.-Wilh.-Univ. Bonn, 134 S.; Bonn.
- PÖLSLER, P. (1969b): Conodonten aus dem Devon der Karnischen Alpen (Findenigkofel, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 399–440; Wien.
- PURDY, E.G. (1963a): Recent calcium carbonate facies on the Great Bahama Bank. 1.: Petrography and reaction groups. – *J. Geol.*, **71/3**, 334–355, 5 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Chicago.
- PURDY, E.G. (1963b): Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2.: Sedimentary facies. – *J. Geol.*, **71/4**, 472–497, 4 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Chicago.
- RADWANSKI, A. & SZULCZEWSKI, M. (1966): Jurassic stromatolites of the Villany Mountains (Southern Hungary). – *Ann. Univ. Sci. Budapest Rolondo Eötvös, Sect. Geol.*, **9**, 87–107, 6 Taf.; Budapest.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987): The Techniques of Modern Structural Geology. – Vol. 1 & 2, Academic Press Inc.; London.
- RAUMER, J.F. (1988): Bericht 3. Rundgespräch „Geodynamik des europäischen Variszikums“, Kaledonisch-Variszische Strukturen in den Alpen, Fribourg (Schweiz), 23./24. Oktober 1987. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1988**, 327–351; Stuttgart.
- RICKEN, W. (1986): Diagenetic Bedding. – *Lecture Notes in Earth Sciences*, **6**, 210 p., 94 Fig., Springer-Verl.; Berlin – Heidelberg – New York.
- SANDBERG, C.A. & GUTSCHICK, R.C. (1984): Distribution, Microfauna, and source-rock potential of Mississippian delle phosphatic member of Woodman formation and equivalents, Utah and Adjacent states. – In: WOODWARD, JANE, MEISSNER & CLAYTON (eds.): Hydrocarbon Source Rocks of the Greater Rocky Mountain Region. – *Rocky Mountain Ass. of Geol.*: 135–178, 8 pls., 17 fig., 4 tab.; Denver.
- SANDBERG, C.A. & ZIEGLER, W. (1979): Taxonomy and biofacies of important conodonts of late Devonian styriacus zone United States and Germany. – *Geol. et Palaeont.*, **13**, 173–212; Marburg.
- SARTENAER, P. (1985): The Stratigraphic Significance of Rhynchonellid Genera at the Frasnian-Famennian Boundary. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**, 319–330, 1 fig.; Frankfurt a.M..
- SCHÖNLAUB, H.P. (1969a): Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 265–320; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1969b): Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 321–354; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1970): Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der silurischen Karbonatfazies der zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**, 306–315; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1971a): Paleo-Environmental Studies at the Boundary Ordovician/Silurian in the Carnic Alps. – *B.R.G.M.*, **73**, 367–376; Paris.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1971b): Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **122**, 97–111, 3 Abb.; Hannover.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 3–124, 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (ed.) (1980): Field Trip A: Carnic Alps. – In: Second European Conodont Symposium (Ecos II), Guidebook Abstracts. – *Abh. Geol. B.-A.*, **35**, 5–57, 29 Abb., 10 Taf.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1984): Steine erzählen aus ihrem Leben – die Karnischen Alpen. – *Populärwiss. Veröff. d. Geol. B.-A.*, **31** S.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985, 34–52, 6 Abb., *Geol. B.-A.*; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985b): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 197 Kötschach, 1 : 50.000. – *Verl. Geol. B.-A.*, 3 Beil.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985c): Devonian conodonts from section Oberbuchach II in the Carnic Alps (Austria). – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **75**, 353–374, 3 Figs., 6 Pls.; Frankfurt a.M..
- SCHÖNLAUB, H.P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous Boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): A preliminary report. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **100**, 149–167, 4 figs., 4 pls.; Frankfurt.
- SCHÖNLAUB, H.P. & FLAJS, G. (1975): Die Schichtfolge der Nordwand der Hohen Warte (Mt. Coglians) in den Karnischen Alpen (Österreich). – *Carinthia II*, **165/85**, 83–96, 7 Abb.; Klagenfurt.
- SCHÖNLAUB, H.P. & SCHARBERT, S.M. (1978): The Early History of the Eastern Alps. – *Z. Dt. geol. Ges.*, **129**, 473–484, 3 fig.; Hannover.
- SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (eds.) (1986): Reef Diagenesis. – 455 pp., 187 Figs., Springer; Berlin – Heidelberg.
- SCHWINNER, R. (1925): Profile durch die Schuppenzone des Wolaier Gebietes. – In: *Geologie der Karnischen Alpen* (von F. HERITSCH & R. SCHWINNER). – *Jb. Geol. B.-A.*, **75**, 249–270; Wien.
- SCUPIN, H. (1905): Das Devon der Ostalpen IV. – *Z. deutsch. Geol. Ges.*, **57**, 91–111; Berlin.
- SKALA, W. (1969): Ein Beitrag zur Geologie und Stratigraphie der Gipfelregion des Poludnik (Karnische Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 235–264; Wien.
- SPALLETTA, C., PERRI, M.C. & VAI, G.B. (1983): Pattern of conodont reworking in the Upper Devonian of the Alps: palaeoenvironmental and palaeotectonic implications. – *Lethaia*, **16**, 51–66; Oslo.
- SPALLETTA, C. & VAI, G.B. (1984): Upper Devonian intraclast paragneisses interpreted as seismites. – *Marine Geology*, **55**, 133–144; Amsterdam.
- SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1981): Controllo ambientale e stratigrafico delle mineralizzazioni in calcari Devoniano-Dinantiani delle Alpi Carniche. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **22**, 101–110, 3 fig.; Bologna.

- SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1982): La Catena Paleocarnica. – In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (eds.): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. – Guide geol. reg. S.G.I.: 281–292; Bologna.
- SPITZ, A. (1909): Geologische Studien in den zentralkarnischen Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **2**, 278–334; Wien.
- STACHE, G. (1872): Entdeckung von Graptolithenschiefern in den Ostalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1872**, 234–235; Wien.
- STACHE, G. (1873): Der Graptolithenschiefer am Osternig-Berge in Kärnten und seine Bedeutung für die Kenntnis des Gailthaler Gebirges und für die Gliederung der paläozoischen Schichtreihe der Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **23**, 175–248; Wien.
- STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – Jb. Geol. R.-A., **24**, 135–272; Wien.
- STACHE, G. (1883): Aus dem Westabschnitt der karnischen Hauptkette - Silurformation des Wolayer Gebirges und des Paralba-Silvella-Rückens. – Verh. d. k.k. geol. R.-A., pag. 210; Wien.
- STACHE, G. (1884): Über die Silurbildungen der Ostalpen, nebst Bemerkungen über die Devon-Karbon- und Perm-schichten dieses Gebietes. – Z. Dt. Geol. Ges., **36**, 227–378; Berlin.
- STRUVE, W. (1889): Zur Lebensweise von Schalentieren auf mitteldevonischen Karbonat-Plattformen. – Natur u. Museum, **119**, 128–139; Frankfurt a.M.
- SZULCZEWSKI, M. (1971): Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mountains. – Acta geologica polonica **21**, 1–129, 11 Abb., 4 Tab., 34 Taf.; Warschau.
- TOLLMANN, A. (1977/1985/1986): Geologie von Österreich, Bd. 1, 2, 3. – Franz Deuticke; Wien.
- TUCKER, M.E. (1973): Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosyncline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **142**, 320–350; Stuttgart.
- VAI, G.B. (1963): Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaja (Alpi Carniche). – Giorn. Geol. (2), **30**, 137–198; Bologna.
- VAI, G.B. (1967): Le Dévonien inférieur biohermal des Alpes Carniques Centrales. – Colloque sur le Dévonien inférieur (Rennes 1964), paru 1967. – Mem. B.R.G.M., **33**, 285–300; Paris.
- VAI, G.B. (1973): Distribution of *Karpinskia* in the Lower Devonian of Mount Coglians (Carnic Alps). – Trudy III Me. Simp. Silura/Devona, **2**, 75–79, russisch; Leningrad.
- VAI, G.B. (1975): Hercynian Basin Evolution of the Southern Alps. – Earth sciences Soc. Libyan Arab Rep., **1975**, 293–298; Tripoli.
- VAI, G.B. (1979a): Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. – Lethaia, **13**, 79–91, 7 fig., 1 Tab.; Oslo.
- VAI, G.B. (1979b): Tracing the Hercynian Structural Zones across „Neo-Europa“: An Introduction. – Mem. Soc. Geol. It., **20** (1979), 39–45, 4 fig.; Bologna.
- VAI, G.B. (1980): Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. – Lethaia, **13**, 79–91; Oslo.
- VINASSA de REGNY, P. (1908): Il Devoniano medio delle gioaie del Coglians. – Rivista italiana di Palaeontologia; Roma.
- WALLISER, O.H. (1957): Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, 28–52; Wiesbaden.
- WALLISER, O.H. (1962): Conodontenchronologie des Silurs (=Gotlandium) und des tieferen Devons unter besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. – Symp. Silur/Devon-Grenze, 1960, 281–287; Stuttgart.
- WALLISER, O.H. (1964): Conodonten des Silurs. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **41**, 106 S.; Wiesbaden.
- WANLESS, H.R. (1979): Limestone Response to Stress: Pressure Solution and Dolomitization. – J. Sed. Petr., **49/2**, 437–462, 15 figs.; Tulsa.
- WEDDIGE, K. (1989): Conodonten - problematische Fossilien. – Natur u. Museum, **119(3)**, 67–82, 17 Abb.; Frankfurt a.M.
- WEDDIGE, K. & WERNER, R. (1989): Die Standardisierung der Devon-Grenzen. – Natur u. Museum, **119(3)**, 83–93, 4 Abb.; Frankfurt a.M.
- WEDDIGE, K. & ZIEGLER, W. (1979): Evolutionary patterns in Middle Devonian conodont genera *Polygnathus* and *Icriodus*. – Geol. et Palaeont., **13**, 157–164, 3 Abb.; Marburg.
- WEDDIGE, K. & ZIEGLER, W. (1987): Lithic and faunistic ratios of conodont sample data as facies indicators. – in: AUSTIN, R.L. (ed.): Conodonts: Investigative Techniques and Applications; The British Micropalaeont. Soc./Ellis Horwood Ltd.; West Sussex.
- WENDT, J. (1985): Disintegration of the continental margin of northwestern Gondwana: Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Marocco). – Geology, Vol. **13**, p. 815–818; Boulder.
- WENDT, J. (1988): Condensed carbonate sedimentation in the late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Marocco). – Eclogae geol. Helv., Vol. **81/1**, p. 155–173; Basel.
- WILDER, H. (1985): Mikrofaziale und geochemische Untersuchungen zum oberdevonischen Stromatoporen-Riffsterben am Nordrand des mitteleuropäischen Varistikums. – Dissertation der RWTH Aachen; Aachen.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 pp., 30 Pls., 183 Figs., Springer; New York – Berlin – Heidelberg.
- ZIEGLER, W. (1956): Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zоргensis-Kalk. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, 93–106, 1 Tab. Taf. 6–7; Wiesbaden.
- ZIEGLER, W. (1958): Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, 7–77, 7 Abb., 10 Tab., 12 Taf.; Wiesbaden.
- ZIEGLER, W. (1960): Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) und des Remscheider Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläont. Z., **3/2**, 169–201; Stuttgart.
- ZIEGLER, W. (1962): Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **38**, 166 S., 18 Abb., 11 Tab.; Wiesbaden.
- ZIEGLER, W. (1971): Conodont Stratigraphy of the European Devonian. – Geol. Soc. of Am. Memoir, **127**, 227–283; Boulder.
- ZIEGLER, W. (ed.) (1973, 1975, 1977, 1981): Catalogue of Conodonts. – Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart.
- ZIEGLER, W. & KLAPPER, G. (1982): The disparilis-conodont zone, the proposed level for the Middle-Upper Devonian boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**, 463–492; Frankfurt a. M.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A. (1984): *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. – Geol. Soc. Am., spec. pap. **196**, 179–194; Boulder.
- ZIEGLER, W. & WERNER, R. (eds.) (1985): Devonian series Boundaries-Results of world-wide studies. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**, 375–387, 1 Taf., 1 Tab., 3 Abb.; Frankfurt a.M.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 30. Jänner 1990.

Zur Geologie der Norischen Decke nordwestlich von Kalwang (Eisenerzer Alpen, Steirische Grauwackenzone/Österreich)

Von JÖRG LOESCHKE, THOMAS KRETZSCHMAR, VERA LANGER & MARTIN STRECK*)

Mit 18 Abbildungen

*Steiermark
Nördliche Grauwackenzone
Eisenerzer Alpen
Norische Decke
Stratigraphie
Petrographie
Geochemie*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 131

Inhalt

Zusammenfassung	345
Abstract	345
1. Einleitung	346
2. Stratigraphie und Petrographie	348
2.1. Grünschiefer-Serie	348
2.2. Kalwanger Gneis-Konglomerat	348
2.3. Metapyroklastite	351
2.4. Metaklastite	352
2.5. Blasseneck-„Porphyroid“	352
2.5.1. Schwermineral-Analysen des Blasseneck-„Porphyroids“	353
2.6. Metamorphose	353
3. Geochemie	354
4. Geotektonische Schlußfolgerungen	356
Dank	362
Literatur	362

Zusammenfassung

Die geologische Neuaufnahme eines 40 km² großen Gebietes in der Norischen Decke nordwestlich von Kalwang (Steiermark) erbrachte folgende Ergebnisse: An der Basis der Norischen Decke tritt eine Grünschiefer-Serie auf, in deren höheren Anteil das Kalwanger Gneis-Konglomerat eingeschaltet ist. Dieses Konglomerat stellt kein Transgressions-Konglomerat dar, sondern ist sedimentologisch eher mit Rutsch-Konglomeraten, Tilliten oder aus Eisbergen ausgeschmolzenen Geröllen („dropstones“) zu vergleichen. Das Alter der Grünschiefer-Serie und des Kalwanger Gneiskonglomerates muß bis auf weiteres aufgrund tektonischer Komplikationen an der Basis der Norischen Decke als unbekannt gelten.

Die Schichtfolge über dem Kalwanger Gneiskonglomerat und unter dem Blasseneck-„Porphyroid“ enthält Metaklastite und Meta-Pyroklastite. Letztere sind auf vulkanische Ereignisse zurückzuführen, die vor dem Ereignis des Blasseneck-„Porphyroids“ stattfanden. Der Blasseneck-„Porphyroid“ wird als Ablagerung von Asche-Strömen (= Ignimbrite, „pumice flow deposits“) gedeutet, an die sich die Bildung einer großen Caldera anschloß. Er hat eine vorwiegend kalkalkalische Zusammensetzung und enthält dazitische, rhyodazitische und rhyolithische Pyroklastika. Ganz untergeordnet kommen auch mild-alkalische Vulkanite wie Trachyandesite vor. Die ehemali-

ge geotektonische Position des Blasseneck-„Porphyroids“ ist nicht eindeutig zu klären, da rezente kalkalkalische, intermediale bis saure Vulkanite einerseits an konvergierenden Plattengrenzen, andererseits aber auch im Rückland von konvergierenden Plattengrenzen („Back-Arc“-Bereich) auftreten.

Eine echte kontinentale Rift-Situation kann für den Blasseneck-„Porphyroid“ ausgeschlossen werden.

Es wird diskutiert, ob der Blasseneck-„Porphyroid“ zu einer Zeit gebildet wurde, als sich die plattentektonische Situation von einem Einengungsregime, das im Prä-Oberordoviz herrschte, zu einem Dehnungsregime umstellte, welches sich im Silur und Devon in weiten Teilen der Ostalpen nachweisen läßt. Ähnliche, wenn auch nicht direkt vergleichbare Situationen sind aus der „Basin and Range“ Provinz und aus dem Perm der Südalpen bekannt.

The Geology of the Noric Nappe NW of Kalwang (Eisenerz Alps, Styrian Graywacke Zone/Austria)

Abstract

New geological mapping of an area covering 40 km² of parts of the Noric Nappe northwest of Kalwang (Styria) yielded the following results: At the base of the Noric Nappe a greenschist series occurs, in the higher part of which the Gneiss Conglomerate of Kalwang is intercalated. This conglomerate does not represent a conglomerate at the base of a marine transgression above an angular unconformity, but is

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. JOERG LOESCHKE, Dipl.-Geol. THOMAS KRETZSCHMAR, Dipl.-Geol. VERA LANGER, Dipl.-Geol. MARTIN STRECK, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen 1, BRD.

similar to debris flows, tillites or dropstones in its sedimentological features. The age of the greenschist series and the Gneiss Conglomerate of Kalwang must remain unknown to date, due to the complicated tectonic situation at the base of the Noric Nappe.

The sequence above the Gneiss Conglomerate of Kalwang and below the Blasseneck-„Porphyroid“ contains meta-clastic and meta-pyroclastic rocks. The last ones are due to volcanic eruptions which took place before the event of the Blasseneck-„Porphyroid“. The Blasseneck-„Porphyroid“ is interpreted as pumice flow deposit (ignimbrite) followed by the formation of a big caldera. It has mainly a calc-alkaline composition and contains dacitic, rhyodacitic and rhyolitic pyroclastic rocks. Mildly alkaline volcanic rocks such as trachyandesites occur only in minor amounts. The palaeotectonic position of the Blasseneck-„Porphyroid“ cannot be unequivocally clarified because recent calc-alkaline, intermediate to acidic volcanic rocks occur on the one hand on convergent plate boundaries, but on the other hand also in back-arc areas.

However, the Blasseneck-„Porphyroid“ cannot have been formed in a typical continental rift situation.

It is discussed whether the Blasseneck-„Porphyroid“ was formed during a time when the plate tectonic situation changed from a compressive regime which prevailed in the Pre-Upper Ordovician, to a tensional regime which can be substantiated for the Silurian and the Devonian in the Eastern Alps. Similar, but not directly comparable situations are known from the Basin and Range Province and from the Permian of the Southern Alps.

1. Einleitung

Die geologischen Verhältnisse des Norischen Deckensystems in den Eisenerzer Alpen wurden zuletzt von

SCHÖNLAUB (1982) eingehend beschrieben. Dort sind auch die älteren Arbeiten zitiert, so daß hier darauf hingewiesen werden kann. Anlaß zu den Untersuchungen gab einmal der Blasseneck-„Porphyroid“ (HEINISCH, 1981; NIEVOLL, 1983), dessen geochemische Zusammensetzung genauer untersucht werden sollte, und zum anderen das Kalwanger Gneiskonglomerat (DAURER & SCHÖNLAUB 1978), das nach NEUBAUER (1985) ein Transgressionskonglomerat über einer prä-oberordovizischen Diskordanz darstellen soll. Aus den Untersuchungen sollten paläogeographische und geotektonische Schlußfolgerungen für die oberordovizische Situation in den Ostalpen gezogen werden, da Zweifel daran bestanden, daß das Ereignis der Eruption des Blasseneck-„Porphyroids“ einem Rift-Ereignis zuzuordnen ist (HEINISCH & SCHMIDT 1982) und daß das Kalwanger Gneiskonglomerat tatsächlich ein Transgressions-Konglomerat im klassischen Sinne darstellt.

Gesteine der Veitscher Decke wurden zwar auch bearbeitet, werden aber hier nicht referiert, da eine moderne Bearbeitung zur Neugliederung der Veitscher Decke von RATSCHBACHER (1984) vorliegt.

Das Untersuchungsgebiet liegt nordwestlich von Kalwang (Abb. 1) und reicht vom Langteichengraben bis zum Leobner (Abb. 2). Es wurde ein Gebiet von ca. 40 km² im Maßstab 1 : 10.000 kartiert. Diese Kartierungen wurden im Rahmen von drei Diplomarbeiten durchgeführt (KRETSCHMAR, 1989; LANGER, 1987; STRECK, 1989), die von J. LOESCHKE vergeben und betreut wurden.

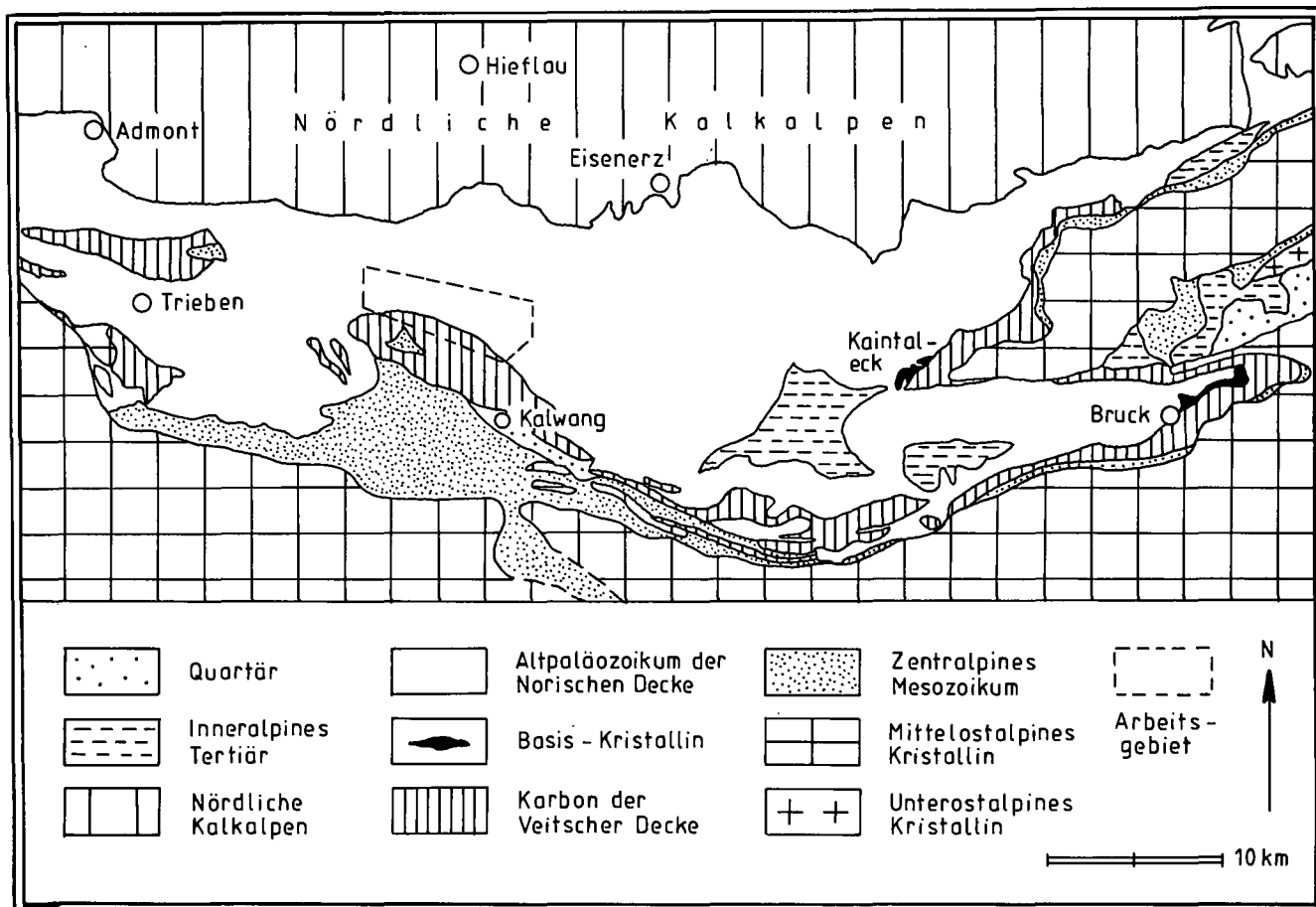


Abb. 1.
Geologische Karte der Umgebung des Untersuchungsgebietes.
Vereinfacht nach SCHÖNLAUB (1982).

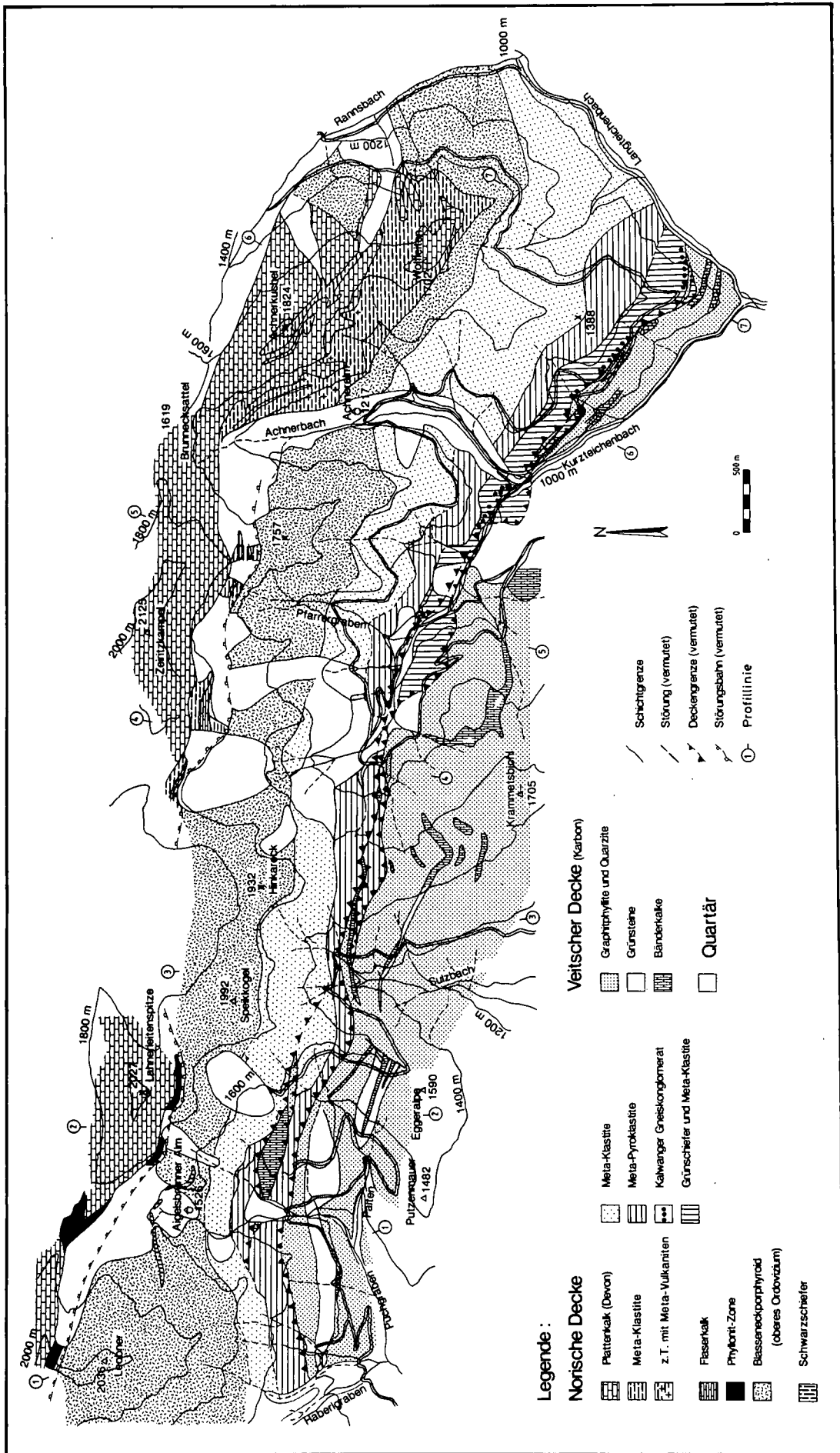


Abb. 2. Geologische Karte des Untersuchungsgebietes in der Veitscher und Norischen Decke zwischen Langteichgraben und Leobner nordwestlich von Katwang (Steiermark).

2. Stratigraphie und Petrographie

Die Abfolge der tiefsten Teile des Norischen Deckensystems nordwestlich von Kalwang beginnt mit einer Grünschiefer-Serie, die über der Basis-Überschiebung der Norischen Decke einsetzt (Abb. 2, 3, 4). In den höheren Teil dieser Grünschiefer-Serie ist das Kalwanger Gneis-Konglomerat eingeschaltet (Abb. 3, Profil 5). Darüber folgen ein Glimmer-Marmor-Band, Meta-Klastite, ein dünner kieseliger Magnetit-Spessartin-Horizont (SCHÄFFER & TARKIAN, 1984) und ein Grünschieferband, das von weiteren Metaklastiten und einer mächtigen Meta-Pyroklastit-Serie überlagert wird (Abb. 3, Profil 7; Abb. 4). Über diesen Meta-Pyroklastiten folgen mächtige Meta-Klastite. Darüber liegt dann der Blasseneck-„Porphyroid“, der von Schiefen, Quarziten und Karbonaten überlagert wird, die wohl in das Silur und Devon zu stellen sind. Der Blasseneck-„Porphyroid“ ist an dieser Stelle zwar nicht datiert, ist aber dem Blasseneck-„Porphyroid“ am Polster gleichzustellen und gehört mit Sicherheit in das obere Ordovizium (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976). Die beschriebene Abfolge ist ca. 2000 m mächtig, wobei die einzelnen Schichtglieder in ihrer Mächtigkeit von E nach W variieren (Abb. 3). Der Metamorphosegrad nimmt von unten nach oben hin ab und liegt innerhalb der low-grade-Metamorphose (WINKLER, 1979). Größere Verfaltungen konnten nur in den auf dem Blasseneck-„Porphyroid“ liegenden Karbonaten festgestellt werden (Abb. 3, Profil 6), so daß die Serie den Anschein erweckt, eine stratigraphische Abfolge darzustellen. Dieses ist aber nur bedingt der Fall.

Zum einen schneidet die Norische Überschiebung unterschiedlich tief in den stratigraphischen Verband der Norischen Decke ein (Abb. 3), so daß im E eine vollständigere Abfolge als im W vorliegt. Im E sind die liegenden Grünschiefer über der Überschiebungsbahn beispielsweise noch erhalten, während die Abfolge der Norischen Decke im W des Untersuchungsgebietes mit den Meta-Pyroklastiten beginnt und die liegenden Grünschiefer dort tektonisch fehlen. Aus den Profilen ist außerdem zu ersehen, daß die Norische Decke mit der Veitscher Decke stellenweise verschuppt ist und sich tektonische Späne der Veitscher Decke in der Norischen Decke befinden, so daß nicht auszuschließen ist, daß weitere tektonische Trennflächen an der Basis der Norischen Decke vorhanden sind, die dort die Schichtfolge auseinanderreißen. Damit ist die Frage nach der stratigraphischen Stellung des Kalwanger Gneiskonglomerates gestellt. Das Konglomerat liegt zumindest an einer Stelle tektonisch verdoppelt vor (Abb. 3, Profil 6). Da die tektonische Situation an der Basis der Norischen Decke so kompliziert ist, ist nicht mit Sicherheit auszuschließen, daß der Grünschiefer-Komplex inklusive des Kalwanger Gneiskonglomerates eine eigene tektonische Einheit darstellt, die stratigraphisch nicht unter den Blasseneck-„Porphyroid“ gehört. Jedenfalls kann nicht so ohne weiteres davon ausgegangen werden, daß das Kalwanger Gneiskonglomerat ein ordovizisches oder höheres Alter hat, auch wenn das Profil 5 der Abbildung 3 dieses suggeriert.

Zum anderen tritt an der Grenze zwischen dem Blasseneck-„Porphyroid“ und den darüberliegenden Schiefen und Karbonaten ein Phyllonit-Horizont auf (Abb. 3,

Profil 1 und 2), der eine starke tektonische Durchbewegung an der Basis der Karbonatabfolge im W des Untersuchungsgebietes beweist. Dieser Bewegungshorizont setzt sich vermutlich nach E hin noch bis zu Profil 5 der Abbildung 3 fort und klingt dann in östlicher Richtung aus, so daß die vollständigste stratigraphische Abfolge im Hangenden des Blasseneck-„Porphyroids“ wohl in Profil 6 (Abb. 3) am Achnerkuchel zu sehen ist.

Im folgenden werden die einzelnen Schichtglieder der Norischen Decke petrographisch kurz beschrieben:

2.1. Grünschiefer-Serie

Die Grünschiefer-Serie ist im Kurzzeichenbachtal westlich des Jagdhauses Don (Abb. 4) in einer Mächtigkeit von ca. 200 m aufgeschlossen (Abb. 3, Profil 5). Am Aufbau beteiligen sich verschiedene Gesteinstypen und zwar granatführende Chloritphyllite, Epidot-Albit-Chlorit-Schiefer, Epidot-Albit-Hornblende-Schiefer und Muskowit-Chlorit-Quarz-Schiefer. Es handelt sich hierbei um metamorphe basische Laven, Tuffe und Tuffite. Darin eingeschaltet finden sich rhyolithische Aschenbänder, die als Quarz-Albit-Epidot-Schiefer vorliegen und durch ihre weiße Farbe als helle Lagen in den Grünschiefern auffallen. Die Grünschiefer-Serie stellt somit eine bimodale Vulkanit-Serie dar, an deren Aufbau sich basische und saure Tuffe und Laven und umgelagertes pyroklastisches Material beteiligen. In mehreren Dünnschliffen ist ein porphyrisches Gefüge mit Feldspat-Einsprenglingen zu erkennen, so daß an der Beteiligung vulkanischen Materials nicht gezweifelt werden kann. Auch die geochemischen Analysen (siehe Kap. 3) beweisen, daß hier eine Meta-Vulkanit-Serie vorliegt. Der Metamorphosegrad läßt sich durch das Auftreten von barroitischer Hornblende, Albit und Granat festlegen. Danach gehört die Grünschiefer-Serie in den höheren Temperaturbereich der low-grade Metamorphose (WINKLER, 1979) bei ca. 475° und etwa 4 kb. Retrograd gehen Hornblende und Granat in Chlorit über. Der Anteil variskischer und alpidischer Metamorphose kann hier nicht diskutiert werden.

Es ist hier zu fragen, ob die Grünschiefer-Serie nicht ein tektonisches Äquivalent der „Basis-Kristallinschuppen“ (Abb. 1, Kaintaleck, Bruck; DAURER & SCHÖNLAUB, 1978) darstellt, da auch von dort an der Grenze zwischen der Veitscher Decke im Liegenden und der Norischen Decke im Hangenden Späne von Epidot-Hornblendeschiefern (Epidot-Amphibolite) beschrieben sind (HAUSER & FELSER, 1938; HOMANN, 1955). Andeutungen dazu finden sich auch auf der geologischen Karte von METZ (1967), der an der Basis der Norischen Decke eine höher metamorphe Gesteinsserie ausgliedert. Die bisher durchgeführten Untersuchungen können dazu keine befriedigende Antwort geben. Die Ergebnisse der Detailkartierung der Basis der Norischen Decke sind auf Abb. 4 dargestellt.

2.2. Kalwanger Gneis-Konglomerat

Das Kalwanger Gneis-Konglomerat kann im Untersuchungsgebiet über 7 km Länge in E-W-Richtung verfolgt werden (Abb. 4). Es handelt sich hierbei um einen Geröllhorizont, der aus sehr unterschiedlich großen Quarz-, Gneis- und Grünschiefer-Geröllen besteht, die

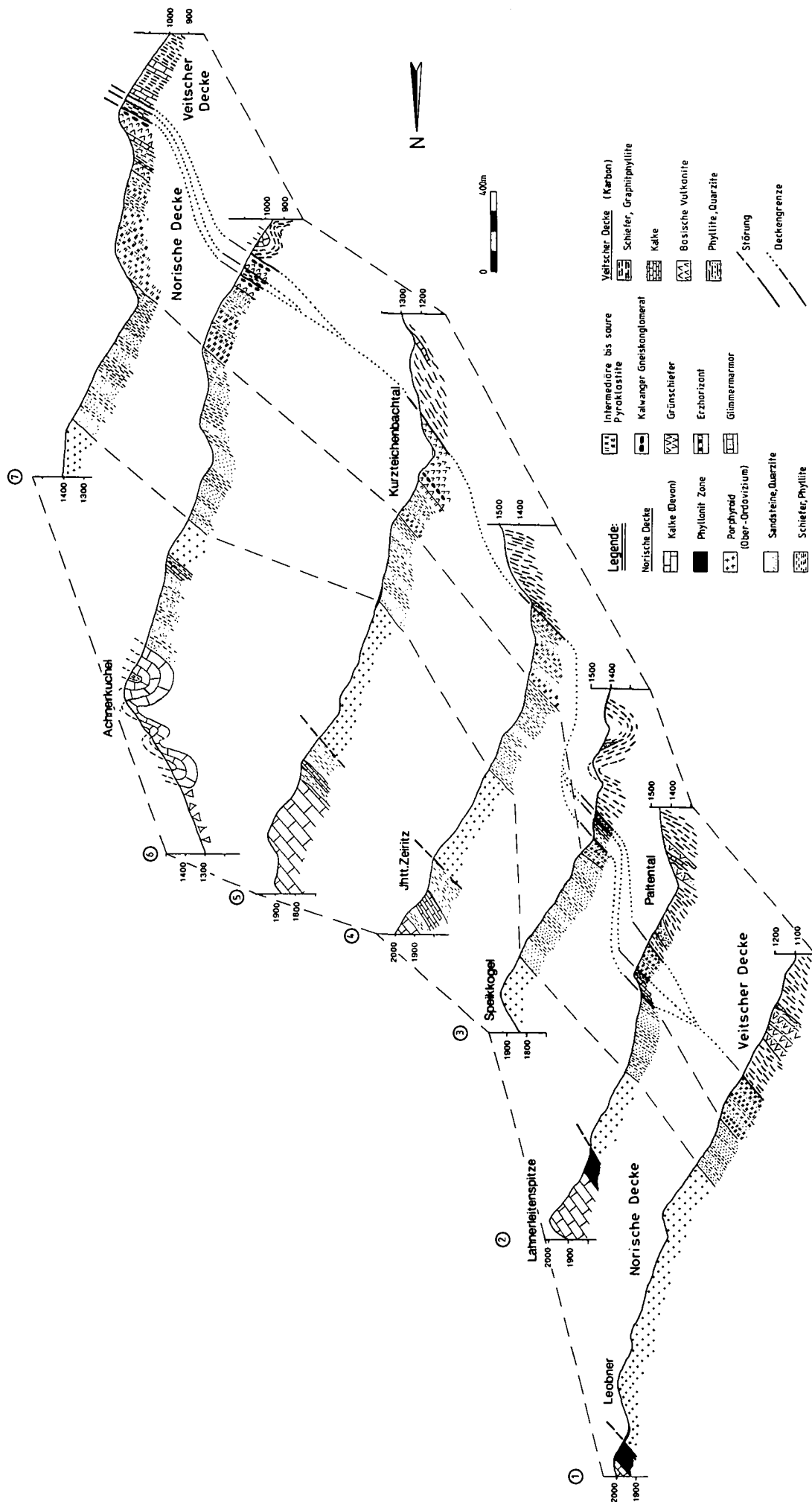


Abb. 3. Geologische Profile durch das Untersuchungsgebiet in der Veitscher und Norischen Decke zwischen Langteichengraben und Leobner nordwestlich von Kalwang (Steiermark). Die Lage der Profile ist auf Abb. 2 angegeben.

Geologische Karte von der Basis der Norischen Decke nördlich von Kalwang

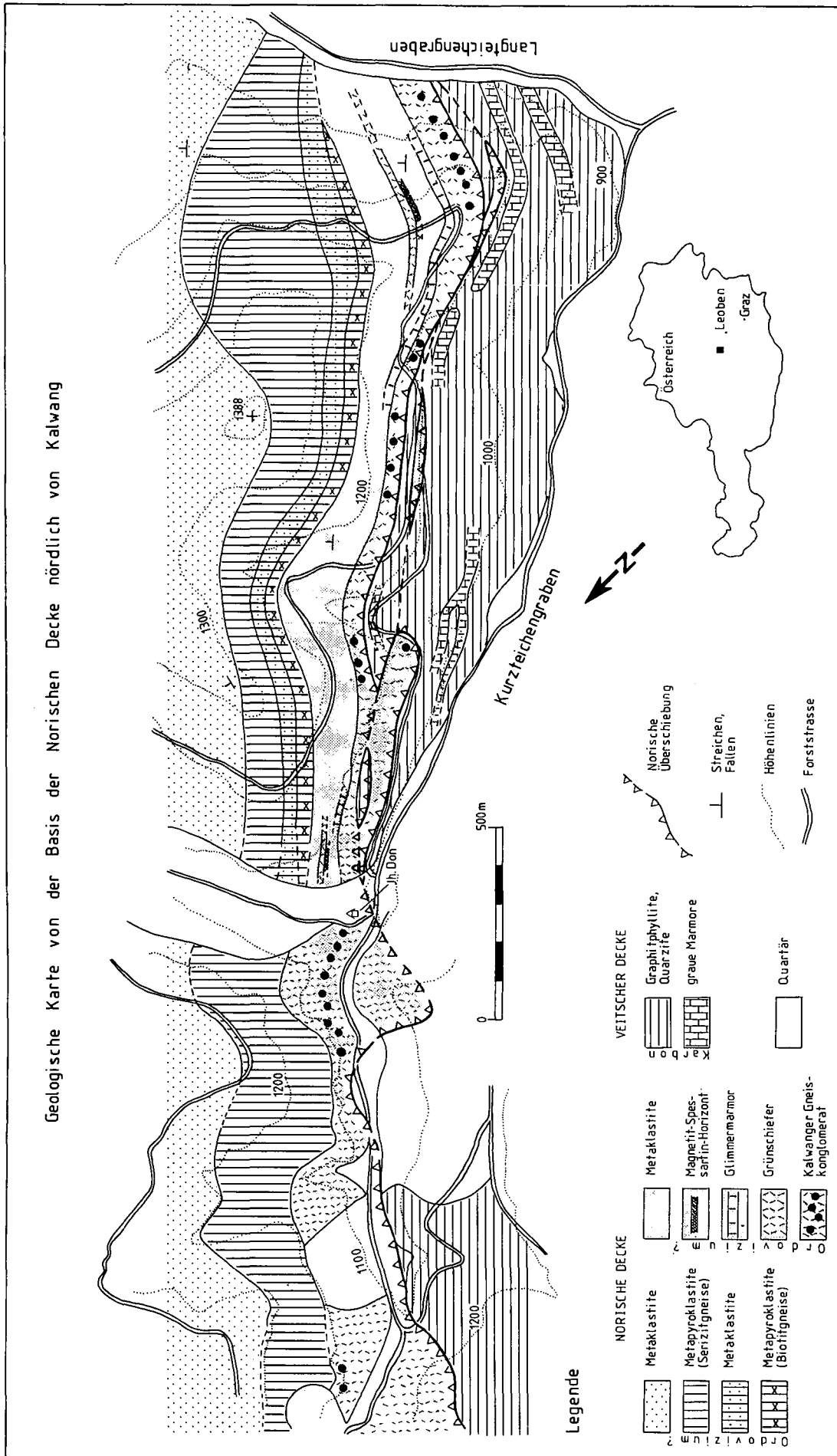


Abb. 4. Geologische Detailkarte der Basis der Norischen Decke zwischen Langteichen- und Kurzteichengraben nördlich von Kalwang (Steiermark).

lose gepackt in einer Grünschiefer-Matrix (Abb. 5) oder auch quarzreichen (sandigen) Matrix liegen. Die Gerölle sind meistens nur einige cm groß. Es finden sich aber auch einzelne bis 40 cm große Gerölle, die isoliert neben kleineren Geröllen liegen. Da das Konglomerat tektonisch gelängt und geplättet ist, ist die primärsedimentäre Ansprache schwierig. Auffallend ist die schlechte Sortierung der Gerölle und der hohe Anteil an feinkörniger Matrix, in welcher die Gerölle isoliert liegen. Es kann sich demnach rein sedimentologisch nicht um ein Transgressions-Konglomerat handeln, das eine Transgression über einer prä-oberordovizischen Diskordanz anzeigt. Transgressions-Konglomerate über älteren Rumpfflächen (z.B. Kambrische Transgressions-Konglomerate über präkambrischem Untergrund in Süd-Norwegen) sind viel besser sortiert und längst nicht so reich an feinkörniger Matrix wie das Kalwanger Gneiskonglomerat, da die Matrix durch das vielfache Hin- und Hertansportieren ausgewaschen ist. Außerdem tritt das Kalwanger-Gneis-Konglomerat nicht an der Basis der Norischen Decke auf, sondern liegt im oberen Teil der Grünschiefer-Serie. Auch aus diesem Grunde kann es sich hierbei nicht um ein Transgressions-Konglomerat im klassischen Sinne handeln. Ähnlichkeiten ergeben sich dagegen viel eher mit Rutsch-Konglomeraten ("debris flows") und Tilliten, die isolierte Gerölle in einer feinkörnigen Matrix führen. Auch an

aus schwimmenden Eisbergen ausgeschmolzene Gerölle wäre zu denken ("dropstones"), die sedimentologische Ähnlichkeiten mit dem Kalwanger Gneis-Konglomerat aufweisen.

2.3. Metapyroklastite

Über der Grünschiefer-Serie – stellenweise unter Zwischenschaltung mehrerer Metaklastitlagen – folgt eine ca. 200 m mächtige Metapyroklastit-Abfolge, die sich vom Langteichengraben bis zum Leobner verfolgen läßt (Abb. 2, 3 und 4). Sie wurde bei den bisherigen Beschreibungen übersehen, weil sie sehr große Ähnlichkeiten mit Metaklastiten besitzt. Diese Metapyroklastite fallen makroskopisch durch ihre helle Farbe und durch einen Seidenglanz auf, der auf den hohen Anteil serizitisierter Feldspäte zurückzuführen ist („Serizitgneise“). Es handelt sich hierbei um vulkanische Aschen unterschiedlicher Zusammensetzung, die beweisen, daß schon vor dem Ereignis des Blasseneck-„Porphyroids“ Eruptionen stattgefunden haben. Der Kontakt nach unten zu der Grünschiefer-Serie wird als fraglich stratigraphisch, eventuell auch tektonisch, der Kontakt nach oben zu den darüberfolgenden Metaklastiten als sicher stratigraphisch angenommen, so daß ihr Alter wahrscheinlich ordovizisch ist.

Abb. 5.
Dünnschliff-Photographie der Grünschiefermatrix des Kalwanger Gneis-Konglomerates.
Hb = Hornblende, P = Plagioklas.
Maßstab = 0,5 mm. Lokalität: 800 m NNW des Zusammenflusses von Kurz- und Langteichenbach.

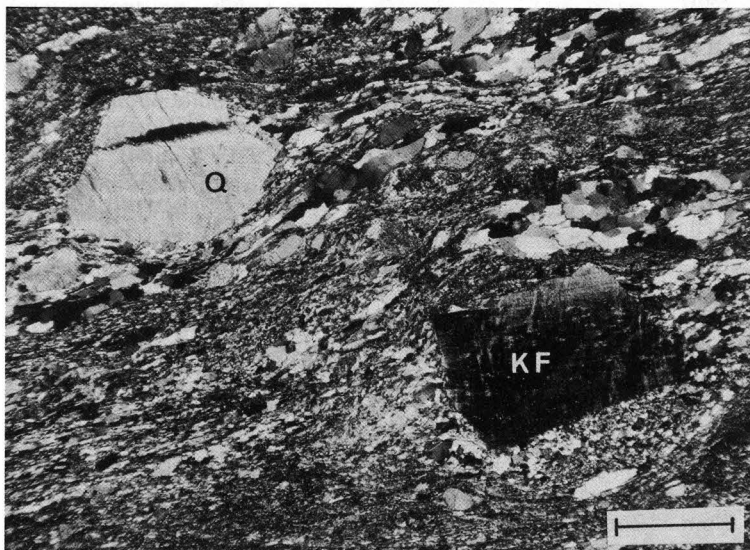
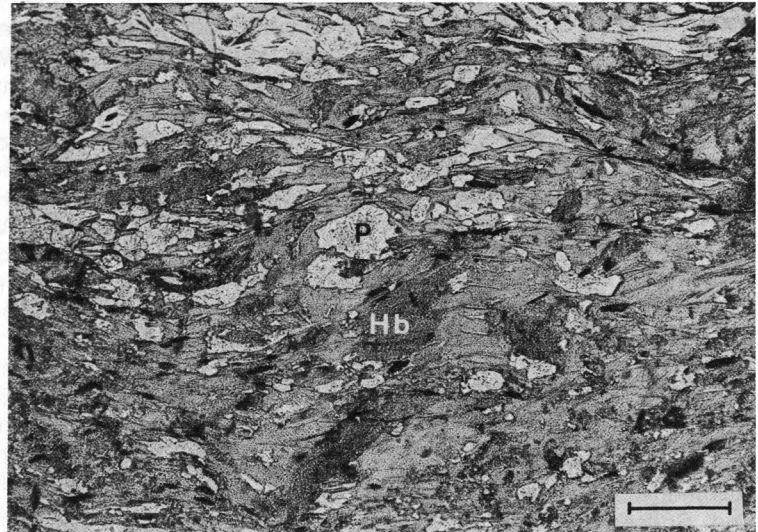


Abb. 6.
Dünnschliff-Photographie der Meta-Pyroklastite.
Quarz(Q)- und Kali-Feldspat(KF)-Einsprenglinge liegen in einer Grundmasse aus Quarz, Feldspat und Serizit.
Maßstab = 1 mm.
Lokalität: Westliche Flanke des Langteichengrabens 300 m W Höhenpunkt 905.

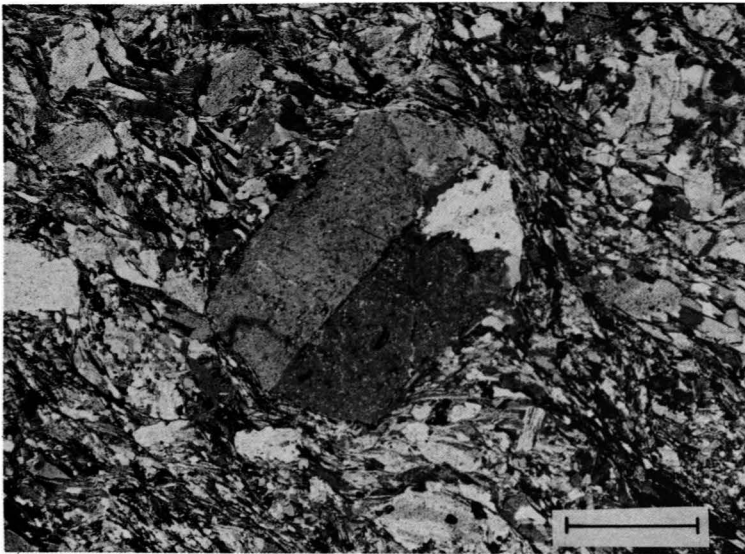


Abb. 7.
Dünnschliff-Photographie des Biotit-Gneises.
Einsprengling eines großen Kalifeldspates in einer Grundmasse aus Quarz, Feldspat und Biotit.
Maßstab = 1 mm. Lokalität: Nördliche Flanke des Kurzzeichenbachtals 500 m E Jagdhaus Don.

Die Metapyroklastite bestehen aus Muskowit-Albit-Quarz-Schiefern, in denen sehr viel Plagioklas und Kalifeldspat vorkommen kann, aus Epidot-Chlorit-Muskowit-Albit-Quarz-Schiefern und aus Chlorit-Albit-Epidot-Aktinolith-Schiefern. Einsprenglinge aus Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat sind in vielen Dünnschliffen zu sehen (Abb. 6), so daß an der vulkanischen Entstehung dieser Gesteine nicht gezweifelt werden kann. Auffallend ist ein Biotitgneis-Horizont (SCHÖNLAUB 1982), der an der Basis der Metapyroklastit-Serie vorkommt und zwischen Metaklastiten liegt (Abb. 4). Er führt zahlreiche Kalifeldspat-Einsprenglinge (Abb. 7) und stellt ebenfalls eine ehemalige Pyroklastit-Lage dar.

2.4. Metaklastite

Metaklastite treten in der Norischen Decke über dem Kalwanger Gneis-Konglomerat in zwei stratigraphischen Niveaus auf, und zwar einmal direkt über dem Kalwanger Gneis-Konglomerat, wobei hierin auch ein Glimmer-Marmor, ein Eisenerz-Horizont (mit Magnetit und Spessartin) und ein Grünschieferband (Abb. 3, Profil 7) sowie der Biotit-Gneis eingeschaltet sind (Abb. 4). Zum zweiten liegt eine Metaklastit-Serie in einem stratigraphisch höheren Niveau zwischen dem Band der oben erwähnten Metapyroklastite und dem Blasseneck-„Porphyroid“ (Abb. 2 und 3). Diese stratigraphisch jüngere Metaklastit-Serie variiert in ihrer Mächtigkeit zwischen 300 und 600 m. Sie läßt sich im gesamten Untersuchungsgebiet vom Langteichengraben bis südlich des Leobners verfolgen (Abb. 2 und 3).

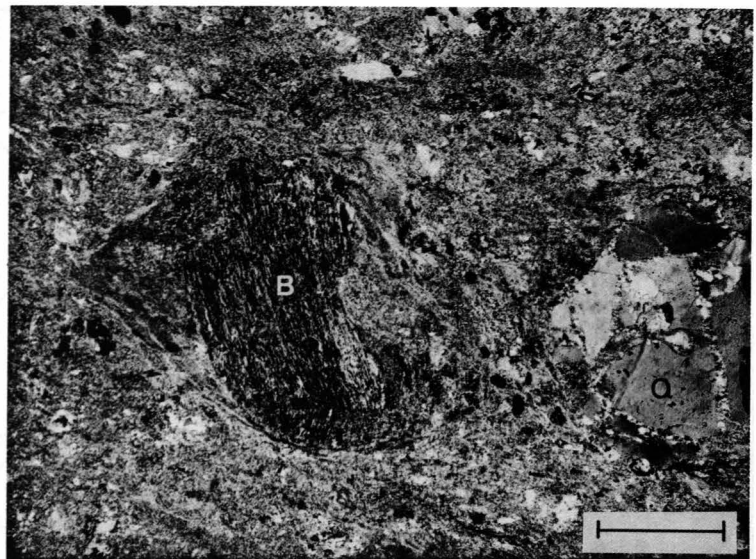
Sie besteht aus Phylliten und feldspat-führenden Serizitquarziten, die als Schwerminerale Turmalin, Apatit und idiomorphe Zirkone führen. Diese Metaklastite stellen die Hintergrund-Sedimentation des Beckens dar, in welchem sich das vulkanische Geschehen, das durch die Metapyroklastite und den Blasseneck-„Porphyroid“ repräsentiert wird, abspielte. Sie dürften auch teilweise die Aufarbeitungsprodukte der darunter liegenden vulkanischen Aschen darstellen, die während einer Ruhephase im vulkanischen Geschehen in dem Becken abgelagert wurden.

2.5. Blasseneck-„Porphyroid“

Der Blasseneck-„Porphyroid“ stellt eine Abfolge rhyolithischer, rhyodazitischer und dazitischer Pyroklastika dar, die im W des Untersuchungsgebietes am Leobner 1250 m (Abb. 3, Profil 1) mächtig ist und nach E hin allmählich auf eine Mächtigkeit von 200 m zurückgeht. Weiter im E keilt dieses Band des Blasseneck-„Porphyroids“ aus (SCHÖNLAUB 1982). Über dem Blasseneck-„Porphyroid“ setzt eine unterschiedlich dicke klastische Abfolge mit wenigen Karbonatlagen ein, die im E ihre größte Mächtigkeit erreicht und im W des Untersuchungsgebietes durch ein Phyllonitband ersetzt wird (Abb. 3). Diese Verhältnisse lassen vermuten, daß das Förderzentrum des Blasseneck-„Porphyroids“ im W in der Nähe des Leobners oder des Blassenecks gelegen hat – von der Typus-Lokalität wird von HEINISCH (1981) eine Mächtigkeit von 1500 m berichtet – und daß im E ein Becken lag, in welchem die Pyroklastika allmählich auskeilten und durch normale klastische Beckensedimente (Tone, Sande) ersetzt wurden. Im Hangenden des Blasseneck-„Porphyroids“ ist wahrscheinlich ein Paläorelief erhalten geblieben, weil die Sedimente über dem Blasseneck-„Porphyroid“ im E des Untersuchungsgebietes mächtiger sind als im W. Dort ruhen die wahrscheinlich devonischen Karbonate unter Zwischenschaltung eines Phyllonitbandes dem Blasseneck-„Porphyroid“ auf (Abb. 3). Bei diesem Phyllonit-Band handelt sich primär wahrscheinlich um silurische Schwarzschiefer, die tektonisch stark durchbewegt worden sind (SCHÖNLAUB 1982, S. 384). Es wäre denkbar, daß das Förderzentrum des Blasseneck-„Porphyroids“ am Leobner stellenweise eine Untiefe oder eine Insel im Silur darstellte, die erst im Devon vollends überflutet wurde. Aufarbeitungshorizonte sind am Dach des Blasseneck-„Porphyroids“ jedenfalls zu beobachten, da dort der Feldspatgehalt zugunsten des Quarzgehaltes abnimmt und die Gesteine ein quarzitartiges Aussehen annehmen. Das Phyllonit-Band könnte dadurch erklärt werden, daß zwei relativ kompetente Gesteine, d.h. der mächtige Blasseneck-„Porphyroid“ und die devonischen Karbonate, Relativbewegungen zueinander ausführten, die zur Ausbildung einer Phyllonit-Zone an ihrer Grenze führten. Diese Relativbewegungen wurden weiter im E durch die zwischengeschaltete



Abb. 8.
Dünnschliff-Photographie des Blasseneck-„Porphyroids“. Rekrystallisiertes Bimsstein-Fragment (B) und zerbrochener Quarz-Einsprengling (Q) mit Korrosionsbuchten in Grundmasse aus Quarz, Feldspat und Serizit.
Maßstab = 1 mm. Lokalität: Westliche Flanke des Rannsbaches 300 m W Höhenpunkt 1205.



ten Klastika und dünnbankigen Karbonate aufgefangen, so daß dort die Phyllonit-Zone fehlt.

Weitere pyroklastische Lagen sind auch über dem Blasseneck-„Porphyroid“ vorhanden. So treten westlich und südlich des Achnerkuchels in den klastischen Lagen über dem Blasseneck-„Porphyroid“ ebenfalls helle „Porphyroid“-Lagen auf (Abb. 2), die beweisen, daß auch noch nach dem Ereignis des Blasseneck-„Porphyroids“ geringe Mengen an Pyroklastika gefördert wurden.

Die unterschiedlichen Ausbildungsformen des Blasseneck-„Porphyroids“ sind von HEINISCH (1981, S. 27–37) beschrieben worden, so daß hier darauf verwiesen werden kann. Es handelt sich um kristallreiche oder matrixreiche Tuffe, lapilliführende Tuffe und Grünschieferereinschaltungen, die intermediäre und saure Pyroklastika darstellen. Eine Meta-Trachyandesit-Lava-Lage sowie Einschaltungen von schwarzen Schiefen konnten in der Nähe des Leobners gefunden werden. Hinweise auf die Ignimbrit-Natur des Blasseneck-„Porphyroids“ (Ignimbrite = Ablagerungen von Asche-Strömen, „pumice flow deposits“, CAS & WRIGHT 1987, S. 224) lassen sich trotz der tektonischen Überprägung an vielen Stellen finden. So sprechen korrodierte, zerbrochene Quarzeinsprenglinge, kollabierte, z.T. in eine Vorzugsrichtung eingeregelter Bimsapilli, Fremdgesteinsfragmente, sphärolithische Entglasungsstrukturen, geringe Sortierung der Lapilli nach der Korngröße, fetzenförmige Gefüge im Matrixmaterial, die massige Erscheinung und weite Verbreitung des Blasseneck-„Porphyroids“ für dessen Ignimbritnatur. Auffallend sind rekrystallisierte Bimsstein-Fragmente, die einen Lagenbau aus Quarz, Albit, Hellglimmer und Leucoxen zeigen (Abb. 8), größere Orthite und zahlreiche idiomorphe Zirkone.

Als Fördermechanismus kommt aufgrund der Beobachtungen eine subaerische Eruption wahrscheinlich mit anschließender Caldera-Bildung in Frage (NIEVOLL, 1983), deren Absätze randlich in einem marinen Becken ab- und umgelagert wurden (siehe Kap. 4).

2.5.1. Schwermineral-Analysen des Blasseneck-„Porphyroids“

Schwermineral-Präparate und Dünnschliffe des Blasseneck-„Porphyroids“ zeigen generell ein an Schwer-

mineralen armes Spektrum. Außer einem sehr hohen Anteil zu Leucoxen zersetzter Erzkörner sind nur Apatit, Zirkon und Epidot als durchsichtige Bestandteile vorhanden. Minerale, die auf einen epiklastischen Einfluß hindeuten würden wie z.B. Turmalin, wurden nicht gefunden. Die Zirkone zeigen zum großen Teil idiomorphe Kristallformen. Bei den Zirkonen sind die Pyramidenflächen aufgrund der Metamorphose leicht angeätzt. Eine Bestimmung der Zirkon-Tracht unter Verwendung der Diagramme von PUPIN (1980) wurde dadurch sehr erschwert.

Als generelle Merkmale der Zirkone des Blasseneck-„Porphyroids“ können folgende Beobachtungen gelten:

Ein Großteil der Zirkone ist klar und zum Teil rosa gefärbt. Trübe Zirkone sind zwar vorhanden, sie sind jedoch weniger häufig zu beobachten als die klaren Zirkone. Altkerne in Zirkonen und zonierte Zirkone sind nur selten lichtoptisch zu erkennen. Merkmale für Wachstumsbehinderungen fehlen. Es sind zahlreiche große Zirkone vorhanden, die in der Siebfraktion 0,2 bis 0,125 mm gefunden wurden. Das Maximum der Zirkon-Population liegt im Bereich der P-Typen nach PUPIN (1980), die klare, idiomorphe Kristalle mit starker Elongation darstellen. Ein beträchtlicher Teil der Zirkone fällt aber auch in den Bereich der S-Typen nach PUPIN (1980), die gedrungener, oft trübe und weniger stark elongiert sind. Es wäre möglich, daß die beiden Zirkon-Populationen unterschiedlich alt sind, wobei die meist getrübbten S-Typ-Zirkone eine ältere aus der Kruste stammende Population und die länglichen, klaren P-Typ-Zirkone eine jüngere im Mantel gebildete Zirkon-Population darstellen könnten. Ähnliche Zirkone werden auch von NIEVOLL (1983) aus dem Blasseneck-„Porphyroid“ bei Veitsch beschrieben. Weitere Untersuchungen an Zirkonen mit Hilfe der Kathodolumineszenz sollen diese Unterschiede stärker herausarbeiten und bessere Interpretationen ermöglichen, da mit Hilfe der Kathodolumineszenz der Internbau der Zirkone sichtbar wird.

2.6. Metamorphose

Die Metamorphose nimmt innerhalb der beschriebenen Abfolge über dem Kalwanger Gneiskonglomerat

von unten nach oben hin ab. In den liegenden Bereichen zeigen die Metapyroklastite eine Granat-Biotit-Muskowit-Quarz-Paragenese, was der höher temperierten low-grade-Metamorphose nach WINKLER (1979) entspricht. Auch die beginnende Rekristallisation von Plagioklas spricht für diesen Metamorphose-Bereich (Voll 1976). Für das Niveau des Blasseneck-„Porphyroids“ und die unteren Bereiche der Schichten über dem Blasseneck-„Porphyroid“ kann sich die Metamorphoseabschätzung auf das Auftreten von Biotit und Klinozoisit/Zoisit bei fehlendem Granat stützen. Das Auftreten von Biotit läßt unter den vorliegenden Bedingungen auf die mittlere low-grade Metamorphose schließen. Eine retrograde Chloritisierung von Biotit läßt sich vielfach nachweisen.

3. Geochemie

Es wurden von insgesamt 61 Proben Haupt- und Spurenelement-Bestimmungen mit der Röntgenfluoreszenz-Analyse durchgeführt, und zwar wurden 45 Proben des Blasseneck-„Porphyroids“ und 16 Proben der Grünschiefer-Serie, die aufgrund des Dünnschliffbildes als Meta-Vulkanite angesprochen werden konnten, analysiert. Weitere Proben, die hier nicht abgehandelt werden, wurden aus den Metapyroklastiten der Norischen und den Vulkaniten der Veitscher Decke entnommen und analysiert. Die Methoden richten sich nach NORRISH & CHAPPEL (1977). Es wurden 15 internationale Standards zum Vergleich mit herangezogen. Die Summen der Hauptelement-Analysen liegen zwischen 99,0 % und 101,20 %. Der relative Analysenfehler schwankt bei den einzelnen Haupt-Elementen und liegt zwischen 2 % (bei höheren Gehalten) und 5 % (bei niedrigeren Gehalten). Bei den Spurenelementen ist der relative Fehler höher, insbesondere bei der Bestimmung von Nb und Y kann er 10 % bis 20 % erreichen.

Um den Einfluß der Beimengung epiklastischen Materials im Blasseneck-„Porphyroid“ zu überprüfen, wurden von 31 Proben des Blasseneck-„Porphyroids“ aus dem Bereich des Leobners die CIPW-Norm sowie der Larsen-Index berechnet und die Werte in zwei Dia-

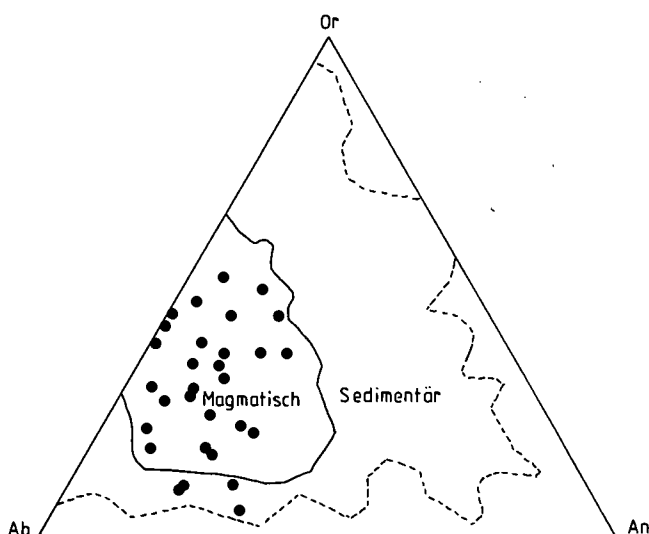


Abb. 9. Normativer Albit-, Anorthit- und Orthoklas-Gehalt von 31 Proben des Blasseneck-„Porphyroids“ in einem Diagramm nach SHAW (1972), das die Felder magmatischer und sedimentärer Gesteine zeigt.

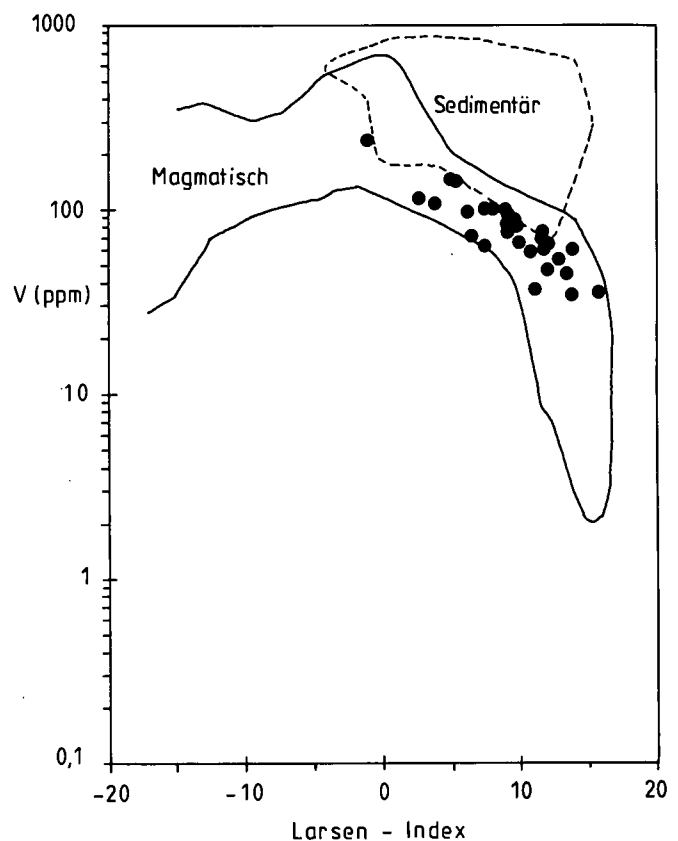


Abb. 10. Vanadium-Gehalt und Larsen-Index ($\frac{1}{2} \text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO}$) für 31 Proben des Blasseneck-„Porphyroids“ in einem Diagramm nach SHAW (1972), das die Felder magmatischer und sedimentärer Gesteine zeigt.

gramme nach SHAW (1972) eingetragen (Abb. 9 und 10). Beide Abbildungen zeigen, daß die weit überwiegende Zahl der Analysen in einen Bereich fällt, der magmatischen Gesteinen entspricht. Allerdings überlappen sich die Felder sedimentärer und magmatischer Gesteine zum Teil, so daß eine Beimengung epiklastischen Materials zwar nicht völlig ausgeschlossen werden kann, aber in größerer Menge sicher nicht vorhanden ist.

Die Abbildung 11 gibt einen Klassifikationsversuch der Metavulkanite der Grünschiefer-Serie und des Blasseneck-„Porphyroids“ nach COX et al. (1979) wieder, wobei die Gehalte an SiO_2 , Na_2O und K_2O berücksichtigt worden sind. Hierzu ist zu sagen, daß die Alkalien unter hydrothermalen und metamorphen Bedingungen aufgrund ihres kleinen Ionenpotentials mobil sind (MASON & MOORE 1982, S. 160) und die Klassifikation deshalb nur einen Anhaltspunkt liefern kann. Drei Proben fallen deshalb auch aus dem magmatischen Spektrum heraus. Es ist dennoch erstaunlich, daß sich die meisten Proben sub-alkalischen Vulkaniten zuordnen lassen. Es entsteht der Eindruck, als ob hier eine Abfolge vorläge, die im tieferen Teil Basalte und basaltische Andesite enthält (Grünschiefer-Serie) und im höheren Teil Andesite, Dazite und Rhyolithe umfaßt (Blasseneck-„Porphyroid“). Manche Proben aus der Grünschiefer-Serie fallen auch in die Felder der Hawaiiite und Trachyandesite. Um den Einfluß sekundärer Elementverschiebungen bei der Klassifikation der untersuchten Metavulkanite weitgehend auszuschalten, wurden in Abbildung 12 die SiO_2 -Werte in Beziehung zu den Zr- und TiO_2 -Werten gesetzt (FLOYD & WINCHESTER 1978). Zr und Ti sind Elemente, die sich bei sekundären Prozessen weitgehend immobil verhalten (PEARCE

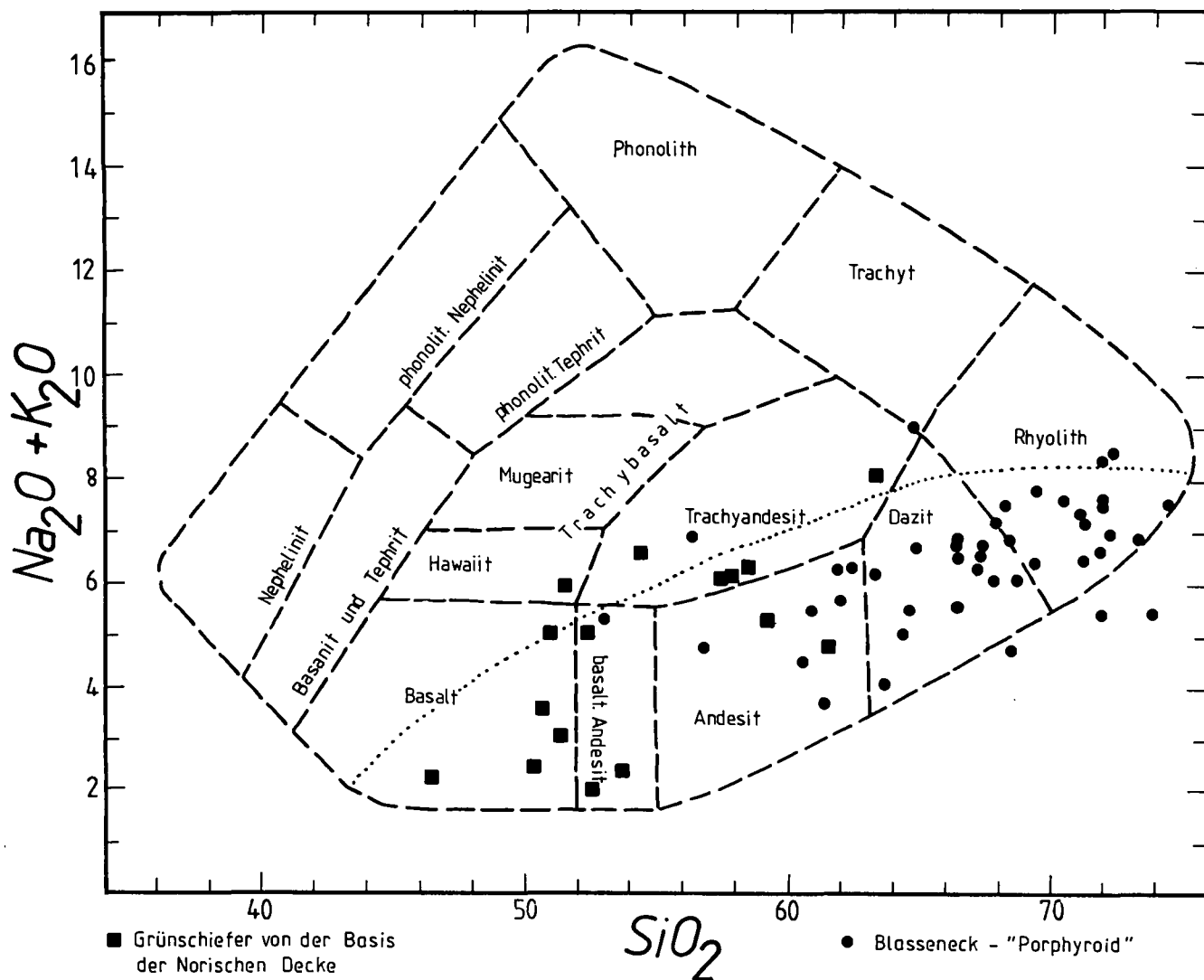


Abb. 11. Klassifikation von 16 Proben der Grünschiefer-Serie (Quadrate) und 45 Proben des Blasseneck-„Porphyroids“ (Punkte) in einem Diagramm nach Cox et al. (1979). Die Punktlinie zeigt die Grenze zwischen den Alkali- (oben) und Sub-Alkali-Gesteinen (unten) nach MIYASHIRO (1978) an.

1982). Es zeigt sich bei diesem Klassifikationsversuch ein ähnliches Bild wie auf Abb. 11. Die Proben der Grünschiefer-Serie fallen in das Basalt- und Andesit-Feld, die Proben des Blasseneck-„Porphyroids“ in das Trachyandesit, Andesit-, Dazit-, Rhyodazit- und Rhyolith-Feld. Die Darstellung auf Abb. 12 hat sicher eine größere Zuverlässigkeit als diejenige auf Abb. 11, da durch post-magmatische, hydrothermale Prozesse (Spilitisierung bei den Grünschiefern, Entglasung und Alkali-Austausch in den Pyroklastiten des Blasseneck-„Porphyroids“) unter anderem die Alkali-Gehalte sekundär verändert werden. Es ist deshalb davon auszugehen, daß die Grünschiefer subalkalische Basalte und Andesite darstellen und daß der Blasseneck-„Porphyroid“ vorwiegend aus dazitischen und rhyodazitischen Pyroklastika besteht, zu denen in geringem Maße rhyolithische, andesitische und trachyandesitische Pyroklastika bzw. ganz untergeordnet auch trachyandesitische Laven hinzukommen. Die Tendenz zu trachyandesitischen und damit zu schwach alkalibetonten Gliedern ist auf Abb. 12 deutlich zu erkennen. Weit überwiegend sind aber beim Blasseneck-„Porphyroid“ subalkalische Förderprodukte vertreten.

Unmittelbare petrogenetische Zusammenhänge zwischen dem Blasseneck-„Porphyroid“ und den Grünschiefern lassen sich aus den Abb. 11 und 12 nicht ablesen. Auf Abb. 11 ist ein lückenhaft besetztes Feld bei SiO_2 -Gehalten zwischen 55 und 60 % zu bemerken, das daran zweifeln läßt, daß beide Serien aus derselben Magmakammer stammen und durch gravitative Differentiation miteinander verbunden sein könnten. Dieser Eindruck wird dadurch verstärkt, daß auf Abb. 12 die Zr/TiO_2 -Verhältnisse beider Serien sehr unterschiedlich sind. Während die meisten Proben des Blasseneck-„Porphyroids“ ähnliche Zr/TiO_2 -Verhältnisse besitzen, streuen diese bei den Grünschiefern stärker und liegen generell unter denen des Blasseneck-„Porphyroids“. Auch weitere Diagramme, die hier nicht dargestellt sind, zeigen keine offenkundigen petrogenetischen Zusammenhänge zwischen beiden Serien. Es wird deshalb davon ausgegangen, daß beide Serien unterschiedlichen Prozessen ihre Entstehung verdanken. Hinzu kommt, daß die Grünschiefer an der Basis der Norischen Decke von zahlreichen Scherzonen durchzogen werden, an denen zusätzliche Lösungsvorgänge Elementverschiebungen verursacht ha-

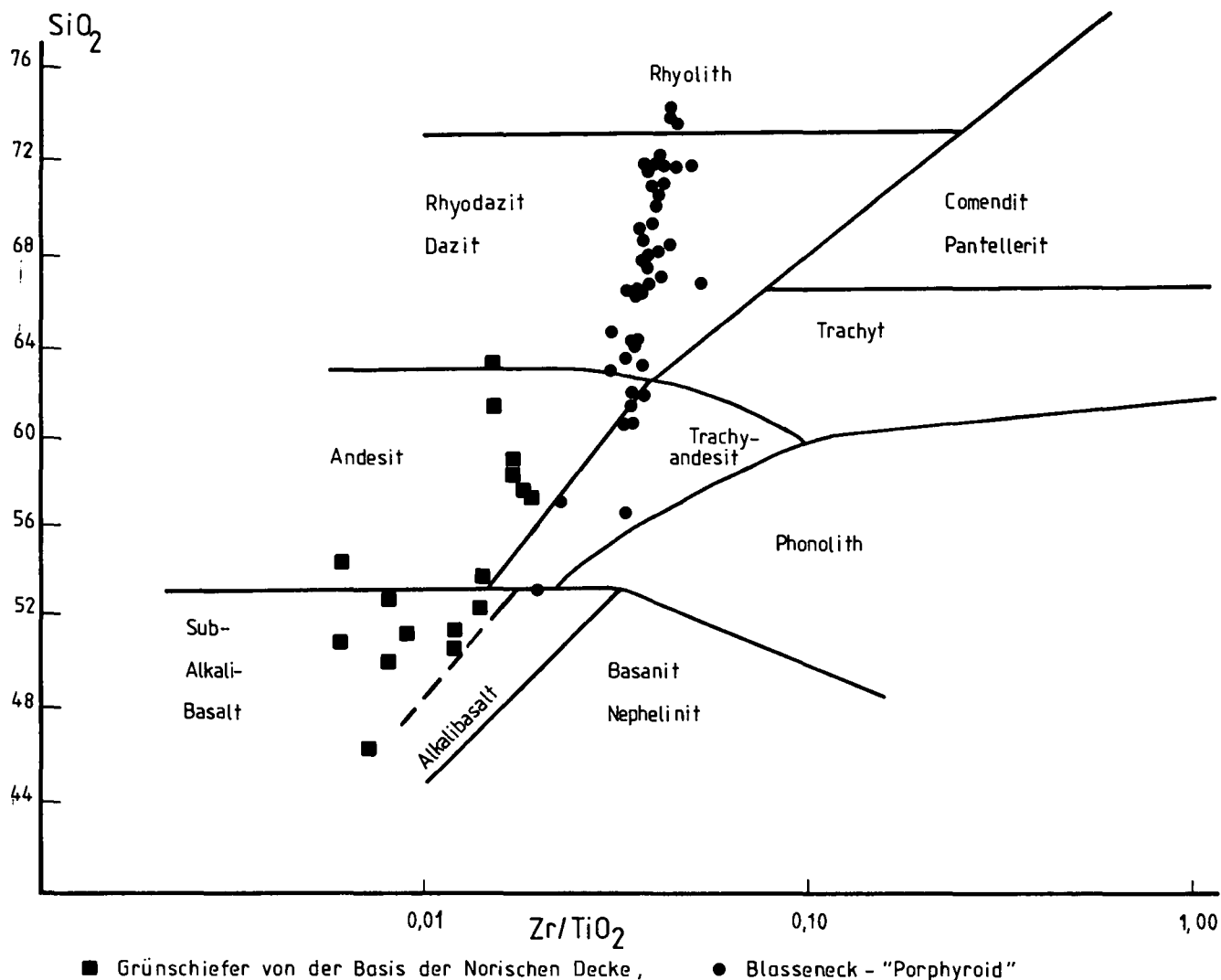


Abb. 12. Klassifikation von 16 Proben der Grünschiefer-Serie (Quadrate) und 45 Proben des Blasseneck-„Porphyroids“ (Punkte) in einem Diagramm nach FLOYD & WINCHESTER (1978).

ben können, so daß die Interpretation der Daten der Grünschiefer problematisch bleiben muß.

4. Geotektonische Schlußfolgerungen

Auf Abb. 13 sind die Ti- und Zr-Werte der Grünschiefer und des Blasseneck-„Porphyroids“ dargestellt, an Hand derer man nach PEARCE (1982) basische und höher differenzierte Intraplatten-Laven von Laven von Inselbögen und aktiven Kontinenträndern unterscheiden kann. Aus diesem Diagramm geht eindeutig hervor, daß der Blasseneck-„Porphyroid“ große Ähnlichkeiten mit Laven von Inselbögen und aktiven Kontinenträndern hat, die durch Subduktionsprozesse gebildet werden. Allerdings zeigt sich auch eine gewisse Tendenz hin zum Grenzbereich des Feldes der Intraplatten-Laven, die von kontinentalen Rift-Zonen bekannt sind. Die Analysen stimmen weitgehend mit den Werten von HEINISCH (1980) überein, die ebenfalls weit überwiegend in das Feld der Laven von Inselbögen und aktiven Kontinenträndern fallen. Die Grünschiefer dagegen sind davon deutlich unterschieden. Deren Analysenwerte streuen sehr stark und fallen teils in das Feld der Basalte mittelozeanischer Rücken, teils in dasjenige der

Intraplattenbasalte bzw. der Andesite konvergierender Plattenränder. Diese Werte sind schwer interpretierbar – eine Feststellung, die schon weiter oben getroffen wurde. Auch auf diesem Diagramm sind keine deutlichen petrogenetischen oder geotektonischen Beziehungen zwischen den Grünschiefern und dem Blasseneck-„Porphyroid“ zu erkennen. Die Werte der Grünschiefer werden aus diesen Gründen hier nicht weiter diskutiert. Sie sind jedenfalls nicht so einfach interpretierbar wie das von SCHÄFFER & TARKIAN (1984) dargestellt wird.

Um die Aussagekraft der Analysenwerte des Blasseneck-„Porphyroids“ weiter zu erhöhen, werden hier noch vier Diagramme diskutiert (Abb. 14, 15, 16, 17). Diese Diagramme berücksichtigen nur intermediäre und saure Pyroklastika, die mehr als 60 % SiO₂ führen (vgl. Abb. 11 und 12). Abb. 14 stellt ein Diagramm nach LEAT et al. (1986) dar, mit dessen Hilfe man kalkalkalische Laven von alkalischen bzw. peralkalischen Laven unterscheiden kann. Die Grenze beider Gruppen liegt bei etwa 350 ppm Zr, auch haben alkalische bzw. peralkalische Laven höhere Nb-Werte als kalkalkalische Laven. Zum Vergleich sind eingetragen sub-alkalische Laven („Low-K“, „Calcalcaline“, „High-K“) von Inselbögen und aktiven Kontinenträndern nach EWART (1979), alkalische

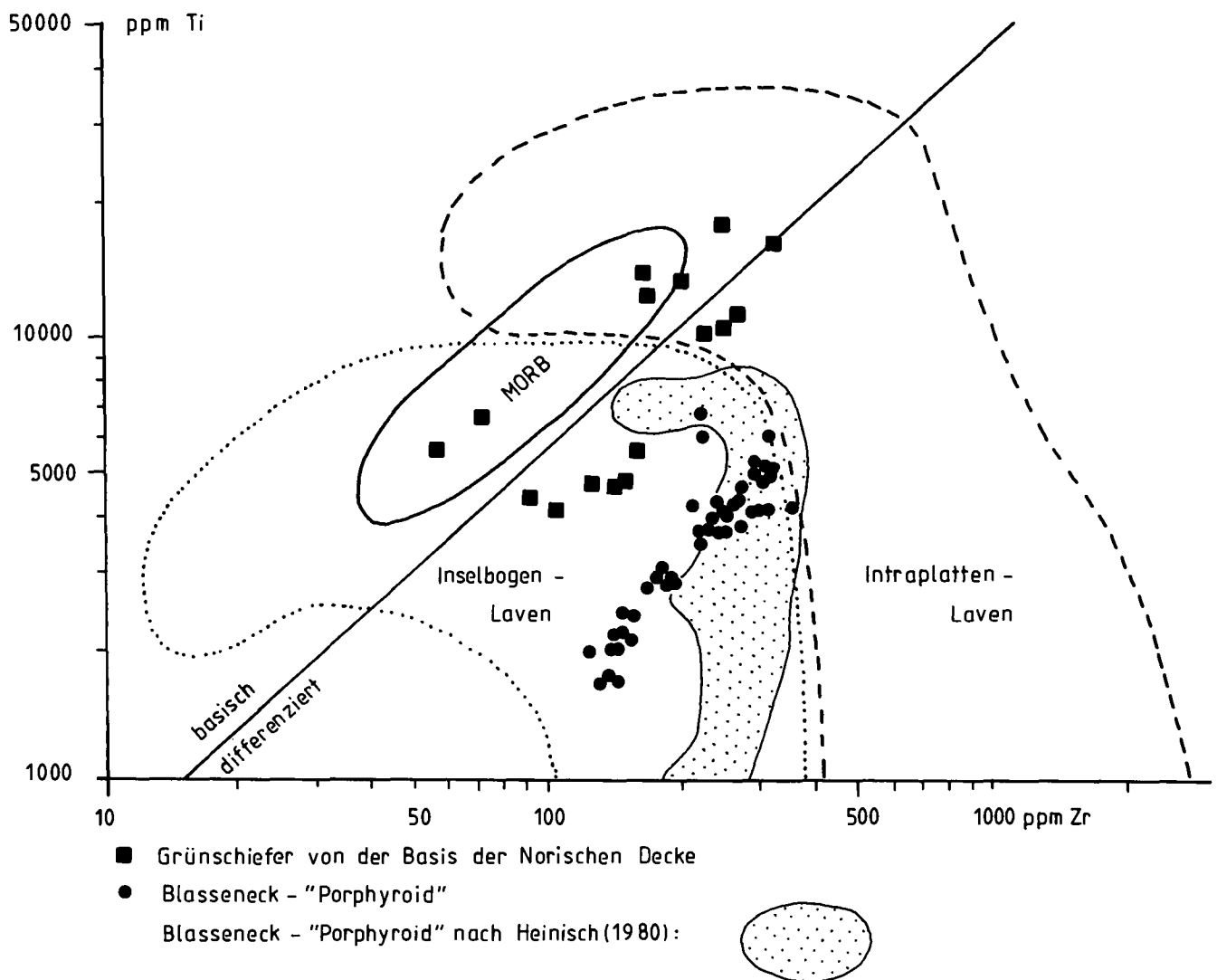


Abb. 13.
Zuordnung zu unterschiedlichen geotektonischen Positionen von 16 Proben der Grünschiefer-Serie (Quadrate) und 45 Proben des Blasseneck-„Porphyroids“ (Punkte) in einem Diagramm nach PEARCE (1983).
Zum Vergleich sind die Analysen des Blasseneck-„Porphyroids“ nach HEINISCH (1980) mit angegeben (Punktfeld).

bzw. peralkalischen Laven von Rift-Zonen auf Inselbögen und aktiven Kontinentalrändern (TT, DC, MI, siehe Legende), von ozeanischen Inseln und von kontinentalen Rift-Zonen. Die Analysen des Blasseneck-„Porphyroids“ fallen alle in das Feld kalkalkalischer Laven von konvergierenden Plattenrändern. Man muß hier allerdings berücksichtigen, daß erstens eine gewisse Tendenz zum Grenzbereich des alkalischen Feldes zu bemerken ist und daß zweitens Rhyolithe und Rhyodazite bimodaler Serien, die in Krustendehnungsgebieten wie in der „Basin and Range“ Provinz (Westen der U.S.A., CRECRAFT et al., 1981; BEST et al., 1989) auftreten, ebenfalls relativ niedrige Zr- und Nb-Werte haben. Diese fallen in Abb. 14 ebenfalls in das Feld saurer Vulkanite von konvergierenden Plattengrenzen. Sie entstehen durch Kontakt-Anatexis aufsteigender basaltischer Magmen, die in der Kruste Aufschmelzungen verursachen. Dabei wird Krustenmaterial aufgeschmolzen, welches in vorangegangenen Subduktionsprozessen geschaffen wurde und eine kalkalkalische Zusammensetzung hat (WILSON, 1989, S. 338). Solche Prozesse sind in der „Basin and Range“ Provinz mit der Förderung mächtiger Ignimbrit-Decken und der Entstehung riesiger Calderen verbunden, die im Rückland eines ak-

tiven Kontinentalrandes liegen (BEST et al. 1989). Die größten Calderen der Erde liegen generell im Rückland aktiver Kontinentalränder (Francis 1985). Es wäre deshalb denkbar, daß sich das Ereignis des Blasseneck-„Porphyroids“ ebenfalls im Rückland eines aktiven Kontinentalrandes ereignet hat. Ignimbrit-Ausbrüche treten zwar in sehr verschiedenen geotektonischen Situationen auf, erreichen aber auf Inselbögen, an aktiven Kontinentalrändern und deren Rückland ihre größte Ausdehnung (FRANCIS, 1985; CAS & WRIGHT 1987).

Auf Abb. 15 sind in einem Diagramm nach PEARCE et al. (1984) die Nb- und Y-Werte des Blasseneck-„Porphyroids“ eingetragen. Dieses Diagramm wurde entwickelt, um saure und intermediäre Plutonite nach ihrer geotektonischen Lage unterscheiden zu können. Obwohl eine Eintragung der entsprechenden Werte des Blasseneck-„Porphyroids“ in dieses Diagramm deshalb nicht so ohne weiteres gerechtfertigt ist, so zeigt das Diagramm doch, daß die meisten Werte des Blasseneck-„Porphyroids“ in das Feld der Granitoide von Inselbögen und Kollisionszonen fallen und nur einige in den angrenzenden Bereich der Intraplatten-Granitoide. Hier wiederholt sich eine Tendenz, die auch in anderen Diagrammen bemerkbar war (Abb. 12, 13, 14), nämlich

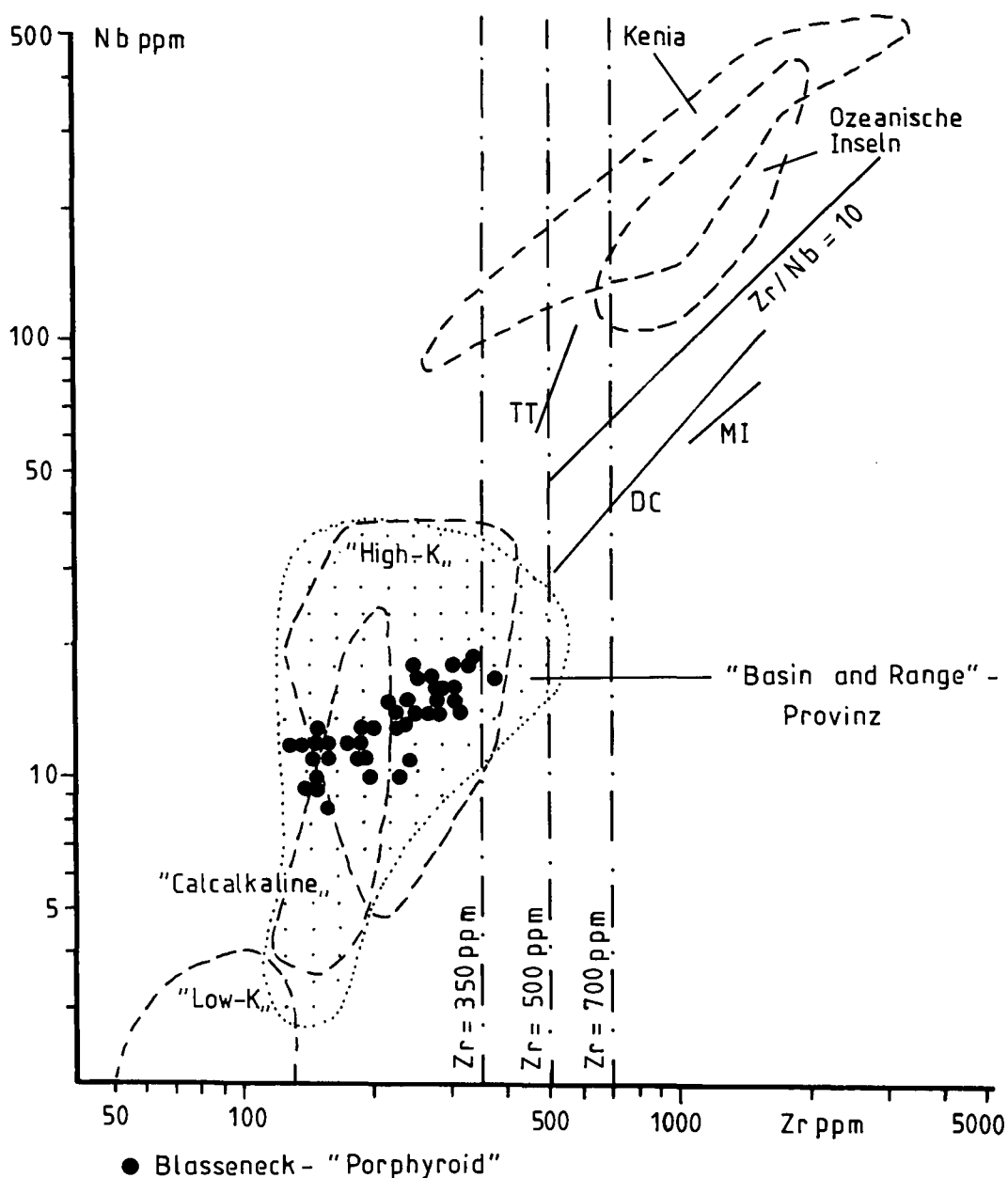


Abb. 14.
Nb-Zr-Diagramm
nach LEAT et al. (1986),
das die Streubreite intermediärer und saurer Vulkanite mit mehr als 60 % SiO₂ zeigt.
Punkte = 42 Analysen des Blasseneck-„Porphyroids“; Punktfeld = Analysen oligozäner und miozäner Vulkanite aus der „Basin and Range“-Provinz nach BEST et al. (1989); MI = Vulkanite von Mayor Island (Neuseeland) nach EWART (1968); DC = Vulkanite von Devine Canyon (Oregon/U.S.A.) nach GREENE (1973); TT = Vulkanite des Tala Tuff (Mexiko) nach MAHOOD (1981).

diejenige, daß der Blasseneck-„Porphyroid“ auch Glieder hat, die leicht alkalisch zusammengesetzt sind und in den Grenzbereich zu Intraplatten-Laven fallen. In diesem Zusammenhang sollen auch die Proben trachyandesitischer Zusammensetzung erwähnt werden, die auf Abb. 12 klar erkennbar sind.

Nach einem Verfahren von PEARCE et al. (1984) sind auf Abb. 16 die K-, Rb-, Nb-, Zr- und Y-Werte sechs ausgewählter Proben des Blasseneck-„Porphyroids“ vom Leobner mit entsprechenden Werten von Graniten mittelozeanischer Rücken normiert worden. Dieses Verfahren wird angewandt, um intermediäre und saure Plutonite unterschiedlicher geotektonischer Positionen voneinander unterscheiden zu können. Die Proben des Blasseneck-„Porphyroids“ zeigen auf Abb. 16 alle einen ähnlichen Kurvenverlauf. K, Rb und Ba sind gegenüber Graniten mittelozeanischer Rücken angereichert, Zr und Y abgereichert. Ähnliche Kurvenverläufe der genannten Elemente zeigen auch Granite von Inselbögen, von Kollisionszonen und auch post-kollisionale Granite (Abb. 17). Dagegen zeigen Intraplatten-Granite beispielsweise aus einem Rift-Gebiet wie dem Oslo-

Graben ein ganz anderes Elementverteilungsmuster. Sie haben wesentlich höhere Nb- und Zr-Werte und unterscheiden sich dadurch von Graniten aus den anderen geotektonischen Positionen.

Obwohl die Diagramme der Abb. 16 und 17 nicht so ohne weiteres auf saure und intermediäre Vulkanite übertragen werden können, so zeigen sie dennoch, daß der Blasseneck-„Porphyroid“ ein völlig anderes Elementverteilungsmuster hat als Intraplatten-Granite aus Rift-Gebieten.

Es kann deshalb hier festgehalten werden, daß der Blasseneck-„Porphyroid“ in seiner geochemischen Zusammensetzung sauren und intermediären Magmatiten gleicht, die an konvergierenden Plattengrenzen und auch im Rückland von konvergierenden Plattengrenzen auftreten. Von sauren und intermediären Magmatiten aus typischen Rift-Gebieten wie kontinentalen Grabenbrüchen weicht er in seiner geochemischen Zusammensetzung deutlich ab. Aufgrund der bisher gesammelten Daten wäre deshalb für den Blasseneck-„Porphyroid“ eine geotektonische Position denkbar, die entweder mit Subduktions- und Kollisions-Prozessen in

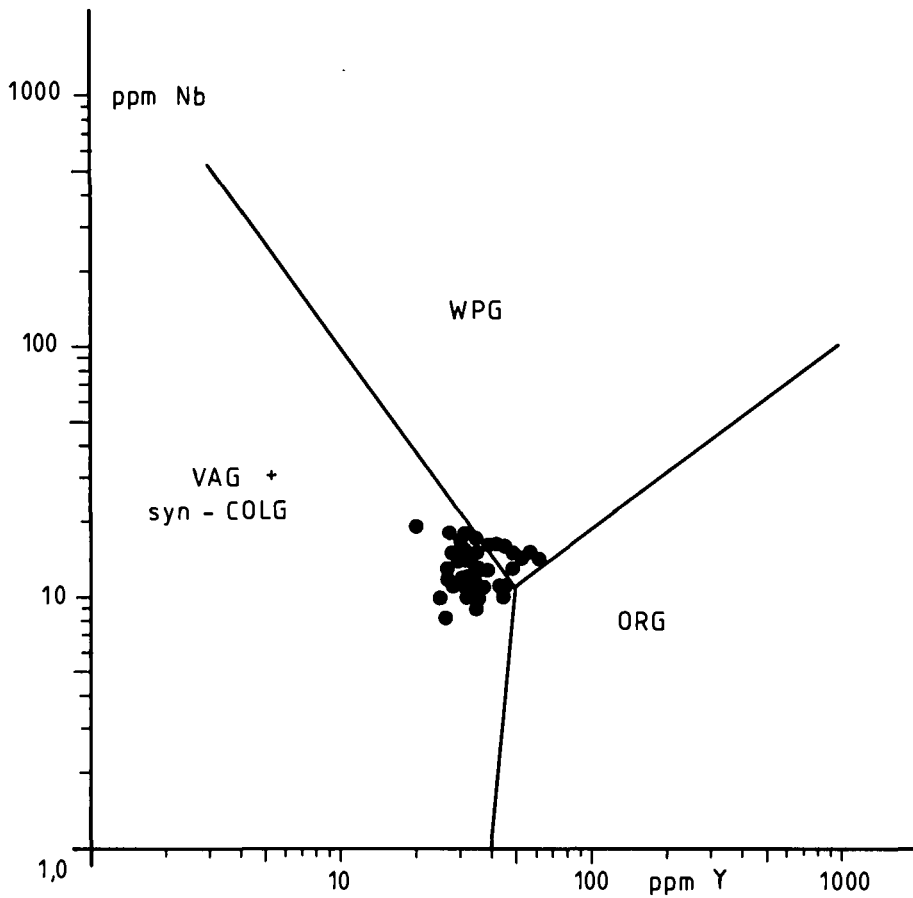


Abb. 15.
42 Analysen des Blasseneck-„Porphyroids“ mit mehr als 60 % SiO₂ in einem Nb-Y-Diagramm nach PEARCE et al. (1984), mit dessen Hilfe man Granitoide unterschiedlicher geotektonischer Positionen unterscheiden kann. ORG = „Ocean Ridge Granite“; WPG = „Within Plate Granite“; VAG + syn-COLG = „Volcanic Arc Granite“ und „syncollisional Granite“.

Zusammenhang steht oder mit Dehnungsprozessen, die sich im Rückland konvergierender Plattengrenzen oder auch post-kollisional abspielen. Das Auftreten leicht alkalischer Gesteine wie der Trachyandesite im

Blasseneck-„Porphyroid“ läßt sich für beide Fälle erklären, da Alkali-Vulkanite auch auf Rift-Zonen im Inselbogen-Bereich (Mayor Island, Neuseeland, MI in Abb. 14), in Rift-Zonen an aktiven Kontinenträndern (Tala-Tuff,

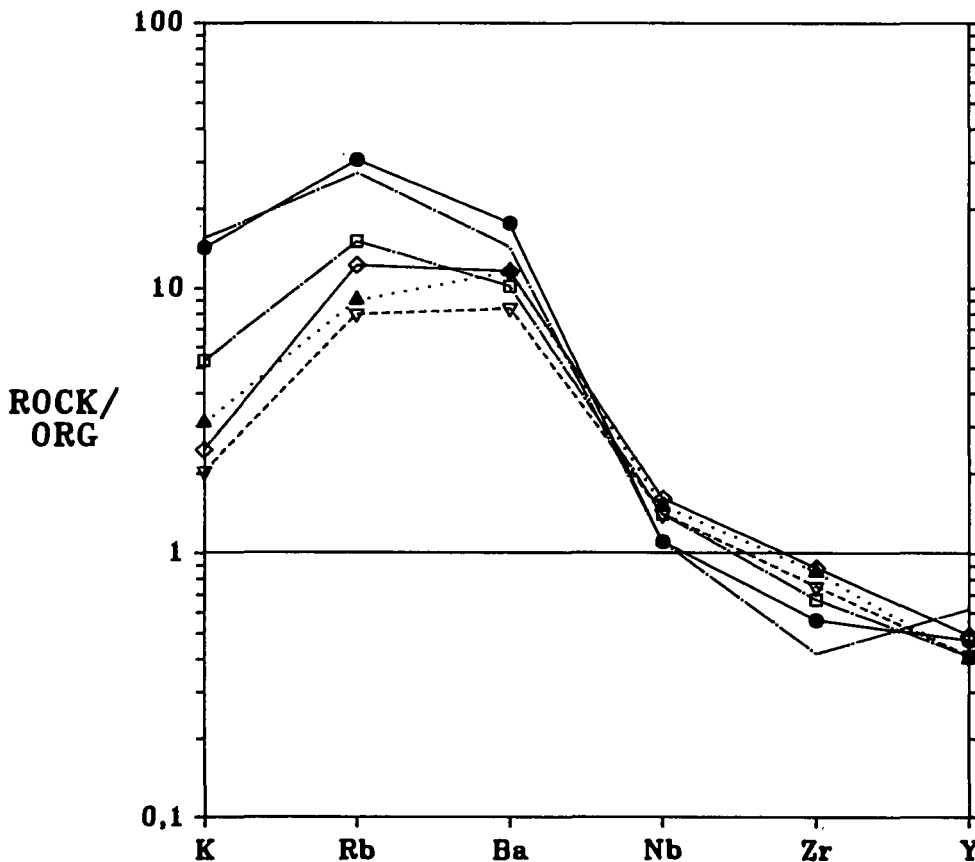
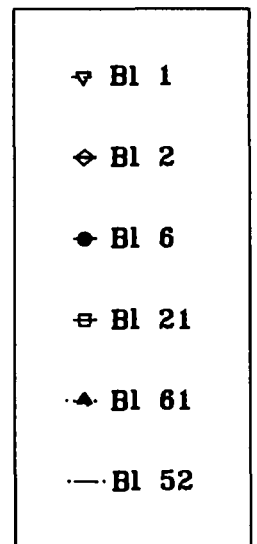


Abb. 16.
K-, Rb-, Ba-, Nb-, Zr- und Y-Werte von 6 ausgewählten Proben des Blasseneck-„Porphyroids“, normiert mit entsprechenden Werten von Graniten mittelozeanischer Rücken („Rock/ORG“) nach PEARCE et al. (1984).



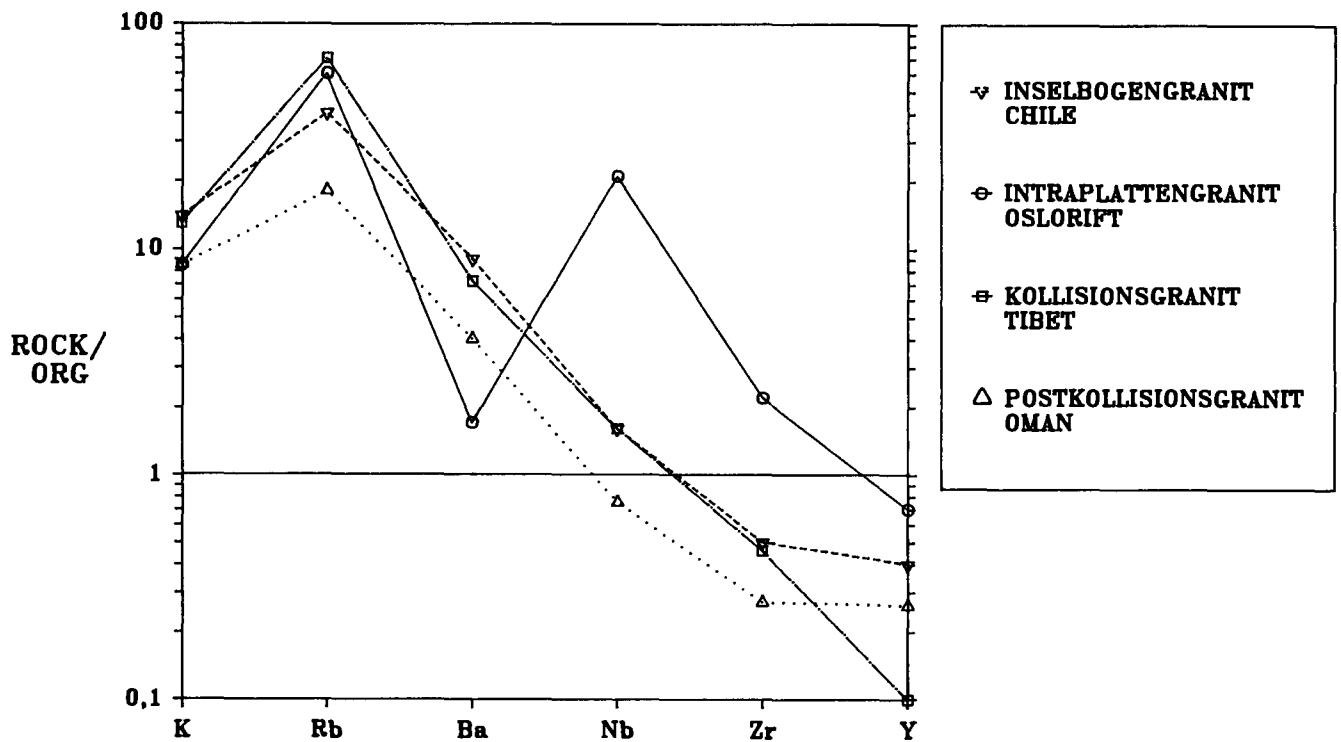


Abb. 17. Verteilungskurven von K, Rb, Ba, Nb, Zr und Y von Graniten von Inselbögen und aktiven Kontinenträndern (Chile), Intraplattengraniten (Oslo-Graben), synkollisionsgraniten (Tibet) und postkollisionsgraniten (Oman) in einem Diagramm nach PEARCE et al. (1984). Die Werte der genannten Elemente wurden mit den entsprechenden Werten von Graniten mittelozeanischer Rücken normiert („Rock/ORG“). Intraplattengranite zeigen deutlich erhöhte Nb- und Zr-Werte.

Mexico, TT in Abb. 14) und im Rückland aktiver Kontinentränder (Devine Canyon Tuff, Oregon/USA, TT in Abb. 14) auftreten. Sie sind auch aus den großen Calderen in der „Basin and Range“ Provinz bekannt (BEST et al., 1989, von Punktlinie umschlossenes Feld in Abb. 14).

Vergleiche mit rezenten Beispielen sind immer problematisch, weil die geotektonischen Situationen auch im rezenten Bereich sehr variabel sind und unmittelbare Ähnlichkeiten zwischen paläozoischen und rezenten plattentektonischen Konstellationen sicher nicht zu erwarten sind. Wenn hier dennoch ein Vergleich diskutiert wird, so deshalb weil sowohl die geologischen Daten, die auf eine große Caldera-Bildung mit Ignimbrit-Eruptionen hindeuten, als auch die geochemischen Daten, die eine weit überwiegend kalkalkalische Zusammensetzung des Blasseneck-„Porphyroids“ mit nur untergeordnet vorkommenden alkalischen Varianten belegen, diesen Vergleich nahe legen: Gedacht ist hierbei an die großen Calderen der „Basin and Range“-Provinz der westlichen USA. Diese Calderen bildeten sich im Anschluß an das Ende der Subduktion des Pazifischen Ozeanbodens unter die Amerikanische Platte im Alttertiär, als die bis dahin existierende konvergierende Plattengrenze im Bereich von Californien durch eine Transform-Störung (San Andreas-Störung) ersetzt wurde und das bis dahin anhaltende einengende tektonische Regime von Dehnungsbewegungen abgelöst wurde, was zur Ausbildung der „Basin and Range“-Provinz führte (ATWATER, 1970; SCHOLZ et al., 1971; SAWKINS, 1984, S. 85; HAMILTON 1987, BEST et al. 1989). Dieses Ereignis stellte eine Reorganisation der Plattengrenzen dar, welches auch einen Umschlag in der Förderung von älteren kalkalkalischen, subduktionsgebundenen Magmen zu bimodalen Serien mit jüngeren alkalischen Va-

rianten mit sich brachte. Eine Reorganisation der Plattengrenzen wird von LOESCHKE (1989) auch für die Zeit des Grenzbereiches Ordovizium/Silur angenommen, weil es Hinweise auf eine ältere, frühkaledonische Orogenese im mittleren Ordovizium mit subduktions- und kollisionsgebundenem Magmatismus im mittelostalpinen Kristallin gibt (FRISCH et al., 1987) und der silurisch-devonische Vulkanismus ausschließlich auf Dehnungsbewegungen schließen läßt (LOESCHKE 1989), die bis in das Unterkarbon anhalten. An dieser Grenze im Übergang zwischen älteren Kollisionsvorgängen und jüngeren Rift-Prozessen tritt das Ereignis des Blasseneck-„Porphyroids“ auf. Die in der älteren Literatur vorhandenen unterschiedlichen Meinungen über die geotektonische Bedeutung des Blasseneck-„Porphyroids“ (LOESCHKE, 1977; HEINISCH, 1981) sind aus diesem Grunde auch verständlich, weil die geochemischen Zusammensetzungen von Rhyolithen und Dazit von konvergierenden Plattengrenzen und aus Dehnungsgebieten im Rückland konvergierender Plattengrenzen fast identisch sind (vgl. Abb. 14). Dies liegt daran, daß in Dehnungsgebieten im Rückland konvergierender Plattengrenzen kontinentales Krustenmaterial aufgeschmolzen werden kann, welches zuvor durch Subduktionsprozesse geschaffen wurde. Dieses neu aufgeschmolzene Krustenmaterial hat deshalb im Prinzip dieselbe Zusammensetzung wie das ältere durch Subduktionsprozesse geschaffene.

Daß im Falle des Blasseneck-„Porphyroids“ eine marine Abfolge in unmittelbarer Nähe lag und im Falle der „Basin and Range“- Provinz nur gleich alte kontinentale Serien vorliegen, spielt bei diesem Vergleich keine Rolle. Das Eindringen des Meeres in die „Basin and Range“-Provinz ist lediglich von eustatischen Meeresspiegelschwankungen und weiterer isostatischer Absen-

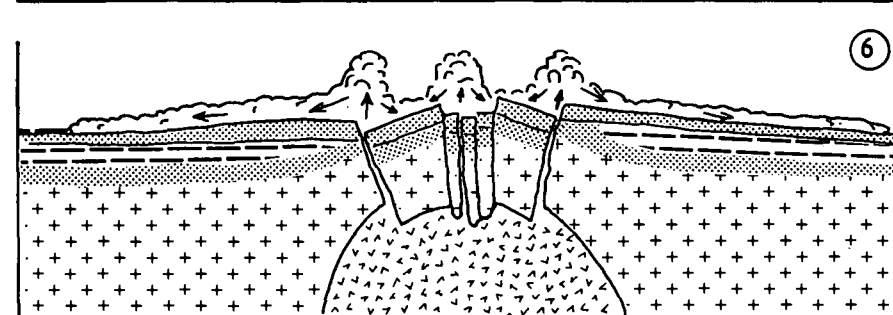
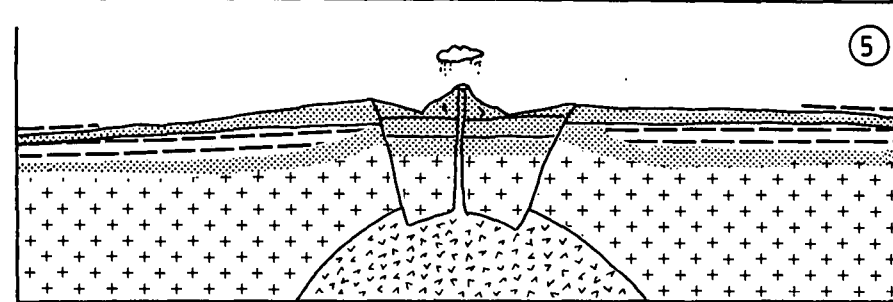
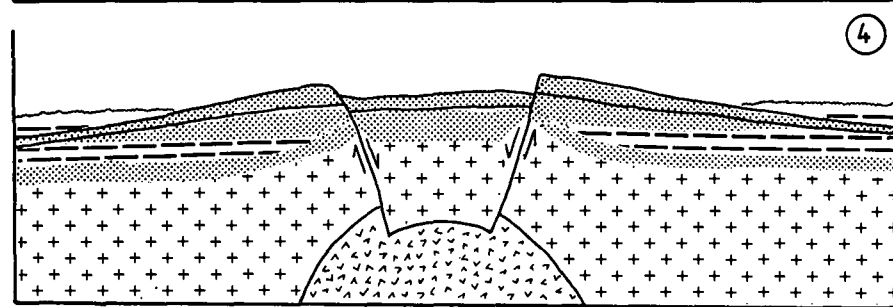
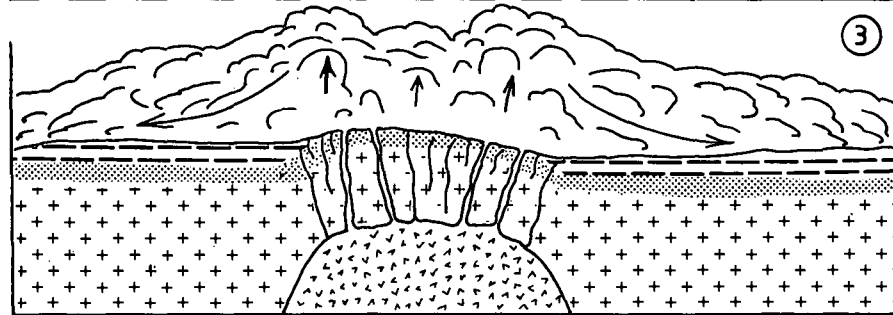
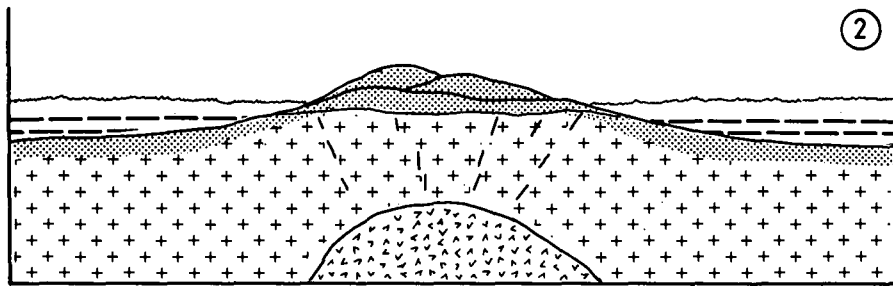
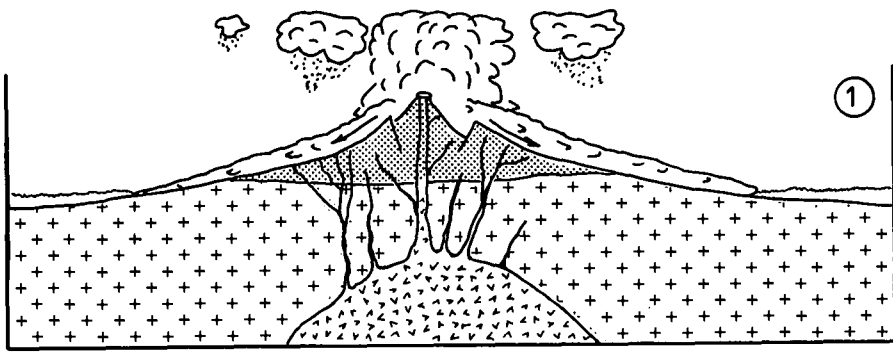


Abb. 18.
Vulkanologisches Modell für die Bildungsmechanismen der Meta-Pyroklastite unter dem Blasseneck-„Porphyroid“ (1), der Meta-Klastite (2), des Blasseneck-„Porphyroids“ (3 und 4) und der Meta-Pyroklastite über dem Blasseneck-„Porphyroid“ (5 und 6). Nähere Erläuterung siehe Text.

-  Vulkanite, Pyroklastite
-  klastische Gesteine
-  kontinentale Kruste
-  Magmakammer
-  Glutwolken
-  Ascheregen

kung abhängig, so daß sich auch dort in Zukunft marine Verhältnisse einstellen könnten. Mit diesem Vergleich ist selbstverständlich nicht gemeint, daß die geologische Situation im oberen Ordovizium der Ostalpen genauso ähnlich war wie im Tertiär im Westen der U.S.A., sondern nur daß der Blasseneck-„Porphyroid“ zu einem Zeitpunkt gebildet wurde, als sich die plattentektonische Situation der Ostalpen von einem Einengungsregime in ein Dehnungsregime umstellte. Das Perm der Südalpen mit dem Auftreten des Bozener Quarzporphyrs wäre eine ähnliche Situation, in welcher die Kollisionsvorgänge der variskischen Orogenese ihren Abschluß fanden und die Öffnung der mesozoischen Tethys allmählich begann. Daß die oberordovizischen „Porphyroide“ möglicherweise als „Zeitmarke für die Umstellung des Spannungsmusters“ gelten können, hat auch HEINISCH (1981, S. 90) diskutiert.

Vulkanologisch kann man sich das Ereignis des Blasseneck-„Porphyroids“ folgendermaßen vorstellen (Abb. 18):

Aus den Abbildungen 2 und 3 geht hervor, daß sowohl unter als auch über dem Blasseneck-„Porphyroid“ Metapyroklastit-Lagen liegen. Daraus kann man schließen, daß die Metapyroklastit-Lagen unter dem Blasseneck-„Porphyroid“ erste subaerische Ausbrüche signalisieren, die danach wieder aufhörten (Abb. 18-1). Eine Ruhepause in der Förderung vulkanischen Materials stellen dann die über den Metapyroklastiten liegenden Metaklastite dar, während welcher das Vulkangebäude zum Teil abgetragen wurde und die Abtragungsprodukte unter marinen Verhältnissen aufgearbeitet wurden (Abb. 18-2). Zur Zeit dieser Ruhepause steigerte sich der Innendruck der im Untergrund liegenden Magmakammer so lange, bis eine Aufwölbung des Daches und damit verbundene Spaltenbildung erfolgen konnte. Sobald die Spaltenbildung erfolgt war, stellten sich erneute außerordentlich heftige Ignimbrit-Eruptionen ein, die durch den Blasseneck-„Porphyroid“ repräsentiert werden (Abb. 18-3). Die Glutwolken fanden eine sehr weite Verbreitung, weshalb der Blasseneck-„Porphyroid“ auch als „Leitgestein“ für das obere Ordovizium gelten kann. Ignimbrite breiten sich mit hohen Geschwindigkeiten über große Entfernungen aus und können sich dabei auch teils auf der Wasseroberfläche dahinschießend, teils submarin ableitend weiterbewegen (FRANCIS, 1985; FRANCIS & SELF, 1985; CAS & WRIGHT, 1987, S. 283). Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß dem Blasseneck-„Porphyroid“ ähnliche Ablagerungen auch in der westlichen Grauwackenzone und in den Karnischen Alpen vorkommen, zumal auch verschiedene etwa gleich alte Ignimbrit-Eruptionen in demselben geotektonischen Raum auftreten können wie das auch aus der „Basin and Range“-Provinz bekannt ist. Eine Caldera-Bildung setzte nach dem Ende der Ignimbrit-Eruptionen ein, weil das Dach über der entleerten Magmakammer einbrach (Abb. 18-4). Nachfolgende kleinere Eruptionen förderten dann die Metapyroklastit-Lagen, die in die über dem Blasseneck-„Porphyroid“ liegenden klastischen Lagen eingeschaltet sind (Abb. 18-5 und 18-6).

Die im Untergrund liegende Magmakammer war zorniert, da der Blasseneck-„Porphyroid“ dazitische, rhyodazitische und rhyolithische Glieder umfaßt. Ob die selten auftretenden Trachyandesite aus derselben Magmakammer stammen wie die übrigen Glieder, ist nicht mit Sicherheit zu sagen. Nach SMITH (1979) bestehen Zusammenhänge zwischen der Größe einer Cal-

dera, dem Volumen und der chemischen Zusammensetzung der Förderprodukte. Je größer das Volumen der Förderprodukte war desto größer war auch die Caldera. Dabei kann man hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung der Förderprodukte eine gewisse Systematik erkennen: Ausgesprochen bimodale Serien mit etwa gleichen Anteilen an Basalt und Rhyolith werden aus kleinen Magmakammern gefördert, während einheitlich zusammengesetzte rhyolithische Förderprodukte aus sehr großen Magmakammern stammen. Die Größen der Magmakammern schwanken dabei zwischen 10 und 1000 km³ und werden umso größer je geringer der Anteil an basischen Förderprodukten ist. Da der Blasseneck-„Porphyroid“ vorwiegend dazitisch bis rhyolithisch zusammengesetzt ist, läßt sich daraus schließen, daß die Magmakammer eine mittlere Größe hatte. Genauere Angaben über die Größe der Magmakammer und der Caldera könnten Berechnungen über das Volumen des Blasseneck-„Porphyroids“ erbringen.

Dank

Für hilfreiche Diskussionen danken wir Herrn Prof. Dr. W. FRISCH, Prof. Dr. H. PICHLER, Herrn Dr. L. RATSCHBACHER (Tübingen) und Herrn Univ.-Doz. Dr. H.P. SCHÖNLAUB (Wien). Die chemischen Analysen wurden im geochemischen Zentrallabor der Geowissenschaftlichen Fakultät Tübingen von Frau G. BARTHOLOMA unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. M. SATIR (Tübingen) ausgeführt. Die Fürst Liechtenstein'sche Forstdirektion in Kalwang unterstützte uns mit Rat und Tat. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte die Untersuchungen durch die Gewährung einer Sachbeihilfe. Für alle diese Hilfe sei vielmals gedankt.

Literatur

- ATWATER, T. (1970): Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 3513–3536.
- BEST, M.G., CHRISTIANSEN, E.H. & BLANK, R.H. (1989): Oligocene caldera complex and calc-alkaline tuffs and lavas of the Indian Peak volcanic field, Nevada and Utah. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, 1076–1090.
- CAS, R.A. & WRIGHT, J.V. (1987): Volcanic successions – modern and ancient. – 528 S., London (Allen & Unwin).
- COX, K.G., BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979): The interpretation of igneous rocks. – 450 S., London (Allen & Unwin).
- CRECRAFT, H.R.; NASH, W.P. & EVANS, S.H. (1981): Late Cenozoic volcanism at Twin Peaks, Utah: geology and petrology. – *J. Geophys. Res.*, **86**, 10303–10320.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H.P. (1978): Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **69**, 77–88.
- EWART, A., TAYLOR, S.R. & CAPP, A.C. (1968): Geochemistry of pantellerites of Mayor Island, New Zealand. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **17**, 116–140.
- EWART, A. (1979): A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary – Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. – In: BARKER, F. (Hrsg.): *Trondhjemites, dacites and related rocks.* – S. 13–121, Amsterdam (Elsevier).
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 257–303.

- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1978): Identification and discrimination of altered and metamorphic volcanic rocks using immobile elements. – *Chem. Geol.*, **21**, 291–306.
- FRANCIS, P. (1985): Riesen Calderas: Zeugen verheerender Vulkan ausbrüche. – In: *Vulkanismus*. – S. 78–90, Spektrum der Wissenschaft, Heidelberg.
- FRANCIS, P. & SELF, St. (1985): Der Ausbruch des Krakatau. – In: *Vulkanismus*. – S. 56–68, Spektrum der Wissenschaft, Heidelberg.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER, M., BRÜCKMANN, W. & HAISS, N. (1987): Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P.: Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain belts. – S. 209–226, Alfa, Bratislava.
- GREENE, R.C. (1973): Petrology of the welded tuff of Devine Canyon, southeastern Oregon. – *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **797**, 1–26.
- HAMILTON, W. (1987): Crustal extension in the Basin and Range Province, southwestern United States. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **28**, 155–176.
- HAUSER, L. & FELSER, K.O. (1938): Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiete der Kaintaleckschollen. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **88**, 217–259.
- HEINISCH, H. (1980): Der ordovizische „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – 253 S., Unveröff. Diss. Univ. München.
- HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **124**, 1–109.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K. (1982): Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1982**, 211–239.
- HOMANN, O. (1955): Der geologische Bau des Gebietes Bruck a.d. Mur – Stanz. – *Mitt. Mus. Bergb. Geol. Joanneum*, **14**, 3–46.
- KRETZSCHMAR, Th. (1989): Zur Petrographie und Geochemie des Blasseneck-„Porphyroids“ am Leobner (Steiermark, Österreich). – 91 S., Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen.
- LANGER, V. (1987): Stratigraphie, Petrographie und Geochemie der Norischen Decke nördlich von Kalwang. – 87 S., Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen.
- LEAT, P.T., JACKSON, S.E., THORPE, R.S. & STILMAN, C.J. (1986): Geochemistry of bimodal basalt – subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the southern British Caledonides. – *J. Geol. Soc. London*, **143**, 259–273.
- LOESCHKE, J. (1977): Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. – *Z. dt. geol. Ges.*, **128**, 185–207.
- LOESCHKE, J. (1989): Lower Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – *Geol. Rdsch.*, **78**, 599–616.
- MAHOOD, G.A. (1981): Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra la Primavera, Jalisco, México. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 129–149.
- MASON, B. & MOORE, C.B. (1982): Principles of geochemistry. – 350 S., New York (John Wiley).
- METZ, K. (1967): Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Oberzeiring – Kalwang. – Wien (Geol. B.-A.).
- MIYASHIRO, A. (1978): Nature of alkalic volcanic rock series. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 91–104.
- NEUBAUER, F. (1985): Eine präoberordovizische Transgression in der Grauwackenzone (Ostalpen) und ihre Bedeutung für paläozoische Geodynamik und alpidischen Deckenbau. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1985**, 46–64.
- NIEVOLL, J. (1983): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen in der Grauwackenzone bei Veitsch (Steiermark). – 150 S., Unveröff. Diss. Univ. Graz.
- NORRISH, K. & CHAPPEL, B.W. (1977): X-ray fluorescence spectrometry. – In: Zussman, J. (Hrsg.): *Physical methods in determinative mineralogy*. – S. 201–277, London (Academic Press).
- PEARCE, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: THORPE, R.S. (Hrsg.): *Andesites. Orogenic andesites and related rocks*. – S. 525–548, New York (John Wiley).
- PEARCE, J.A. (1983): A "user's" guide to basalt discrimination diagrams. – 37 S., Unveröff. Ber., The Open University, Milton Keynes.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – *J. Petrol.*, **25**, 956–983.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 207–220.
- RATSCHBACHER, L. (1984): Beitrag zur Gliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **127**, 423–453.
- SAWKINS, F.J. (1984): Metal deposits in relation to plate tectonics. – 325 S., Berlin (Springer).
- SCHÄFFER, U. & TARKIAN, M. (1984): Die Genese der stratiformen Sulfidlagerstätte Kalwang (Steiermark), der Grünsteinserie und einer assoziierten silikatreichen Eisenformation. – *Tschermaks. Min. Petr. Mitt.*, **33**, 169–196.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **124**, 361–423.
- SCHOLZ, Chr., BARAZANGI, M. & SBAR, M. (1971): Late Cenozoic evolution of the Great Basin, Western United States, as essential interarc basin. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 2979–2990.
- SHAW, D.M. (1972): The origin of the Apsley Gneiss, Ontario. – *Can. J. Earth Sci.*, **9**, 18–34.
- SMITH, R.L. (1979): Ash-flow magmatism. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **180**, 5–27.
- STRECK, M. (1989): Die Norische Decke; Eine geologische Aufnahme unter besonderer Berücksichtigung ihrer Vulkanite (Kalwang, Steiermark, Österreich). – 148 S., Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Tübingen.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Leventia Nappe, Swiss Alps and its geological significance. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **56**, 641–647.
- WILSON, M. (1989): *Igneous petrogenesis*. – 466 S., London (Unwin Hyman).
- WINKLER, H.G.F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. – 348 S., Berlin (Springer).

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. März 1990.

Die petrogenetische Deutung der Zirkonmorphologie einiger porphyritischer Ganggesteine der östlichen Zentralalpen

Von PETER TONDAR, ANDREAS NEUMAIR & GEORG TROLL*)

Mit 16 Abbildungen, 2 Tabellen und 3 Tafeln

*Osttirol
Südtirol
Zentralalpen
Ganggesteine
Zirkon
Zirkontypologie
Zirkonmorphologie*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 171, 179*

Inhalt

Zusammenfassung	365
Abstract	365
1. Einführung	365
2. Die Zirkonuntersuchungen	367
2.1. Aufbereitung und Präparation	367
2.2. Zirkontypologie	368
2.3. Durchlichtbeobachtungen	370
2.4. Kristalllängen und -breiten	372
3. Ergebnisse	373
4. Interpretation	377
Dank	377
Literatur	384

Zusammenfassung

Vier tonalitische bis granitische kalkalkalische Ganggesteine aus den Ostalpen können aufgrund von Durchlicht- und rasterelektronenmikroskopischen Beobachtungen ihrer Zirkonpopulationen als Mantelmaterial, das Kruste assimilierte, eingestuft werden. Während der magmatischen Entwicklungsphasen bis zur Erstarrung der Ganggesteine entstanden Zirkonpopulationen, die sich in ihren Außenflächenverhältnissen und Innenbau unterscheiden. Dies läßt auf unterschiedliche Geneseverläufe (Magmenentwicklung und Abkühlung) schließen. Aufgenommene populationsfremde Zirkone (z.B. Nebengesteinszirkone) wurden nicht gesichtet. Ein Flasergrneis aus dem Altkristallin der Sesvennagruppe (westliche Öztaler Masse) konnte mit denselben Methoden als anatektisches Material (ehemaliger S-Typ Granit) identifiziert werden.

Petrogenetic Interpretation of Zircon Morphology of a few Porphyritic Dykes in the Eastern Central Alps

Abstract

Zircon investigations on four different calc-alkaline dykes of tonalitic to granitic composition from the Eastern Alps determine a mantle and crustal origin. Scanning electron microscope and polarizing microscope observations are statistically

evaluated. Evolution til solidification produced zircon populations varying in morphology and interior structure. This suggest a different genesis of these dykes in magma development and cooling. Host rock zircons are not observed. A leucogneiss out of the Altkristallin of the Sesvenna Group (western Öztal mass) is identified as anatectic material (formerly S-type granite).

1. Einführung

Das Altkristallin der zentralen Ostalpen (= „South Upper Austroalpine“ nach FRANK, 1987) wird von zahlreichen Gängen mit basaltischer bis granitischer Zusammensetzung durchschlagen (TROLL et al., 1988). Für die Mehrzahl wird ein oligozänes Intrusionsalter angenommen (BECCALUVA et al., 1979), mit einem K-metasomatisch verändertem Mantelmaterial und einem nicht bekannten Prozentsatz an assimilierter Kruste als Ursprungsmagma (BECCALUVA et al., 1983; PURTSCHELLER & MOGESSIE, 1988; TROLL et al. 1988).

Von vier Ganggesteinen aus verschiedenen Gebieten des Altkristallins (Abb. 1, Tab. 1) wurden die Zirkone untersucht: ein feinkörniger Mikrogranitporphyrit und ein Granodioritporphyrit, beide aus der westlichen Öztaler Masse (Sesvennagruppe) und zur Rojener Gangschar gehörend (TROLL et al., 1988), ein mittel- bis grobkörnige Tonalitporphyrit aus dem Campo- (siehe auch ZANETTIN-LORENZONI 1964) und einer aus dem De-

*) Anschrift der Autoren: Dipl.-Min. PETER TONDAR, Dipl.-Geol. ANDREAS NEUMAIR, Univ.-Prof. Dr. GEORG TROLL, Institut für Petrographie und Mineralogie der Universität, Theresienstr. 41, D-8000 München 2.

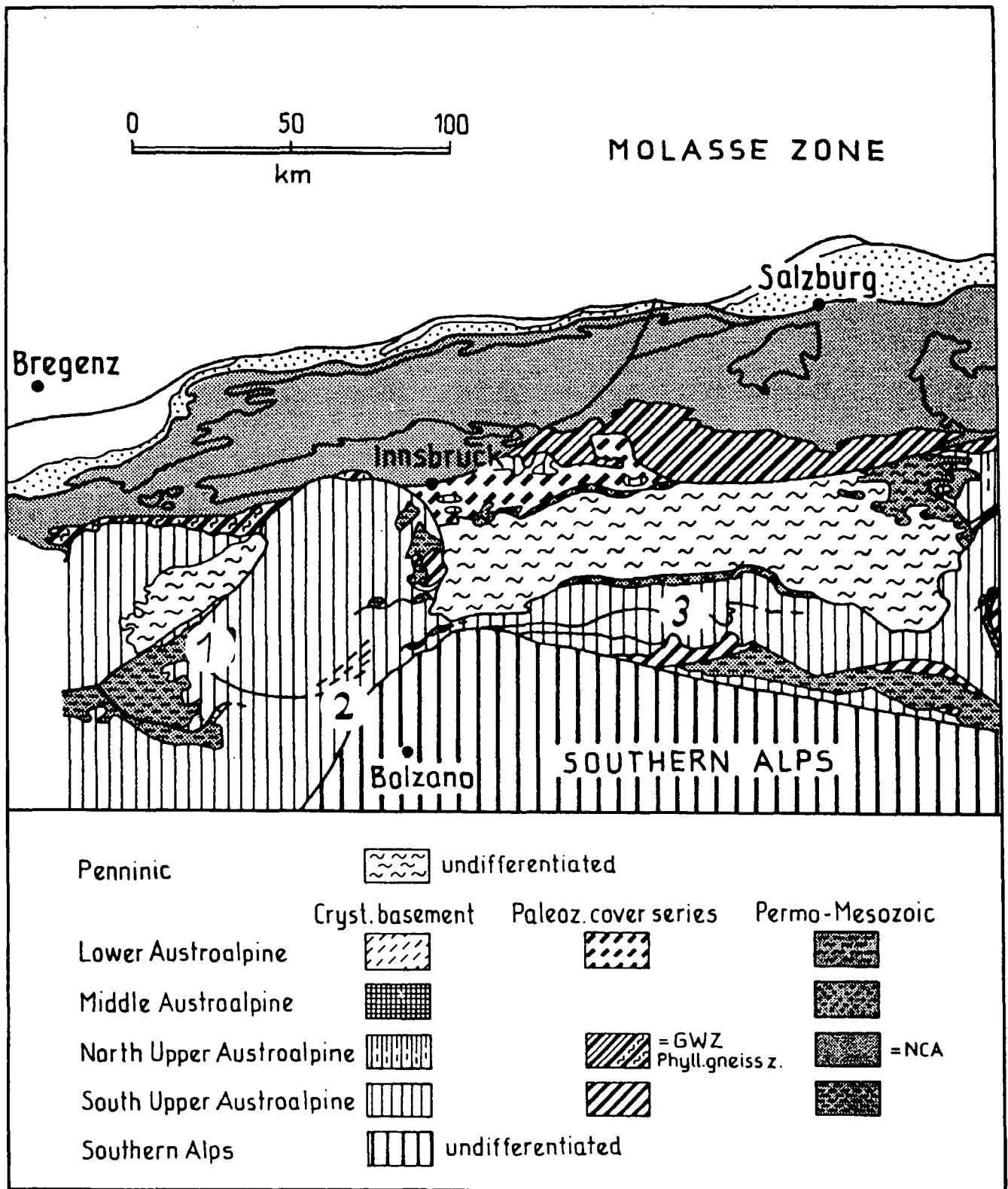


Abb. 1. Schematische Karte der tektonischen Einheiten in den östlichen Zentralalpen (aus W. FRANK, 1987, Fig. 9) mit den Probenahmegebieten 1 (westliche Ötztal-masse), 2 (Campokristallin bei Meran) und 3 (Iseltal im Deferegggen-Schoberkristallin).

Deferegggen-Schober-Kristallin (siehe auch AMARANTIDIS 1985). Letzterer dürfte oligozänes Alter besitzen (BORSI et al., 1978). Um aufgenommene Nebengesteinszirkone in den Gängen identifizieren zu können, haben wir einen Flasergneis aus dem Probengebiet 1 (Abb. 1) miteinbezogen.

Die Ganggesteine zeigen Auswirkungen spätmagmatischer Alteration: Serizitisierung der Feldspäte, Chloritisierung von Hornblenden und Biotiten (NEUMAIR, & TROLL, 1989). Nach dem Chemismus handelt es sich durchwegs um kalkalkalische Magmatite (Tab. 1 und Abb. 2), wie sie als periadriatische Intrusivgesteine in

Tabelle 1.
Geochemie der untersuchten Gesteine (gemessen mit Röntgenfluoreszenzspektrometer).
LOI = Glühverlust, FeO* = Gesamteisen.

Probe	6	9790	9953	10174	8903
SiO ₂	75,70	74,77	74,33	60,07	60,57
TiO ₂	0,07	0,03	0,17	0,68	0,71
Al ₂ O ₃	13,22	14,65	13,68	17,63	17,17
FeO*	1,08	0,97	1,68	5,50	6,06
MnO	0,04	0,04	0,03	0,10	0,12
MgO	0,13	0,13	0,30	2,51	2,66
CaO	0,48	0,44	0,86	6,16	6,15
Na ₂ O	3,49	4,53	3,50	2,62	2,58
K ₂ O	4,63	4,01	4,74	2,31	2,49
P ₂ O ₅	0,46	0,13	0,12	0,24	0,24
LOI	0,96	0,90	1,12	1,87	0,78
Summe	100,26	100,60	100,53	99,69	99,53

den Ostalpen häufig sind (GIZYCKI, 1977). Die Nebengesteine, Schiefer und Paragneise mit wahrscheinlich oberproterozoischem Sedimentationsalter (SÖLLNER & HANSEN, 1987) und kaledonische Orthogneise (BORSI et al., 1980), sind durch eine druckbetonte amphibolitfaziale Metamorphose am stärksten überprägt worden.

Von den fünf Gesteinen wurden Zirkone separiert und jeweils drei Untersuchungsverfahren unterworfen:

- der zirkontypologischen Untersuchung gemäß PUPIN & TURCO (1972, 1972a, 1975, 1980, 1981, 1985), modifiziert mit dem REM,
- der Durchlichtbeobachtung (Zonarbau, Einschlüsse etc.) und
- der Längen- und Breitenmessung.

Ziel dieser Zirkonuntersuchungen ist es, den Gang der Gesteinsgenese zu aufzuklären. Dazu wurden folgende Fragestellungen die Zirkone betreffend bearbeitet:

- Welche Informationen bietet der Zirkon bei der Untersuchung mit Rasterelektronen- und Polarisationsmikroskop?
- Wie ist es möglich, diese Informationen darzustellen?
- Wie genau lassen sich Zirkonpopulationen voneinander unterscheiden?
- Führen die Ganggesteine Nebengesteinszirkone?

Tabelle 2.
Probenverzeichnis.

Probenr.	Gestein	Vorkommen	Koordinaten
6	Flasergneis	Fallungtal	
		oberer Vintschgau, Südtirol:	10°22'50" 46°45'45"
9790	Mikrogranitporphyrit	Griankopf	
		oberer Vintschgau, Südtirol:	10°26'46" 46°46'25"
9953	Granodioritporphyrit	Elferspitze	
		oberer Vintschgau, Südtirol:	10°29'30" 46°46'40"
10174	Tonalitporphyrit	Straße Töll-Quadrathöfe	
		unterer Vintschgau, Südtirol:	11°05'25" 46°40'25"
8903	Tonalitporphyrit	Steinbruch Pölland	
		Iseltal, Osttirol:	12°43'20" 46°50'20"

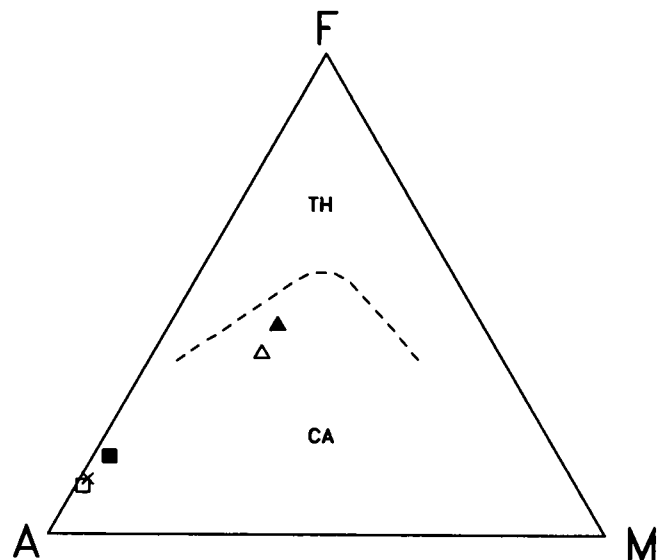


Abb. 2.

AFM-Diagramm (nach IRVINE & BARAGAR, 1971) der untersuchten Gesteine. x = Flasergneis, Sesvonnagruppe; ▲ = Tonalitporphyrit, Töll; △ = Tonalitporphyrit, Iseltal; □ = Mikrogranitporphyrit, Sesvonnagruppe; ■ = Granodioritporphyrit, Sesvonnagruppe; - - - = Grenzlinie zwischen kalkalkalischen (CA) und tholeiitischen (TH) Trends (nach RICKWOOD 1989).

2. Die Zirkonuntersuchungen

2.1 Aufbereitung und Präparation

Der Gang der Aufbereitung ist einfach: zuerst Zerkleinern im Stahlmörser auf <0,5 mm, dann Schwermmineraltrennung auf dem Stoßherd, anschließendes Bad in konzentrierter Salzsäure und letztlich Entfernen der magnetischen Minerale mit dem FRANTZ-Magnetscheider (Isodynamic Separator Model L-1, USA) in stärkster Einstellung (dabei wird auch Xenotim extrahiert!). Im verbleibenden unmagnetischen Rest ist Zirkon genügend angereichert, um in zwei Arten von Streupräparaten visuell auswertbar zu sein: Eines dient der Durchlichtbeobachtung einschließlich der Längen- und Breitenmessung, wozu die Zirkone auf einem Glasobjektträger in Immersionsöl (n = 1,96) eingebettet wurden, das Zweite, bei dem die auf einem Metallplättchen aufgetragenen Zirkone mit Gold bedampft wurden, wird für die rasterelektronenmikroskopische Trachtbestimmung benötigt.

2.2. Die Zirkontypologie

Die Untersuchungen gemäß PUPIN & TURCO (1972, 1975, 1980, 1981, 1985) haben wir mit dem Rasterelektronenmikroskop durchgeführt. Nach unseren Erfahrungen ist es nicht möglich, sehr schmal entwickelte Flächen (s.a. Tafel 3) mit Lichtmikroskopen festzustellen.

Die untersuchten Zirkone zeigen, soweit idiomorph ausgebildet, lediglich die vier üblichen verschiedenen Flächen: Die beiden Prismen (100) und (110) und die zwei Pyramiden (101) und (211) (indiziert nach CARUBA & TURCO 1971).

Typologisch klassifiziert wurden die gesichteten Zirkone gemäß dem von PUPIN et al., (s.o.) entwickelten Diagramm (Abb. 3). In diesem ist in horizontaler Richtung das Verhältnis der Pyramidenflächen zueinander angetragen. PUPIN zeigt, daß deren relatives Größenverhältnis vom Magmenchemismus abhängt: in aluminumbetonten Magmen entwickeln sich bevorzugt die auf der linken Diagrammseite dargestellten (211)-, in alkalibetonten Magmen die rechts erfassten (101)-Pyramiden.

In vertikaler Richtung ist das Verhältnis der Prismenflächen (100) und (110) angetragen, welchem PUPIN

(1972) eine quantifizierte Thermometerfunktion zuordnen konnte: Je mehr sich (100) entwickelt und (110) zurücktritt, umso höher war die Temperatur des die Prismenflächen generierenden Magmas (Abb. 3).

Für die Diagramme von Abbildung 4 wurden im REM die Streupräparate zeilenweise nach 101 unzerbrochenen Zirkonen abgesucht und die Zirkone gemäß dem PUPIN-Diagramm klassifiziert. Beim Granodioritporphyr (Probe 9953) konnten wir lediglich 26 Zirkone auswerten. Die solcherart gewonnenen Häufigkeitsverteilungen der Besetzungsdichten im PUPIN-Diagramm (Abb. 4) stimmen gut mit den von PUPIN (1980 S. 214, 1985 S. 34) angegebenen typologischen Entwicklungstrends überein. Aus dem Gesteinschemismus läßt sich nur der kalkalkalische Charakter ablesen (Abb. 2), der für alle untersuchten Gänge zutrifft, aber keine Entwicklung zum Endprodukt konstruieren. So zeigen die PUPIN-Diagramme (Abb. 4) am Beispiel der Tonalitporphyrite (Probe 10174 und 8903) unterschiedliche Einträge trotz gleichartiger Petrographie und Geochemie (Tab. 1 und Abb. 2). Die untersuchten Proben ergeben für die Bildungsphasen der Außenflächen Magmentemperaturen von ca. 600–800°C. Sogar für den „Auswuchs“ der Häufigkeitsverteilung bei Probe 9790 nach

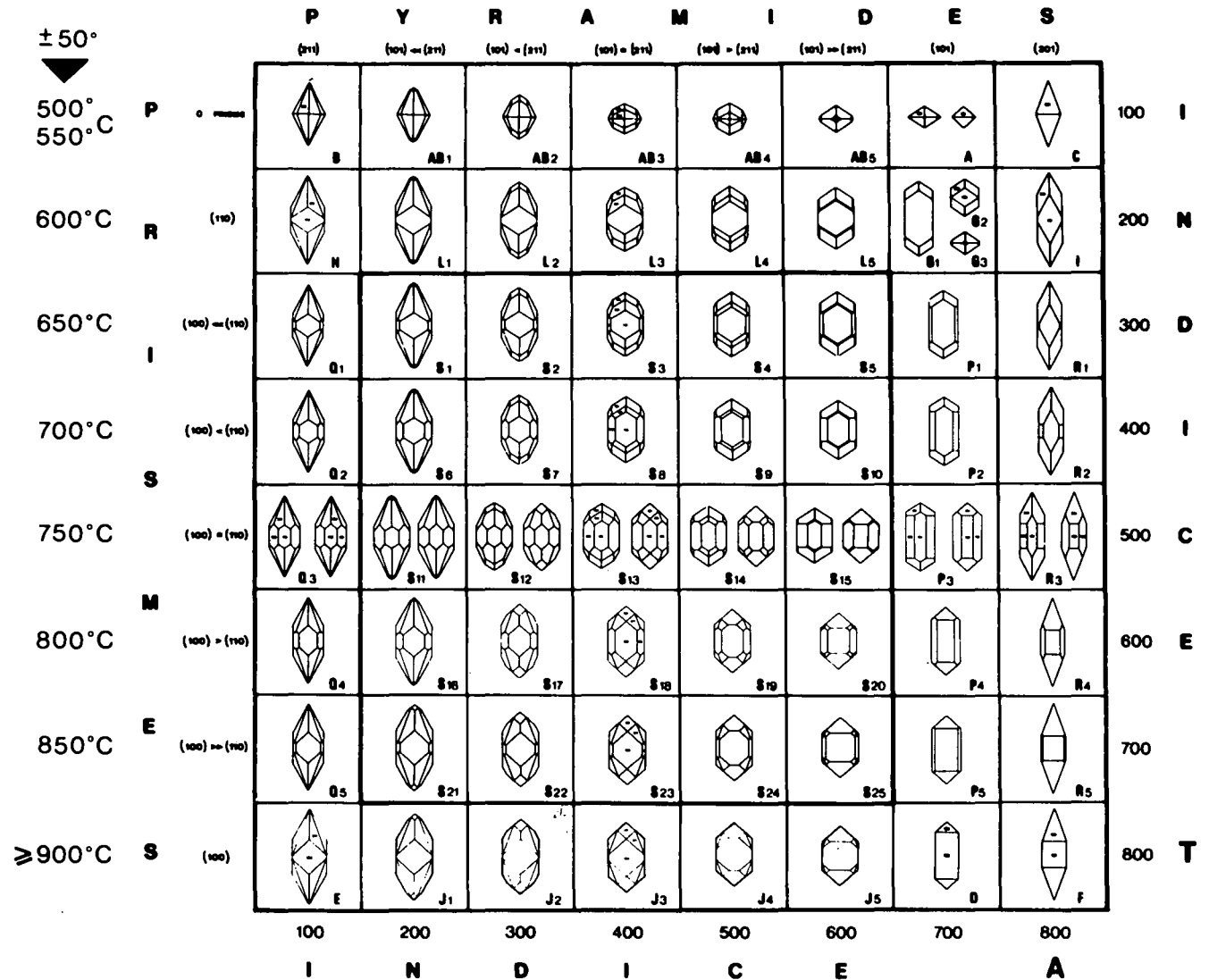
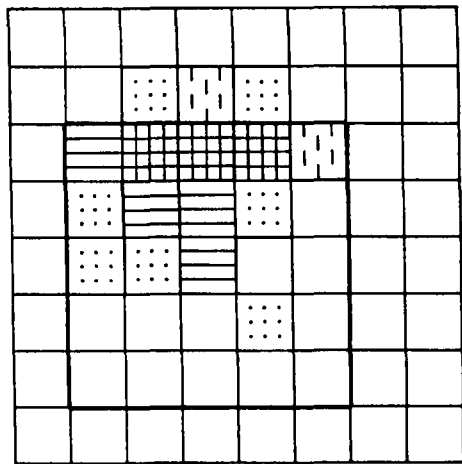
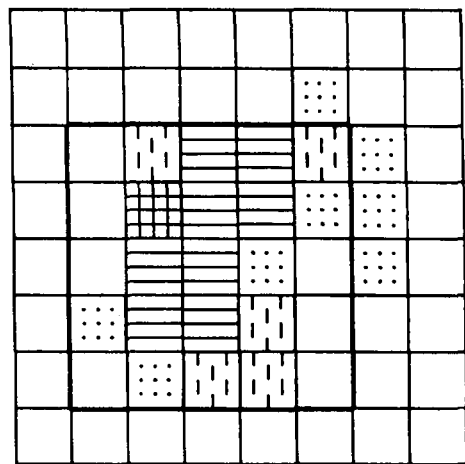


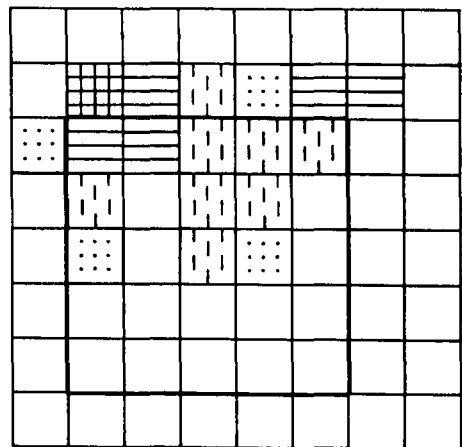
Abb. 3. Die grundlegenden Zirkontypen und Untertypen der typologischen Klassifizierung mit dem korrespondierenden geothermischen Maßstab. Aus PUPIN, & TURCO, 1981.



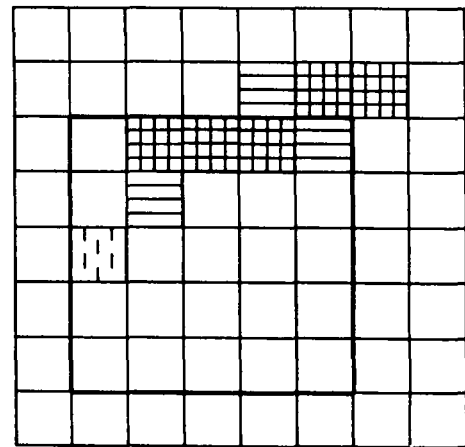
10174 (n = 101)
Tonalitporphyrit



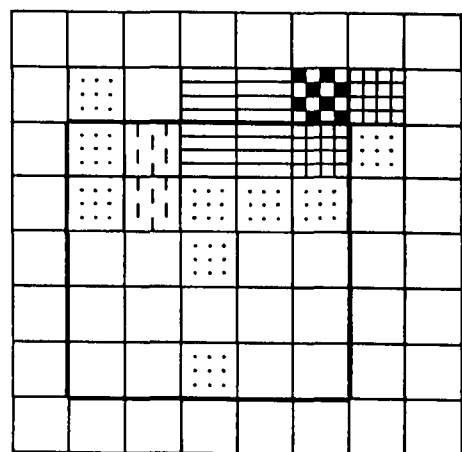
8903 (n = 101)
Tonalitporphyrit



9790 (n = 101)
Mikrogranitporphyrit



9953 (n = 26)
Granodioritporphyrit



6 (n = 101)
Flasergneis

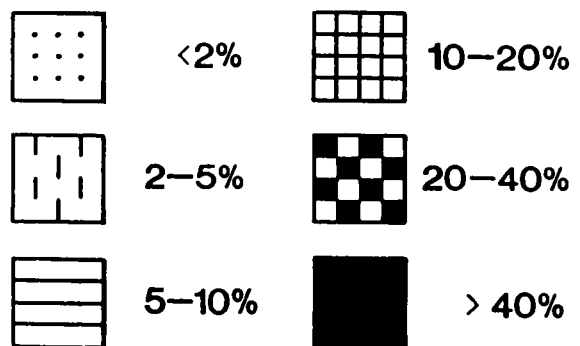


Abb. 4.
Die PUPIN-Diagramme der untersuchten Gesteine.

links oben (Abb. 4, Zirkontyp L1) wird im Weiteren dieses Berichtes (Kapitel 3) die Deutung gegeben.

2.3. Durchlichtbeobachtungen

Mit hochlichtbrechendem Einbettungsmittel ($n_{\text{Immersionsöl}} = n_{\text{Zirkon}}$) kann der gesamte Innenbau der Zirkone in seinem räumlichen Zusammenhang untersucht werden (siehe Tafel 1 und 2), was beim wesentlich aufwendigeren Kathodenlumineszenzverfahren nur in einer zweidimensionalen Schnittebene möglich ist. Für diese Untersuchungen haben wir ein konventionelles Polarisationsmikroskop verwendet.

Das Problem dieser Methode ist, die gefundenen Erscheinungen und Regelmäßigkeiten zu dokumentieren. Im Streupräparat einer Zirkonpopulation herrscht einerseits eine enorme Vielfalt von Erscheinungen – kein Zirkon gleicht dem anderen –, doch existierten andererseits populationsweit charakteristische, allgemein verbreitete Eigenheiten im Aufbau der Zirkone. Diese zur Charakterisierung geeigneten Merkmale sind aber bei verschiedenen Zirkonindividuen wiederum unterschiedlich ausgebildet. Die noch so genaue Untersuchung einzelner oder weniger, zufällig herausgegriffener Zirkone kann somit nicht für eine ganze Zirkonpo-

pulation repräsentativ sein. Erst die Untersuchung einer größeren Anzahl von Zirkonen (bei uns in der Regel 200 bis über 500) schafft Klarheit über die wirklich typischen Erscheinungen einschließlich ihres jeweiligen Ausbildungsspektrums innerhalb einer Population. Um diese Merkmale mit ihren verbreiteten Varianten jeweils fotografisch zu dokumentieren, sind viele Aufnahmen nötig. Dann kann der Leser selbst, gewiß schneller mit einer begleitenden Beschreibung, die immer wiederkehrenden charakteristischen Erscheinungen einer Zirkonpopulation mit ihrem Ausbildungsspektrum feststellen.

Eine andere Möglichkeit sind Zirkonzzeichnungen. In einer Zeichnung kann Wesentliches und Charakteristisches hervorgehoben werden. Aus den obenstehenden Ausführungen geht hervor, daß je Zirkonpopulation immer noch mehrere Zeichnungen nötig sind, um die verschiedenen Erscheinungen mit ihrem Ausbildungsspektrum abzudecken. Aber warum immer einen ganzen Zirkon zeichnen? In der Zeichnung eines viertel Zirkons läßt sich der gleiche Informationsgehalt unterbringen wie in der Zeichnung eines ganzen Zirkons (Abb. 5).

Damit können anstelle der Zeichnung eines ganzen Zirkons vier unterschiedliche Viertel dargestellt werden, die es leichter ermöglichen, in die verschiedenen Erscheinungen (mit ihrer Ausbildungsvielfalt) einer Zir-

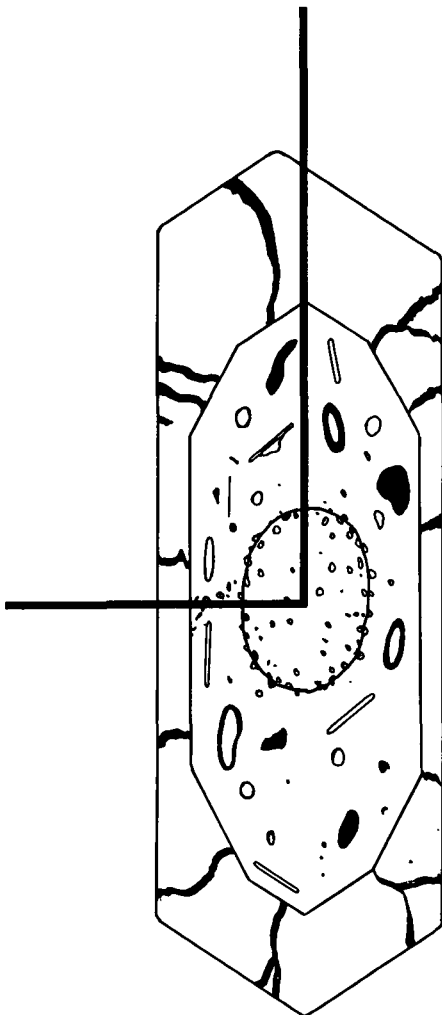


Abb. 5.
Die Zeichnung eines Zirkonviertels reicht aus, um den ganzen Zirkon darzustellen.
Blickrichtung senkrecht zur c-Achse.

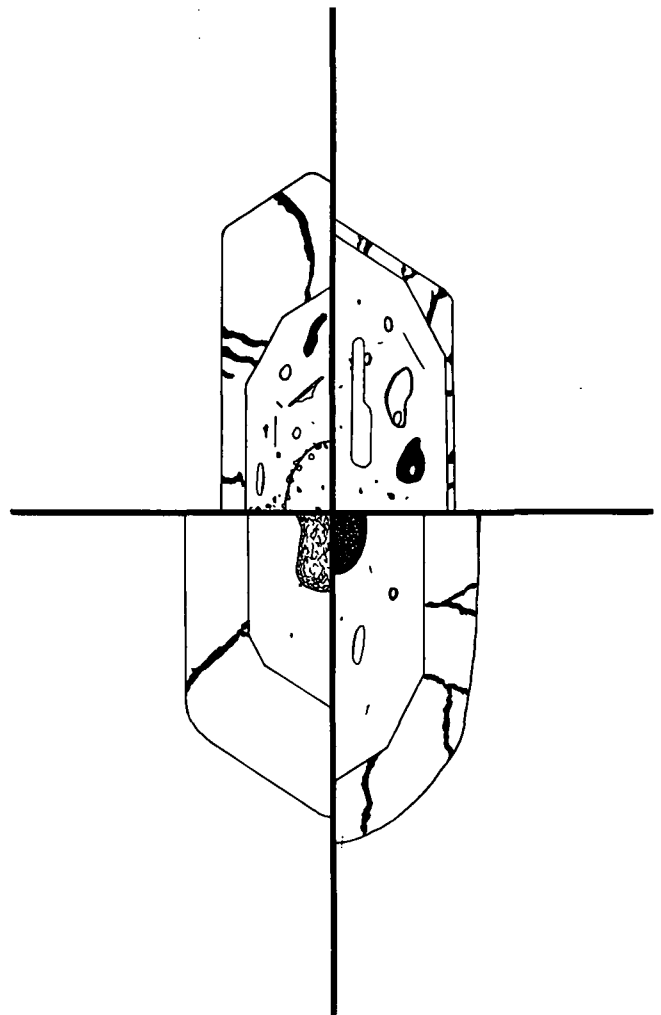


Abb. 6.
Konstruiertes Beispiel: Die Bandbreite der charakteristischen Erscheinungen einer Zirkonpopulation.

konpopulation Einblick zu gewähren (Abb. 6). Die Anzahl der zu zeichnenden Viertel richtet sich nach dem Bedarf der jeweils zu charakterisierenden Population.

Im Innenbau vieler Zirkonpopulationen sind, von innen nach außen fortschreitend, Schichten oder Hüllen unterscheidbar. Sie wurden offensichtlich zeitlich nach-

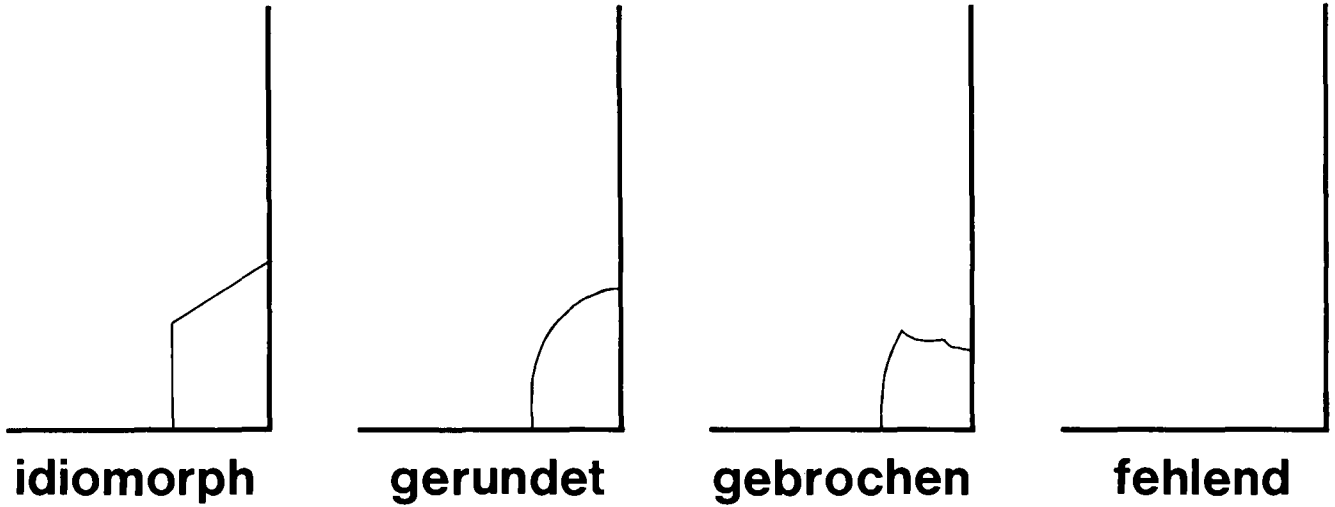


Abb. 7.
Die grundlegenden Kernbauformen.
Zwischenformen und Kombinationen sind ebenso möglich.

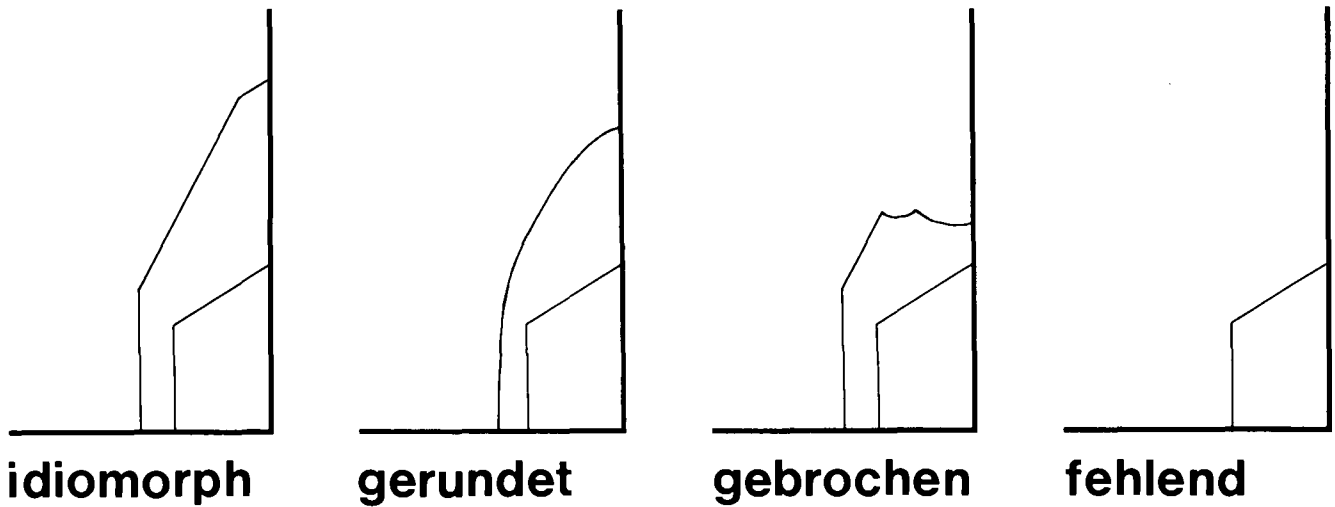


Abb. 8.
Für die Kernhülle(n) gilt der bei den Kernen (Abb. 7) angeführte Sachverhalt, weiterhin sind Kombinationen mit den restlichen Kernformen aus Abb. 7 ebenso möglich.

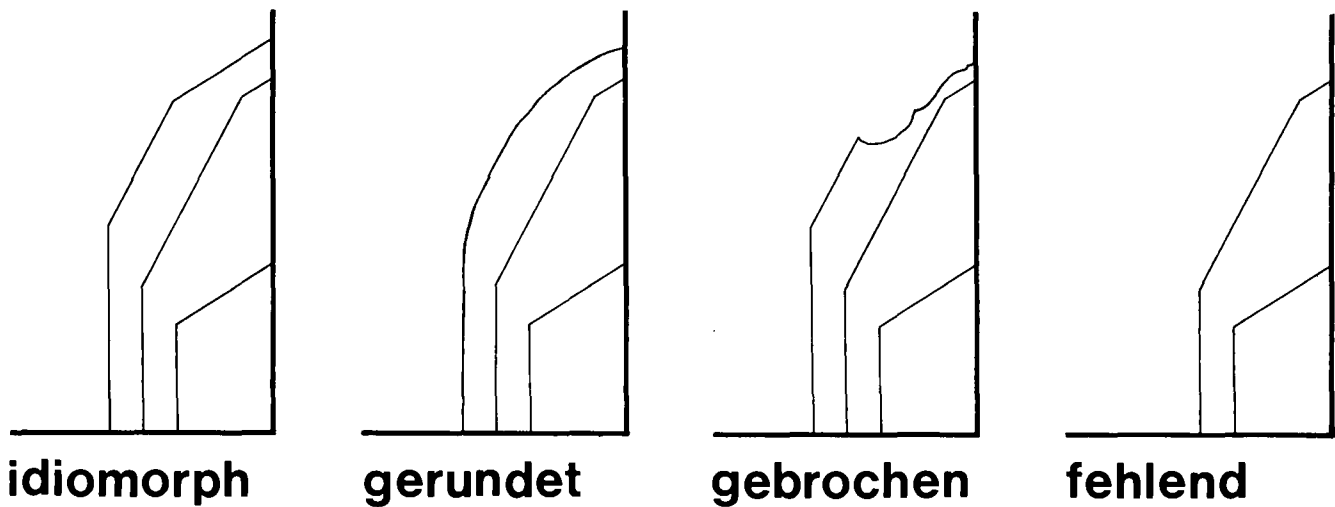


Abb. 9.
Auch bei der Außenhülle gilt: Alle Zwischenformen und volle Kombinationsfreiheit mit den bei Abb. 8 angeführten Erscheinungen sind möglich.

einander im Verlauf von hinzufügenden oder abtragenden Vorgängen gebildet bzw. geprägt.

Im Wesentlichen ist es möglich, die Grundzüge des Innenbaues der Zirkonpopulationen mit folgender Dreiteilung zu gliedern:

1. Kerne (Abb. 7)
2. Kernhülle(n) (Abb. 8)
3. Außenhülle (Abb. 9)

So eine Unterteilung ist nur bei Zirkonpopulationen anwendbar, die eine mehrphasige Genese durchlaufen haben, und wo Grenzen zwischen den Genesephasen sichtbar sind. In magmatischen und metamorphen Gesteinen sind diese Erscheinungen weit verbreitet. Sollte nur eine Phase erkennbar sein, umso einfacher ist die zeichnerische Darstellung. Fernerhin kann es schwierig bis unmöglich werden, eine Grenze zwischen Zonarbau (im Sinne sich innerhalb einer „Baueinheit“ rhythmisch wiederholende Veränderungen im Brechungsindex) und eigenständigen Genesephasen im Sinne obenstehender Gliederung zu ziehen.

Die in Abbildung 7 bis 9 definierten „Zirkonbaueinheiten“ können in wechselnder Intensität mit verschiedenen inneren Erscheinungen oder deren Kombinationen gefüllt sein. Die Abbildung 10 kann nur einen bei-

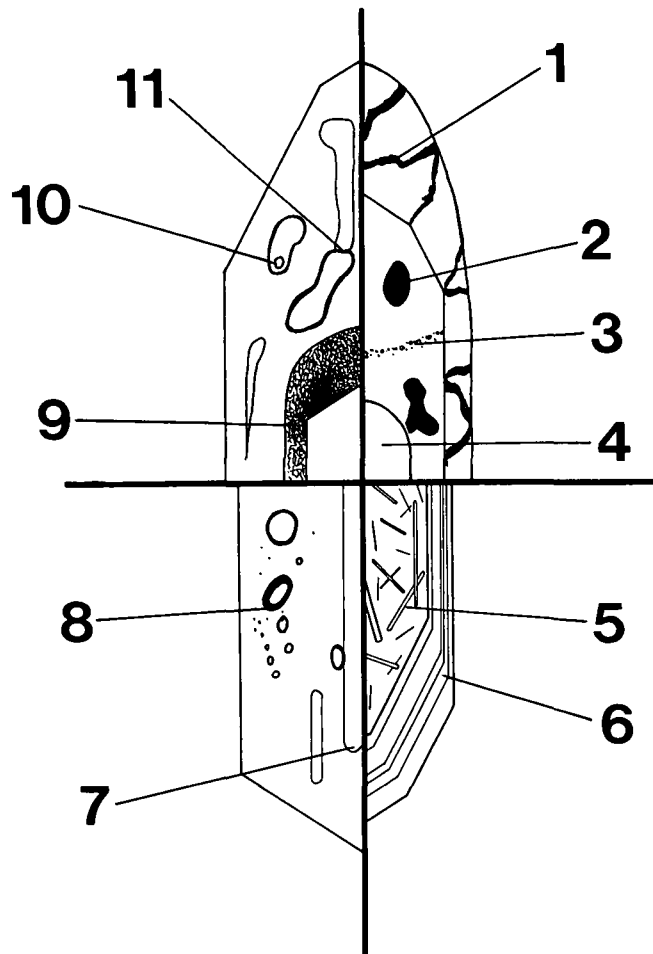


Abb. 10. Beispielhafte Darstellung von einigen verbreiteten Erscheinungen im Zirkoninneren.

1 = Risse; 2 = opake Einschlüsse; 3 = Bläschenbahnen markieren verheilte Risse; 4 = klare Zirkonsubstanz; 5 = nadelig-säulige Einschlüsse und Hohlformen verschiedener Größe; 6 = Zonarbau durch Wechsel im Brechungsindex; 7 = Hohlformen parallel c; 8 = Blasen; 9 = Trübung (Metamiktisierung?) ganzer Bereiche/partiell; 10 = Hohlformen mit Mehrphaseneinschlüssen; 11 = irreguläre Hohlformen.

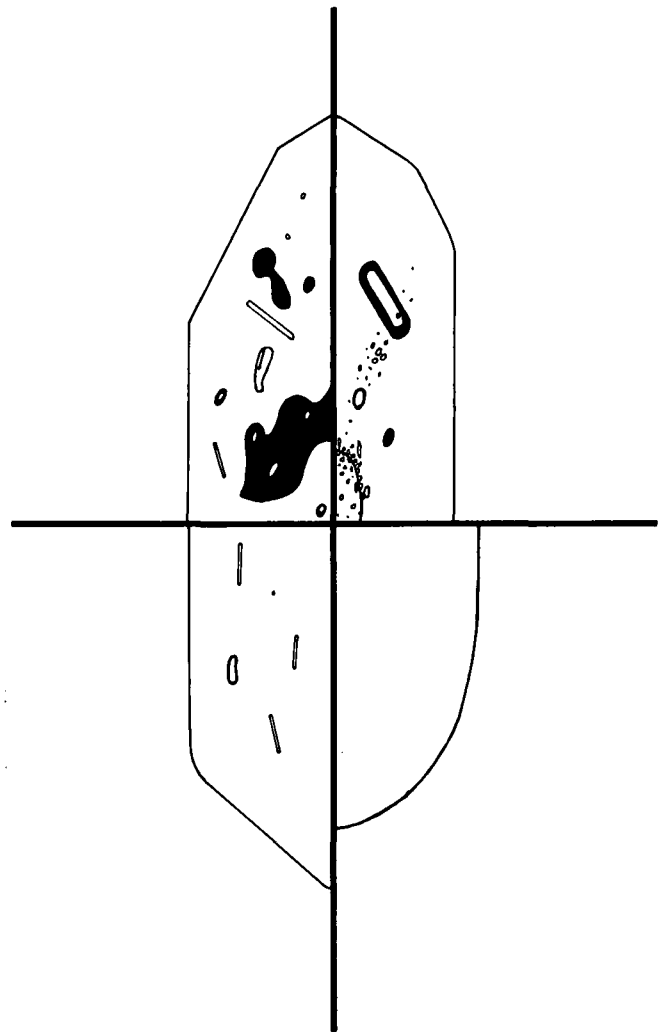


Abb. 11. Tonalitporphyritzirkone (10174).

- Kern: selten vorhanden.
 - Xenomorph-rundlich, klein gegenüber der Zirkonquerschnittfläche.
 - Klar, ± von Bläschen umrindet oder bläschengefüllt (Taf. 1, Fig. 1 und 2).
- Hülle: Idiomorph, z.T. gerundet.
 - Klar.
 - Sehr selten schwach zoniert (aber: Taf. 3, Fig. 1).
 - Einschlüsse (oft ganz fehlend oder nur wenige, selten zahlreich): Blasen aller Größen, unregelmäßige Hohlformen (selten mit Mehrphaseneinschlüssen) und stabförmige Einschlüsse in den verschiedensten Formen und Lagen.
 - Selten von kräftigen Rissen durchzogen (Taf. 1, Fig. 1 bis 3).

spielhaften Ausschnitt dessen zeigen, was die Natur zu bieten vermag.

Dementsprechend ergeben sich für die fünf untersuchten Zirkonpopulationen die Zeichnungen der Abbildungen 11 bis 15.

2.4 Kristalllängen und -breiten

Mit dem Durchlichtmikroskop wurden jeweils 200 unzerbrochene Zirkone vermessen und daraus die Elongationen berechnet. Zwischen den Häufigkeitskurven für Länge, Breite und Elongation der verschiedenen Populationen sind keine charakteristisch unterscheidenden Merkmale feststellbar. Somit lassen sich aus den Diagrammen der Abbildung 16 lediglich die Größenverhältnisse der Zirkonpopulationen entnehmen.

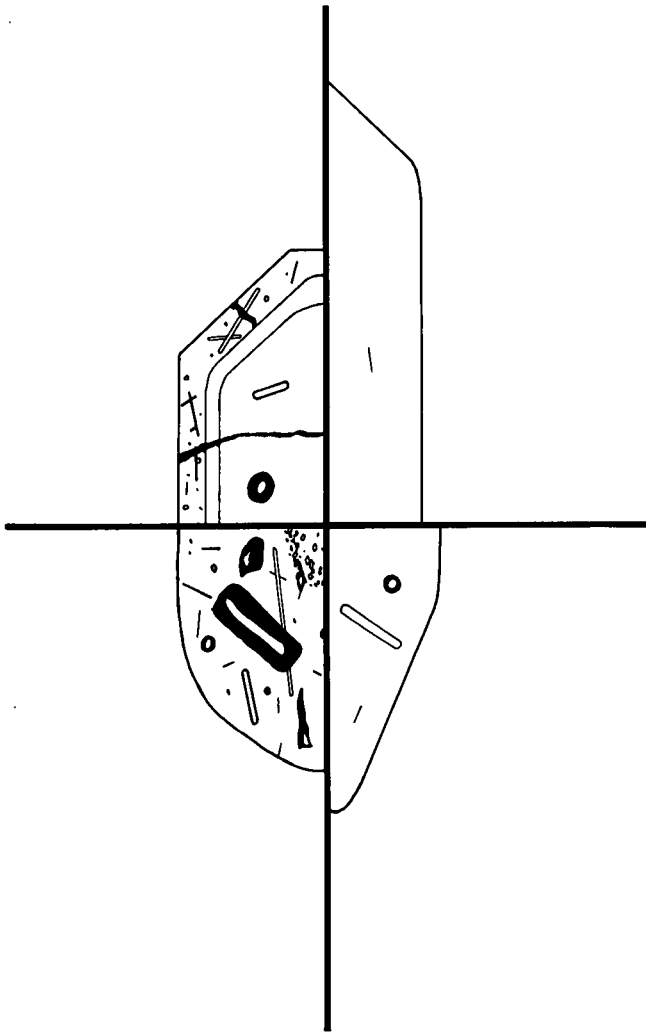


Abb. 12.
Tonalitporphyritzirkone (8903)

- Kern: selten vorhanden.
 - Xenomorph-rundlich, klein gegenüber der Zirkonquerschnittfläche.
 - Klar, von kleinen Bläschen umrandet oder bläschengefüllt (Taf. 1, Fig. 4).
- Hülle: idiomorph bis xenomorph.
 - Klar.
 - Zum Teil zoniert, einige bis wenige Zonen.
 - Einschlüsse: fehlend bis zahlreich, in verschiedensten Formen und Lagen: Blasen, Mehrphaseneinschlüsse, unregelmäßige Formen, stabförmige Einschlüsse.
 - Selten einige Risse (Taf. 1, Fig. 4 und 5).

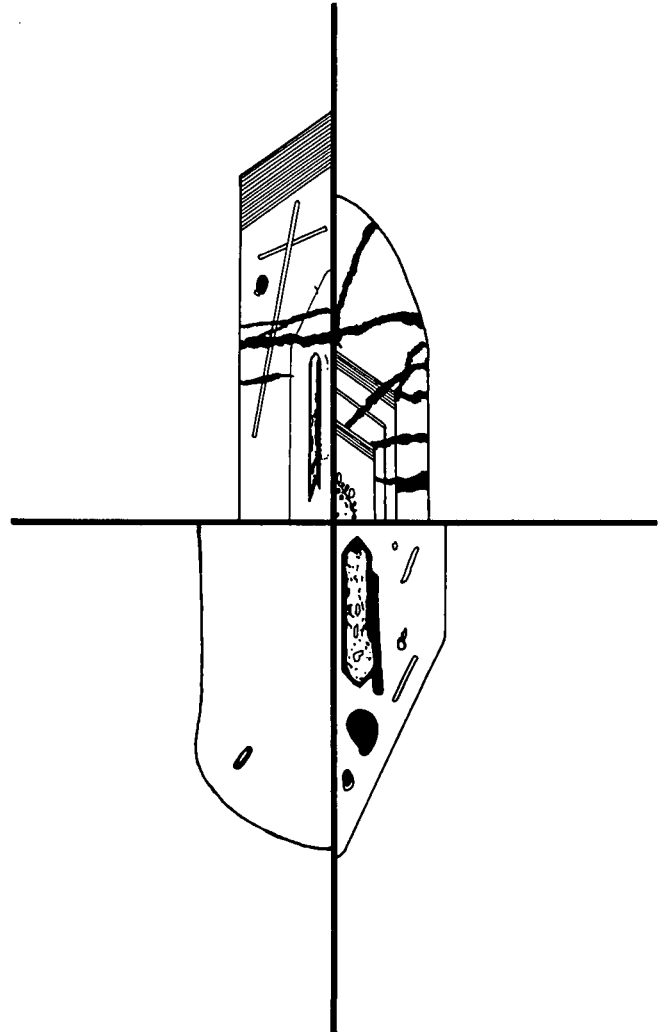


Abb. 13.
Mikrogranitporphyritzirkone (9790).

- Kern: selten vorhanden.
 - Fast immer gerundet, wenn idiomorph, dann mit ausgebildeten (101)-Pyramiden, (110)-Prismenflächen und mit dunklem, xenomorphem „Innenkern“ (Taf. 1, Fig. 6 und 7).
 - Meist klein gegenüber der Zirkonquerschnittfläche.
 - Klar.
- Kernhülle: fast immer ausgebildet.
 - Klar.
 - Fast immer idiomorph mit (211)- und (101)-Pyramidenflächen.
 - Häufig schwach zoniert mit bevorzugter (211)-Pyramide.
 - Einschlüsse (nicht immer vorhanden): xenomorphe Kerne, z.T. mit kleinen Bläschen umrandet; zuweilen große, längliche Hohlformen auf oder parallel der c-Achse; vereinzelt große Blasen und Hohlformen; stabförmige Formen, verschiedener Größen und Richtungen, z.T. auf Zonengrenzen.
 - z.T. rissig (Taf. 1, Fig. 6 bis 10).
- Außenhülle: teils vorhanden.
 - Idiomorph (überwiegend (101)- und (110)-Flächen), unterschiedlich mächtig ausgebildet.
 - Klar, kräftig mit (101)- und (110)-Flächen zoniert, häufig ausgeprägt mit Rissen durchsetzt (Taf. 1, Fig. 9 und 11).

3. Ergebnisse

Zirkon als eines der resistentesten Minerale kann prägende Vorgänge lange bewahren und gegebenenfalls akkumuliert aufzeichnen. Mit Durchlichtbeobachtungen läßt sich seine Bildung und Entwicklung zum Teil wieder ablesen. Zur Darstellung der morphologischen Charakteristika einer Zirkonpopulation mit typischen Eckpunkten ihrer Bandbreite ist die beschriebene Art der Zirkonzeichnung sehr gut geeignet. Fotos können diese Illustrationen belegen. Weiterhin lassen sich mit Fotos Phänomene dokumentieren, die in einer Abbildung der repräsentativen Erscheinungen mit ihrem jeweiligen Ausbildungsspektrum fehl am Platz sind. Die Durchlichtuntersuchung einer großen Anzahl von Zirkonen ermöglicht es weiterhin, Unterschiede sehr ähnlicher Populationen (hier die Tonalitporphyrite 10174

und 8903) genau herauszuarbeiten, da der Innenbau der Zirkone wichtig für genetische Aussagen ist.

Die Längen- und Breitenvermessung bietet relativ zum Meßaufwand gesehen wenig Informationen. Andererseits ist es zur Anfertigung einer repräsentativen Zirkonzeichnung ohnehin nötig, eine große Anzahl von Zirkonen eingehend zu studieren, so daß die vermessenen 200 Zirkone nicht umsonst angesehen wurden. Die in Abbildung 16 gewählte Darstellung gibt er-

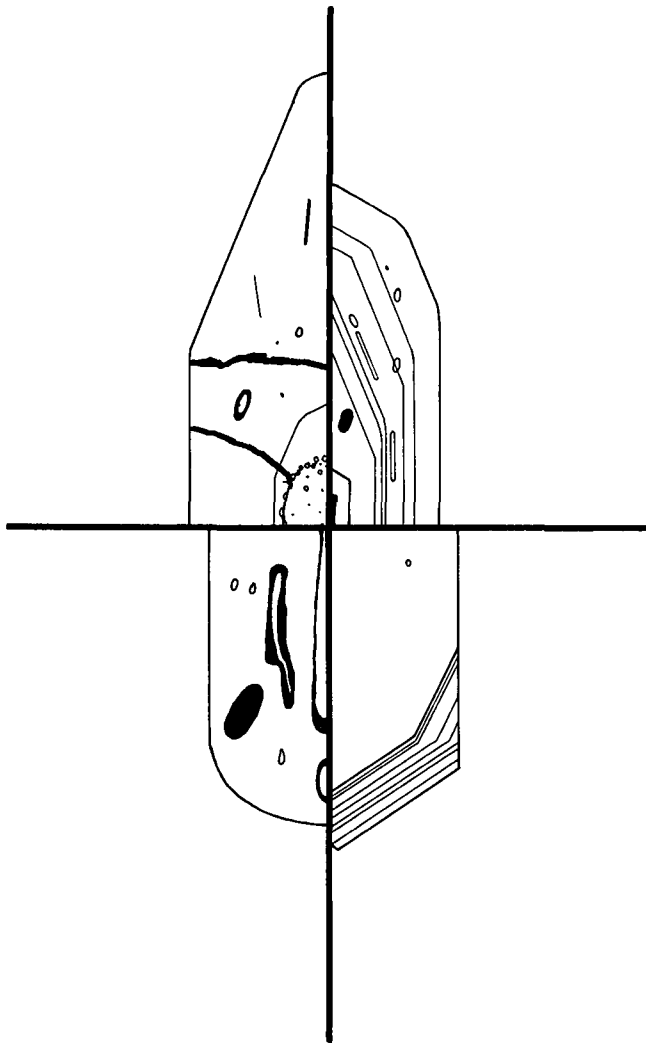


Abb. 14.
Granodioritporphyritzirkone (9953).

- Kern: selten vorhanden.
 - Xenomorph-rundlich, klein gegenüber der Zirkonquerschnittfläche.
 - Klar, ± von Bläschen umrindet.
- Hülle: idiomorph bis xenomorph.
 - Klar.
 - Selten zoniert, einige bis wenige Zonen, diese häufig kräftig mit (101)-Pyramiden ausgebildet.
 - Einschlüsse (z.T. fehlend, selten zahlreich): Blasen und unregelmäßige Hohlformen, selten mit Mehrphaseneinschlüssen; stabförmige Einschlüsse in verschiedensten Größen und Lagen.
 - z.T. von kräftigen Rißsystemen durchzogen (Taf. 2, Fig. 1 und 2).

gänzend zur allgemein verbreiteten Darstellung des Längen-Breitenverhältnisses die tatsächlichen Größenverhältnisse einer Zirkonpopulation an.

Die Untersuchung der Zirkonaußenflächen (Zirkontypologie) gemäß PUPIN & TURCO (1972, 1972a, 1975, 1980, 1981, 1985) haben wir mit dem Rasterelektronenmikroskop durchgeführt, weil nach unserer Erfahrung mit Lichtmikroskopen schmal entwickelte Flächen nicht mehr feststellbar sind. Die gefundenen Häufigkeiten sind in das von PUPIN & TURCO (1972, 1972a, 1975, 1980, 1981, 1985) publizierte Diagramm eingetragen (Abb. 4).

So können Untersuchungen, wie sie z.B. MAGER (1981) publizierte, mit diesen Methoden (REM- und Durchlichtauswertung) wesentlich präzisiert werden.

Die Gesteinsgenese hat die Zirkone mitgeprägt und läßt sich durch deren Untersuchung mit Rasterelektronen- und Polarisationsmikroskop zumindest teilweise

rekonstruieren. Für die beprobten Gesteine ergeben sich die im Folgenden unrisenen Geneseabläufe:

Tonalitporphyrit (10174)

Die Zirkongenese war zweiphasig:

- 1) Kernbildung: Es sind, wenn auch selten, gerundete Kerne enthalten (Taf. 1, Fig. 1 und 2), die in einem anderen Genesezyklus als die Zirkonhülle entstanden sein müssen. Rundung kann nur durch Transport oder chemische Korrosion erfolgt sein. Im Falle magmatischer Korrosion der Zirkone wäre in der Schmelze (oder in Mineralphasen) Zirkonium gelöst (bzw. eingebaut) worden, was ebenso auf die Aufarbeitung kristaliner Materials hindeutet.
- 2) Das Wachstum der Hülle muß schnell und relativ gleichmäßig erfolgt sein, da große Einschlüsse in die Zirkone aufgenommen wurden (Taf. 1, Fig. 3) und nur seltenst schwache Zonierung erkennbar ist (Taf. 1, Fig. 2). Möglicherweise ist die Hülle aber auf eine Art zoniert, die den Brechungsindex konstant läßt (Taf. 3, Fig. 1).

Dem Eintrag ins PUPIN-Diagramm (Abb. 3 und 4) zufolge fand die Bildung der Außenhüllen bei ca. 650°C ihren Abschluß. Die Lage im PUPIN-Diagramm kann als auf den typologischen Entwicklungstrends vom Tonalitfeld (PUPIN, 1980) weiterentwickelt interpretiert werden.

Tonalitporphyrit (8903)

Die Zirkongenese war wieder zweiphasig und verlief sehr ähnlich zu obenstehender, aber folgende Unterschiede bei der zweiten Geneseperiode sind deutlich: Zonierung ist etwas häufiger, nach einer Zone kann sich die Besetzungsdichte mit Einschlüssen erhöhen (Abb. 12); es werden bei einzelnen Zirkonen insgesamt höhere Einschlußdichten erreicht und die im PUPIN-Diagramm dokumentierte Bildungstemperatur der Hülle erstreckt sich über ein größeres Temperaturintervall (ca. 800–650°C). Die Lage im PUPIN-Diagramm kann wieder als entlang den typologischen Entwicklungstrends (PUPIN, 1980) vom Tonalitfeld aus weiterentwickelt betrachtet werden. Dabei handelt es sich hier um ein Zwischenstadium zwischen PUPIN's Tonalitfeld (1980, S. 217) und dem Eintrag vom Tonalitporphyrit 10174.

Mikrogranitporphyrit (9790)

Die Zirkongenese war dreiphasig:

- 1) Kernbildung: Es sind selten gerundete Kerne enthalten (Taf. 1, Fig. 6 und 7). Daraus ergibt sich wieder ein Hinweis auf kristalinen Ursprung für mindestens einen Teil des Ausgangsmaterials. Zirkone mit der Flächenkombination (101) und (110) wie auf Taf. 1, Figur 6 als "Innenkern" erfasst, werden gemäß PUPIN, (1980, 1985) am Ende einer Magmenentwicklung gebildet, was die Annahme weiter erhärtet, daß kristalines Material aufgearbeitet wurde.
- 2) Die Wachstumbedingungen zur Zeit der Kernhüllenbildung müssen variiert haben: Die Wachstumsgeschwindigkeit war zumindest abschnittsweise schnell wegen der großen Einschlüsse (Taf. 1, Fig. 8 und 10). Der hiatale Charakter des Wachstums wird außerdem durch die je nach Zone wechselnden Einschlüsse (Taf. 1, Fig. 10) dokumentiert. Der Chemismus war außergewöhnlich variabel wegen der vereinzelt festgestellten Variationen des Pyramidenflächenverhältnisses (Taf. 1, Fig. 8).
- 3) Die stark zonierte, klare Außenhülle (Abb. 13; Taf. 1, Fig. 9 und 11) ist nur einem Teil der Zirkone aufge-

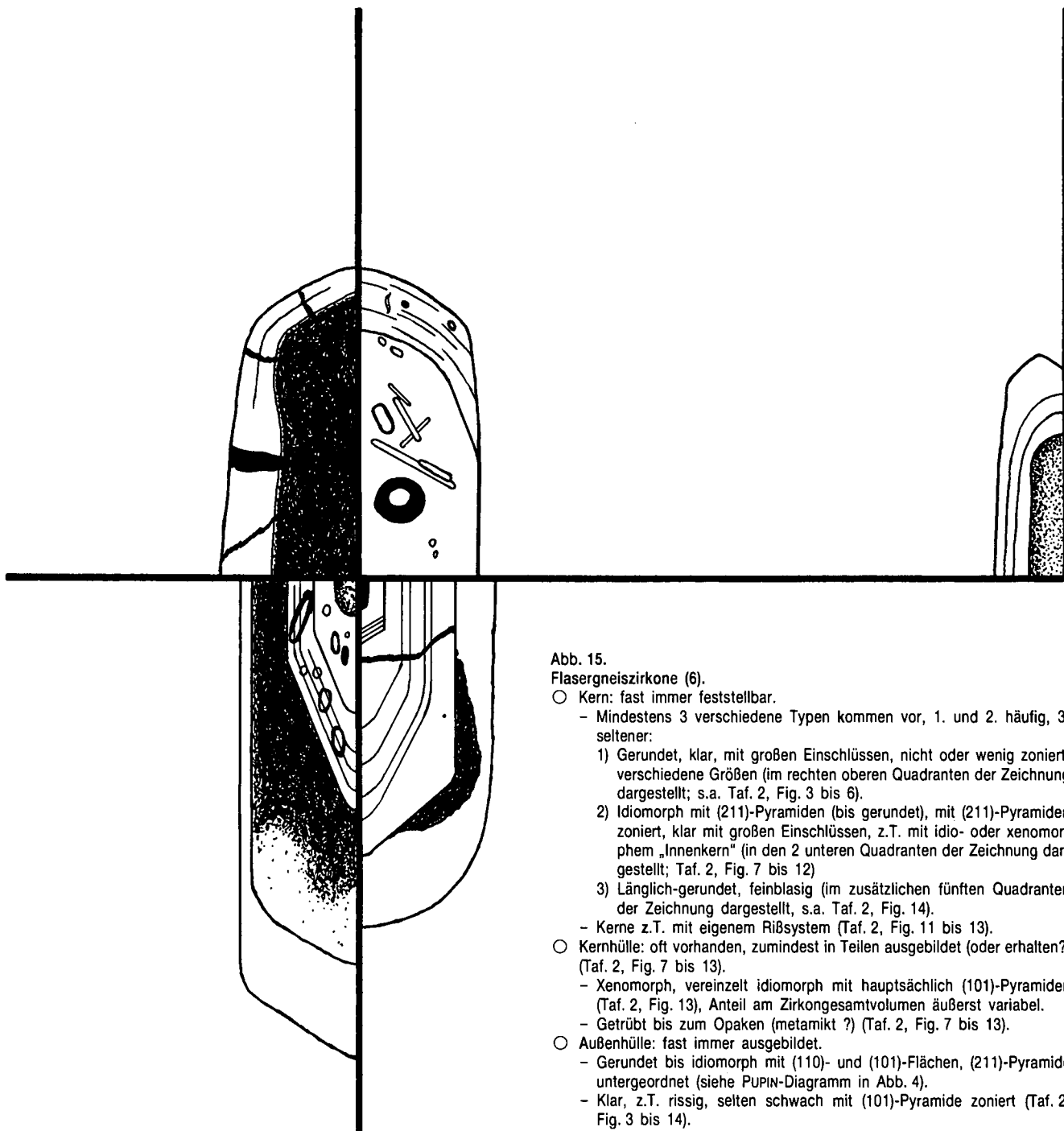


Abb. 15.

Flasergneiszirkone (6).

- Kern: fast immer feststellbar.
 - Mindestens 3 verschiedene Typen kommen vor, 1. und 2. häufig, 3. seltener:
 - 1) Gerundet, klar, mit großen Einschlüssen, nicht oder wenig zoniert, verschiedene Größen (im rechten oberen Quadranten der Zeichnung dargestellt; s.a. Taf. 2, Fig. 3 bis 6).
 - 2) Idiomorph mit (211)-Pyramiden (bis gerundet), mit (211)-Pyramiden zoniert, klar mit großen Einschlüssen, z.T. mit idio- oder xenomorphem „Innenkern“ (in den 2 unteren Quadranten der Zeichnung dargestellt; Taf. 2, Fig. 7 bis 12)
 - 3) Länglich-gerundet, feinblasig (im zusätzlichen fünften Quadranten der Zeichnung dargestellt, s.a. Taf. 2, Fig. 14).
 - Kerne z.T. mit eigenem Rißsystem (Taf. 2, Fig. 11 bis 13).
- Kernhülle: oft vorhanden, zumindest in Teilen ausgebildet (oder erhalten?) (Taf. 2, Fig. 7 bis 13).
 - Xenomorph, vereinzelt idiomorph mit hauptsächlich (101)-Pyramiden (Taf. 2, Fig. 13), Anteil am Zirkongesamtvolumen äußerst variabel.
 - Getrübt bis zum Opaken (metamikt ?) (Taf. 2, Fig. 7 bis 13).
- Außenhülle: fast immer ausgebildet.
 - Gerundet bis idiomorph mit (110)- und (101)-Flächen, (211)-Pyramide untergeordnet (siehe PUPIN-Diagramm in Abb. 4).
 - Klar, z.T. rissig, selten schwach mit (101)-Pyramide zoniert (Taf. 2, Fig. 3 bis 14).

wachsen, was sich im PUPIN-Diagramm (Abb. 4) in einer Zweiteilung der Belegungsdichte äußert: links oben liegen die Zirkone ohne Außenhülle, rechts oben jene mit Außenhülle. Da keine Mischung zweier Populationen vorliegt, bietet sich als Erklärung dieser Erscheinung nur an, daß die Zirkone ohne Außenhülle während der magmatischen Phase der Außenhüllenbildung in anderen Mineralen gepanzert waren. Nach der Temperaturskalierung des PUPIN-Diagrammes fand die Zirkonkristallisation bei ca. 600°C ihren Abschluß.

Granodioritporphyrit (9953)

Ein weiteres Beispiel für zweiphasige Zirkongenese: in einem ersten magmatischen Zyklus müssen die in der Folge wieder gerundeten Zirkonkerne entstanden

sein (Abb. 14 und Taf. 2, Fig. 1). Die Wachstumsgeschwindigkeit der Hülle war zumindest abschnittsweise schnell wegen der großen Einschlüsse (Taf. 2, Fig. 2), aber nicht konstant wie die immer gleichartigen(!), stark ausgeprägten rhythmischen Zonierungen anzeigen (Abb. 14; Taf. 2, Fig. 1). Auch hier fand die Zirkonkristallisation bei ca. 600°C ihren Abschluß.

Flasergneis (6)

Hier liegen mindestens drei Zirkongenesephasen vor: Zunächst die unterschiedlichen der mindestens drei Kernarten in verschiedenen Magmen (Abb. 15; Taf. 2, Fig. 3 bis 16), die ihrerseits mehrphasig sein können. Nach der Rundung der Kernarten wird bei den meisten Zirkonen die Kernhülle ausgebildet, welche durch ihre Eintrübung oder Metamiktisierung ausgezeichnet ist

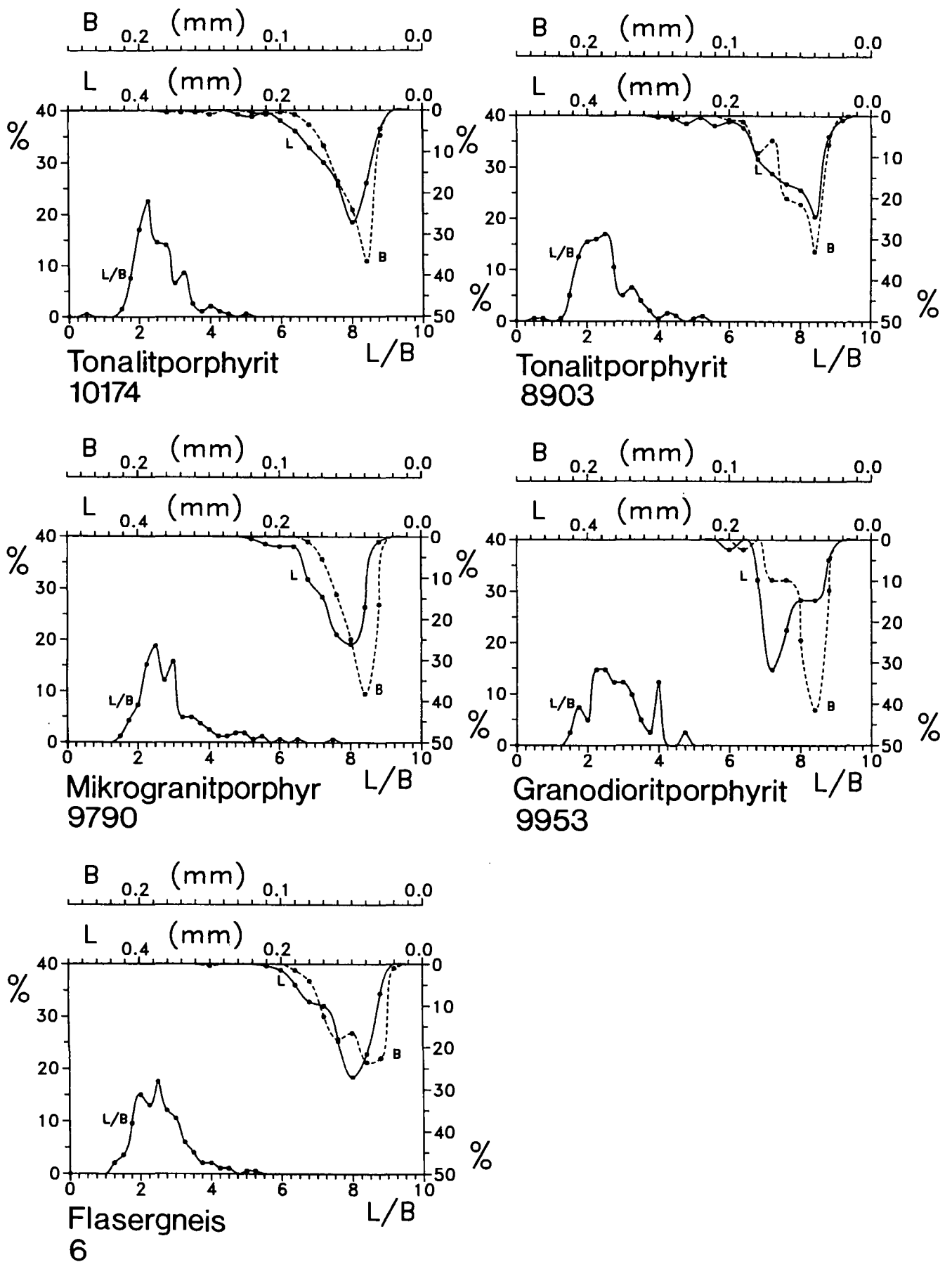


Abb. 16.
Längen/Breiten/Elongations-Häufigkeitskurven der untersuchten Zirkonpopulationen.

(Taf. 2, Fig. 7 bis 16). Auffällig ist, daß sich der Effekt auf die Kernhülle beschränkt, sich dort keineswegs immer gleichmäßig verteilt, und benachbarte Bereiche nicht beeinflußt. Es dürfte sich um die gleiche Erscheinung handeln, die DÖLZLMÜLLER et al. (1989) bei den Zirkonen des Hohen Sonnblick-Granitgneises beobachtet haben. Als letzte Phase und fast allen Zirkonen dieser Population gemeinsam folgt die Bildung der Außenhülle, die nach der Darstellung im PUPIN-Diagramm bei ca. 600°C ihren Abschluß fand. Die verschiedenen, überwiegend gerundeten Kernarten der Zirkonpopulation des Flasergneises weisen auf den sedimentären Ursprung seines Eduktes (S-Typ Granit) hin. Es ist noch nicht gelungen, diese Zirkongenesephasen zeitlich einzuordnen.

4. Interpretation

Die Zirkonuntersuchungen stützen die Aussagen von BECCALUVA et al. (1983), PURTSCHELLER & MOGESSIE, (1988) und TROLL et al. (1988) bezüglich eines Ursprungs der Ganggesteine aus Kruste und Mantel. Der tertiäre periadriatische Rensenpluton hat nach BARTH et al. (1989) ähnliche Eigenschaften. Das Fehlen übernommener Nebengesteinszirkone zeigt, daß die Assimilation von Kruste nicht im Bereich der Platznahme,

sondern der Magmengenerierung stattfand. Trotz gleichartigen Ursprungs entwickelten sich die Ganggesteine (und der Rensenpluton) individuell. Kerne, Zonierung und Außenhüllen der Zirkone verdeutlichen den unterschiedlichen Ablauf in der jeweiligen Magmenentwicklung und Abkühlungsgeschichte. Sogar regional benachbarte Gänge, die zu einem magmatischen Vorgang gezählt werden (Mikrogranitporphyr und Granodioritporphyrit, TROLL et al. 1988), differieren deutlich in ihrer durch Zirkone festgehaltenen Genese. Auch petrographisch und geochemisch sehr ähnliche Gesteine (Tonalitporphyrite) lassen sich zirkontypologisch und -morphologisch gut trennen. Nach den PUPIN-Diagrammen (Abb. 4) endet das Zirkonwachstum der Ganggesteine bei 600-650°C. Daraus ergibt sich, daß Zirkon bis zum Solidus einer granitischen Schmelzzusammensetzung (ohne Berücksichtigung der Mafite) auskristallisiert ist, bzw. eine weitere Hülle erhalten hat.

Der Flasergneis unterscheidet sich aufgrund seines eindeutigen sedimentären Ursprungs vom Orthogneis aus dem Sonnblickgebiet (DÖLZLMÜLLER et al., 1989). Im PUPIN-Diagramm ist der niedrigtemperierte Bereich der Außenhüllen gut zu erkennen.

Dank

Für die Flasergneisprobe danken wir Dipl.-Min. C. BÖHM.

- Fig. 1: Tonalitporphyritzirkon (10174). Aufnahme eines der seltenen Zirkone mit Kern: Der kleine, klare, xenomorph-rundliche Kern ist von Bläschen umrandet. Die klare, unzonierte Hülle führt nur wenige Einschlüsse.
- Fig. 2: Tonalitporphyritzirkon (10174). Der kleine, klare Kern ist xenomorph-rundlich und von Bläschen umrandet oder bläschengefüllt. Die klare Hülle hat wenige Einschlüsse und zeigt schwache Zonierung, was sehr selten sichtbar ist.
- Fig. 3: Tonalitporphyritzirkon (10174). Dieser Zirkon hat keinen sichtbaren Kern, seine klare Hülle weist Einschlüsse von Blasen und eine größere, unregelmäßige Hohlform auf.
- Fig. 4: Tonalitporphyritzirkon (8903). Einer der wenig verbreiteten Zirkone mit Kern: Der kleine Kern ist xenomorph-rundlich und stark von Bläschen umrandet oder bläschengefüllt. Die klare Hülle ist fast einschlußfrei, wird aber von einigen vom Kern ausgehenden Rissen durchzogen.
- Fig. 5: Tonalitporphyritzirkon (8903). Der (gebrochene) Zirkon ohne sichtbaren Kern schließt in seiner klaren Hülle Blasen und stabförmige Formen ein. Letztere sind offensichtlich parallel zu ehe-maligen Wachstumflächen orientiert (FRASL, 1963).
- Fig. 6: Mikrogranitporphyritzirkon (9790). Eines der seltenen Exemplare mit Kern: Dieser ist klar, klein und idiomorph ausgebildet, mit offensichtlich vorherrschenden (101)-Pyramiden und (110)-Prismen. Er führt außerdem einen dunklen, xenomorphen „Innenkern“. Die rissige, idiomorphe Hülle (mit (211) > (101)-Pyramidenflächen) ist mit bevorzugter (211)-Pyramide schwach zoniert, Einschlüsse fehlen weitgehend. Die Außenhülle ist nicht ausgebildet.
- Fig. 7: Mikrogranitporphyritzirkon (9790). Der relativ große, klare Kern ist xenomorph-rundlich und von Bläschen umrandet. Die klare, fast einschlußfreie Kernhülle besitzt schwach erkennbaren Zonarbau mit (211)- und (101)-Pyramiden. Außenflächen sind (101)-Pyramiden und (110)-Prismen.
- Fig. 8: Mikrogranitporphyritzirkon (9790). Das abgebildete Zirkonbruchstück ist kernlos und ohne Außenhüllen, weist aber neben zahlreichen Einschlüssen im ausschließlich ausgebildeten Bereich der Kernhüllen (Terminologie bezogen auf die Gesamtpopulation dieser Probe, entsprechend Beschreibung bei Abb. 13) einen interessanten Zonarbau auf: von der vorherrschenden (211)-Pyramide im Innern entwickelt sich durch stetige Zunahme der (101)-Pyramide eine deutlicher erkennbare, von (101)-Pyramiden abgeschlossene Form, um sich im Verlauf der weiteren Entwicklung bald wieder zu einer von der (211)-Pyramide dominierten Form zu wandeln!
- Fig. 9: Mikrogranitporphyritzirkone (9790). Die beiden abgebildeten Zirkone zeichnen sich durch mächtig entwickelte und kräftig zonierte, rissige Außenhüllen mit den Flächen (101) und (110) aus.
- Fig. 10: Mikrogranitporphyritzirkon (9790). Bruchstück von einem Zirkon ohne Außenhüllen und Kern. In der einzig entwickelten Phase der Kernhülle sind im inneren Bereich drei große Hohlformen parallel c sichtbar. Nach außen zu schließt sich ein zonierter Bereich mit (211)-Pyramiden an, in der äußeren Zone finden sich mehrere kleine stabförmige Einschlüsse.
- Fig. 11: Mikrogranitporphyritzirkon (9790). Ein weiteres Zirkonbruchstück: Hier ist deutlich der Wechsel von der Phase der Kernhülle mit (211)- und (101)-Pyramidenflächen zur Phase der Außenhülle mit den Flächen (101) und (110) erkennbar.

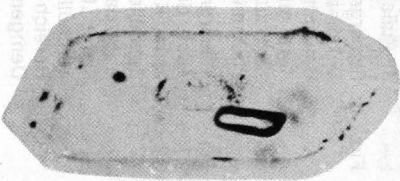


Fig. 1

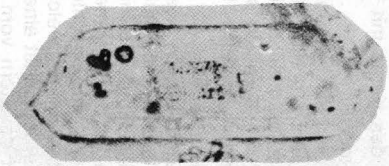


Fig. 2

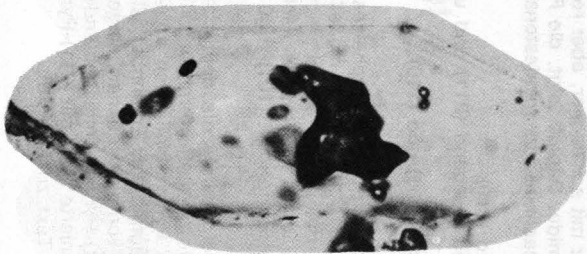


Fig. 3

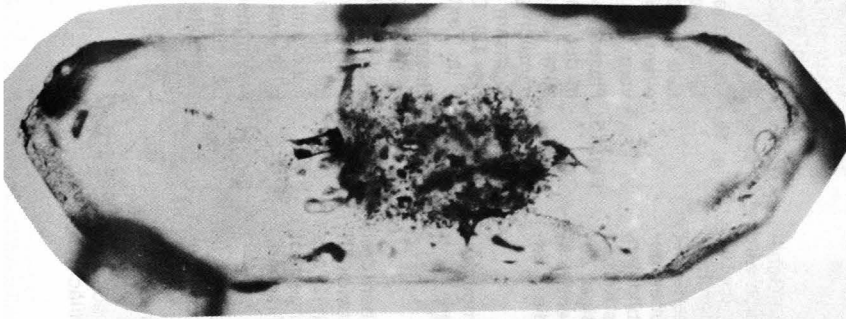


Fig. 4

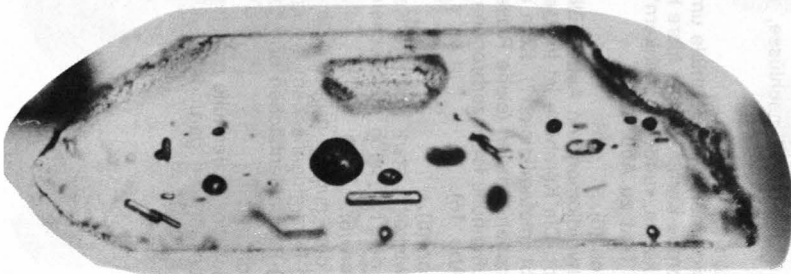


Fig. 5

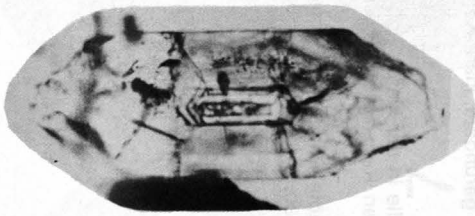


Fig. 6

l = 0,4 mm

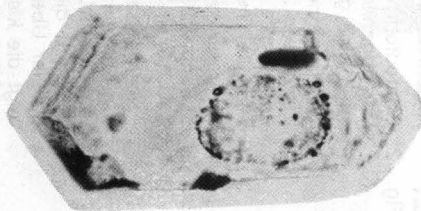


Fig. 7

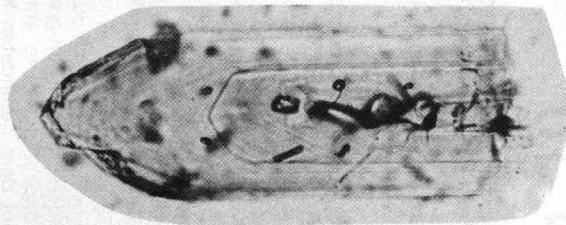


Fig. 8

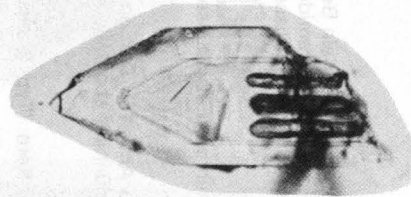


Fig. 10

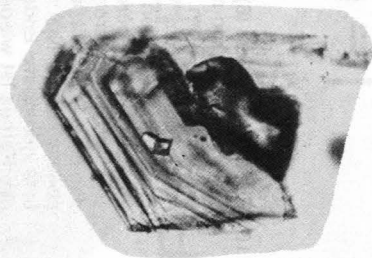


Fig. 11

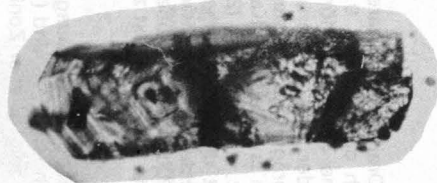


Fig. 9

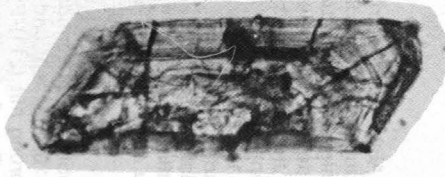


Fig. 9

Fig. 1: Granodioritporphyritzirkon (9953).

Bei diesem Zirkon folgt auf den kleinen, klaren, gerundeten Kern ein Bereich mit mehreren deutlich abgesetzten, klaren Zonen, die mit (101)-Pyramidenflächen enden. Von jenem Bereich ausgehend wird der Zirkon von starken Rissen bis zur Außenfläche durchzogen.

Fig. 2: Granodioritporphyritzirkon (9953).

Das abgebildete, kernlose Zirkonbruchstück weist mehrere Einschlüsse auf, darunter eine große Hohlform parallel c.

Fig. 3,4,5: Flasergneisizirkon (6).

Bei diesen Zirkonen fehlt die Kernhülle (s. Text zu Abb. 15). Der große, klare Kern (Typ 1 aus Text zu Abb. 15) ist direkt von der dünnen, ebenfalls klaren Außenhülle umgeben.

Fig. 6: Flasergneisizirkon (6).

Zirkonbruchstück mit länglich-gerundetem, trübem Kern (Typ 3 aus Text zu Abb. 15) in klarer Außenhülle. Die Kernhülle fehlt.

Fig. 7: Flasergneisizirkon (6).

Der Kern (im Sinne der Ausführungen zu Abb. 15) ist hier nicht das kleine Gebilde im Zentrum, sondern nimmt einen großen Teil des Zirkons ein. Kennlich wird er durch die nur andeutungsweise entwickelte Phase der Kernhülle, die als dunkler Überzug auf dem gerundeten Kern sichtbar wird. Nach der Kernhülle folgt die klare Außenhülle mit (101)-Flächen. Der Kern (im Sinne vorstehender Ausführungen) ist komplex aufgebaut: Im Mittelpunkt liegt ein kleiner, trüber, gerundeter „Innenkern“. Er wird umschlossen von einer deutlich ausgebildeten, klaren Hülle mit (101)- und (110)-Flächen. Den überwiegenden Anteil des Kernes bildet klare, fast einschlußfreie Substanz mit schwacher, aber regelmäßiger Zonierung mit vorherrschender (211)-Pyramide. Daraus folgt, die Flächenentwicklung des Zirkonkernes insgesamt verliert nacheinander mindestens über die 3 Ex-tremata:

- 1) Klare Hülle um „Innenkern“: (101) und (110).
- 2) Hauptanteil des klaren Kernes mit überwiegend (211) und unbestimmbarer Prismenfläche.
- 3) Außenhülle des Kernes mit überwiegend (101) und (110).

Fig. 8: Flasergneisizirkon (6).

Bei diesem Zirkon sind die für die Population des Flasergneises typischen drei Baueinheiten (im Sinne der Ausführungen zu Abb. 15) fast modellhaft entwickelt: Kern mit (211)-Pyramidenflächen und großen Einschlüssen, rissig (Typ 2 aus Text zu Abb. 15), Kernhülle mit (101) und (211)-Pyramidenflächen, eingetrübt (metamkt?) und Außenhülle, klar und idiomorph mit (101)- und (110)-Flächen.

Fig. 9: Flasergneisizirkon (6).

Auch dieser Zirkon zeigt wie der Vorhergehende die deutliche Dreiteilung in Kern, Kernhülle und Außenhülle, aber die getrübe Kernhülle und die klare Außenhülle werden nicht von indizierbaren Pyramidenflächen abgeschlossen. Der Kern dagegen ist deutlich mehrphasig aufgebaut: Erkennbar ist ein länglicher, klarer „Innenkern“ mit Einschlüssen, der von einer dünnen, eingetrübten „Innenhülle“ überzogen ist, welche mit (211)-Pyramidenflächen endet. Den äußeren Bereich des Kernes bildet eine einmal zonierte Hülle mit (211)-Pyramidenflächen. Demgemäß ist der Kern vom Typ 2 (s. Text zu Abb. 15).

Fig. 10: Flasergneisizirkon (6).

Ein weiterer Zirkon mit voll entwickelter Dreiteilung in klare Außenhülle, getrübe Kernhülle und Kern. Der Kern ist ähnlich dem von Fig. 9 aufgebaut, allerdings noch detaillierter: Ganz innen liegt eine dünne, stabförmige, schwach trübe Form, umgeben von einer klaren Zone oder Hülle mit gerundeten Enden, die am (in der Fig. 10) oberen Ende eine ausgeprägte „Kappe“ aus trüber Substanz besitzt und am unteren Ende eine schwach angedeutete „Kappe“. Dann folgt wieder eine Zone mit klarer Zirkonsubstanz, am Ende mit (211)-Pyramidenflächen abgeschlossen. Nur schwach sichtbar ist die darauf folgende dünne Zone, die teils gerundete Enden, teils (101)-Pyramidenflächen aufweist. Die äußere Zone des Kernes ist wieder mächtiger ausgebildet, die Kernaußenflächen sind von der trüben Kernhülle verdeckt, trotzdem dürfte Typ 2 (s. Text zu Abb. 15) als Klassifizierung für den Kern zutreffen.

Fig. 11: Flasergneisizirkon (6).

Die eingetrübte, xenomorphe Kernhülle ist schwächer ausgebildet. Im Gegensatz dazu sind die klare Außenhülle (idiomorph mit (101)- und (110)-Flächen) und der klare Kern deutlich entwickelt. Der Kern zeigt wieder Zonierung mit (211)-Pyramidenflächen und große Einschlüsse, er ist somit vom Typ 2 (s. Text zu Abb. 15).

Fig. 12: Flasergneisizirkon (6).

Eine klare, hypidiomorphe Außenhülle umgibt die nur fleckweise getrübe, ebenfalls hypidiomorphe Kernhülle. Der klare Kern mit (211)-Pyramidenflächen enthält einen kleinen, klaren, runden „Innenkern“, von Bläschen umgeben. Der Kern ist vom Typ 2 (s. Text zu Abb. 15).

Fig. 13: Flasergneisizirkon (6).

In der klaren, hypidiomorphen Außenhülle liegt die Kernhülle, die den Kern nur zum Teil umgibt. Die Kernhülle ist im Bereich der (101)-Pyramidenflächen nicht gänzlich getrübt (metamktisiert?). Kern und Kernhülle sind möglicherweise gemeinsam gebrochen worden (siehe Risse im Kern und unterer Zirkonbereich in Fig. 13). Die Außenhülle ist unzerbrochen. Der gerundete, klare Kern ist vom Typ 1 (s. Text zu Abb. 15).

Fig. 14: Flasergneisizirkon (6).

Die kräftig entwickelte, stark getrübe Kernhülle in der klaren Außenhülle macht es unmöglich, den nur noch durchscheinenden Kern zu typisieren.

Fig. 15: Flasergneisizirkon (6).

Ein Zirkon, bei dem nur die größtenteils getrübe Phase der idiomorphen Kernhülle (mit (101)-Pyramidenflächen) in der klaren, ebenfalls idiomorphen Außenhülle (mit (101)-Pyramidenflächen) erhalten ist.

Fig. 16: Flasergneisizirkon (6).

Der klare Bereich der Außenhülle ist mächtig entwickelt. Die trübe, xenomorphe Kernhülle umschließt den gerundeten, klaren Kern nur zur Hälfte.

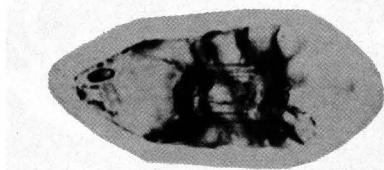


Fig. 1

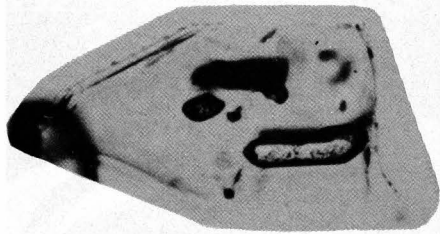


Fig. 2



Fig. 3

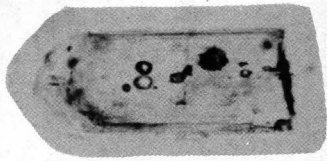


Fig. 4

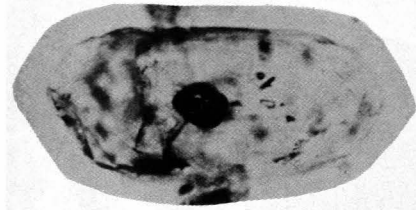


Fig. 5

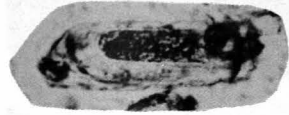


Fig. 6

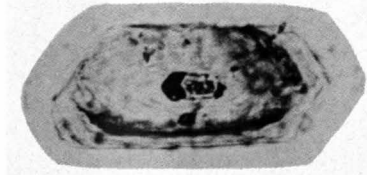


Fig. 7

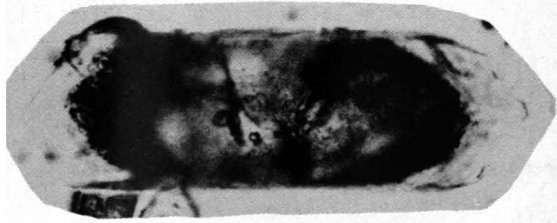


Fig. 8

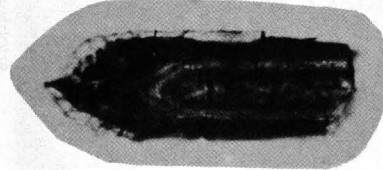


Fig. 9

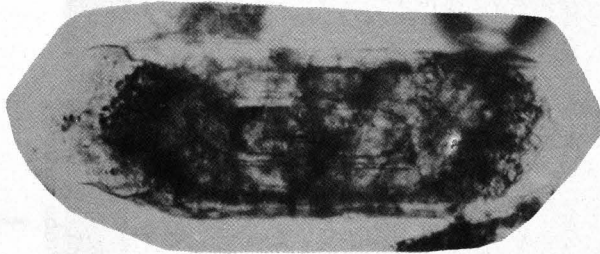


Fig. 10

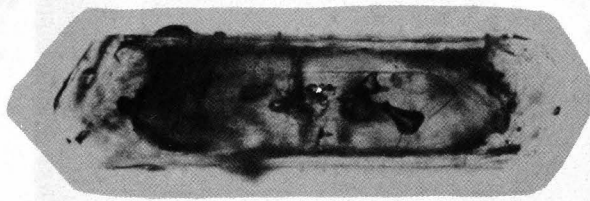


Fig. 11

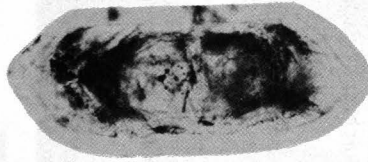


Fig. 12

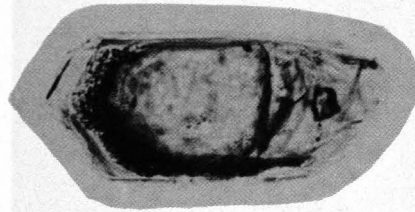


Fig. 13



Fig. 14

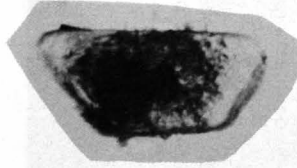


Fig. 15

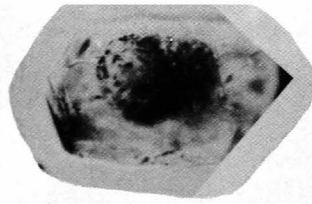


Fig. 16

l = 0,4 mm

Fig. 1: Tonalitporphyritzirkon (10174), 300x.

Bei den Zirkonen dieser Population ist im Durchlicht nur sehr selten schwacher Zonarbau angedeutet (Abb. 11 und Taf. 1, Fig. 1,2,3). Bei diesem Exemplar wurden durch Lösungsvorgänge Schalen mit unterschiedlicher Löslichkeit herauspräpariert. Ist also ein Zirkonbereich, der im Durchlicht homogen aussieht, tatsächlich homogen? Die Frage kann hier leider nicht abschließend geklärt werden, weil von allen im REM untersuchten Zirkonen dieser Probe nur der Abgebildete mit den gezeigten Lösungserscheinungen aufzufinden war. Möglicherweise ist er also nicht repräsentativ für seine Zirkonpopulation und würde im Durchlicht entsprechenden Zonarbau aufweisen..

Fig. 2: Tonalitporphyritzirkon (10174), 450x.

Zirkon vom Typ S_2 ((101) < (211) und (100) < (110)) der Einteilung nach PUPIN & TURCO (1972, 1975, 1980, 1981, 1985), mit 16 % der idiomorphen Zirkone in der untersuchten Probe vertreten.

Fig. 3: Tonalitporphyritzirkon (8903), 120x.

Zirkon vom Typ S_3 ((101): (211) und (100) < (110)) der Einteilung nach PUPIN & TURCO (1972, 1975, 1980, 1981, 1985.), mit 8 % der idiomorphen Zirkone in der untersuchten Probe vertreten.

Fig. 4: Mikrogranitporphyritzirkon (9790), 400x.

Zirkon vom Typ L_1 ((101) < (211) und (110)) der Einteilung nach PUPIN & TURCO (1972, 1975, 1980, 1981, 1985.), mit 16 % der idiomorphen Zirkone in der untersuchten Probe vertreten.

Fig. 5: Granodioritporphyritzirkon (9953), 600x.

Zirkon vom Typ G_1 ((101) mit (110)) der Einteilung nach PUPIN & TURCO (1972, 1975, 1980, 1981, 1985), mit 19 % der idiomorphen Zirkone in der untersuchten Probe vertreten..

Fig. 6: Granodioritporphyritzirkon (9953), 500x.

Zirkon vom Typ S_3 ((101): (211) und (100) < (110)) der Einteilung nach PUPIN & TURCO, (1972, 1975, 1980, 1981, 1985.), mit 15 % der idiomorphen Zirkone in der untersuchten Probe vertreten.

Fig. 7: Flasergneiszirkon (6), 450x.

Zirkon vom Typ L_5 ((101) > (211) und (110)) der Einteilung nach PUPIN & TURCO (1972, 1975, 1980, 1981, 1985.), mit 28,5 % der idiomorphen Zirkone in der untersuchten Probe vertreten.

Fig. 8: Flasergneiszirkon (6), 500x.

Zirkon vom Typ L_5 ((101) > (211) und (110)) der Einteilung nach PUPIN & TURCO (1972, 1975, 1980, 1981, 1985.), mit 28,5 % der idiomorphen Zirkone in der untersuchten Probe vertreten.



Fig. 1



Fig. 2

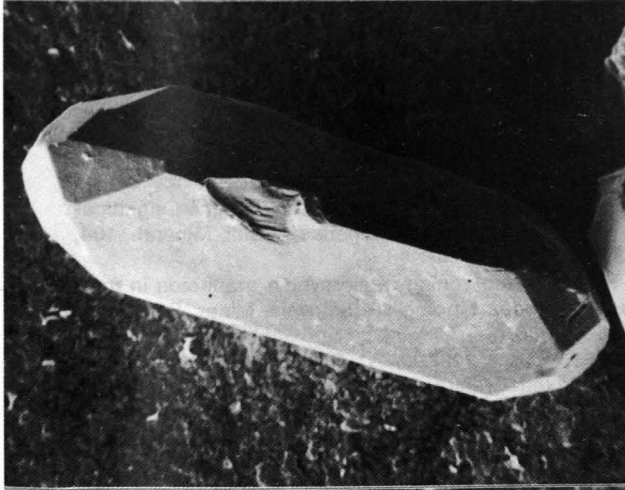


Fig. 3

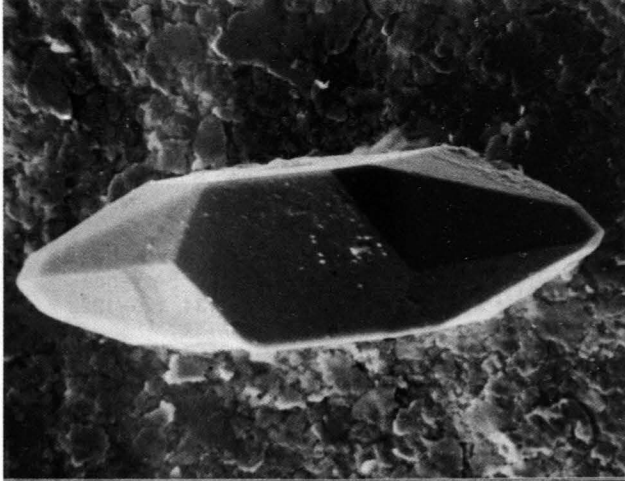


Fig. 4

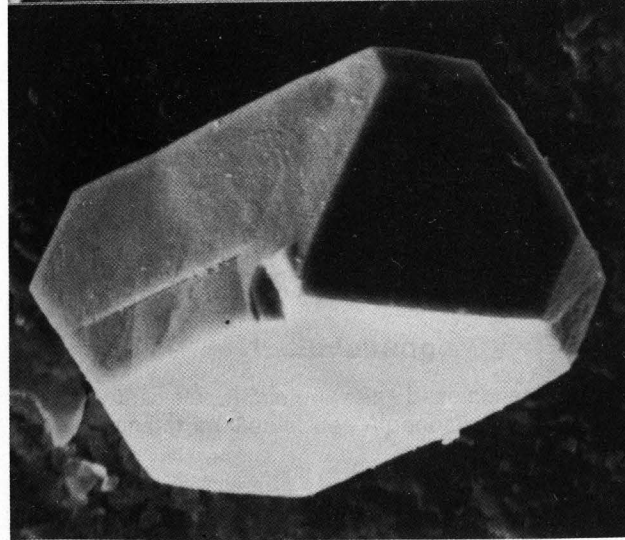


Fig. 5

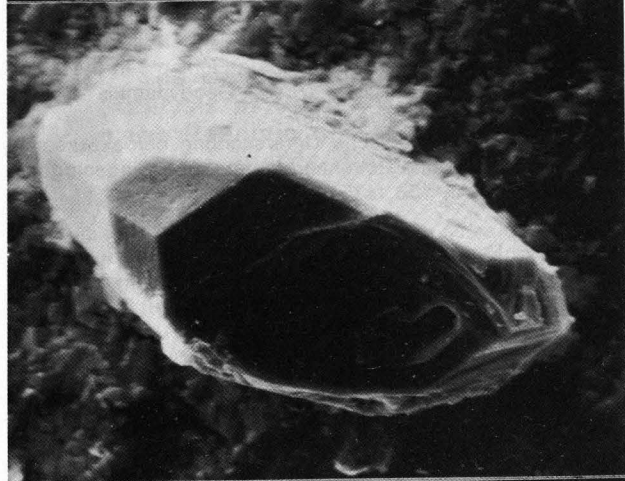


Fig. 6

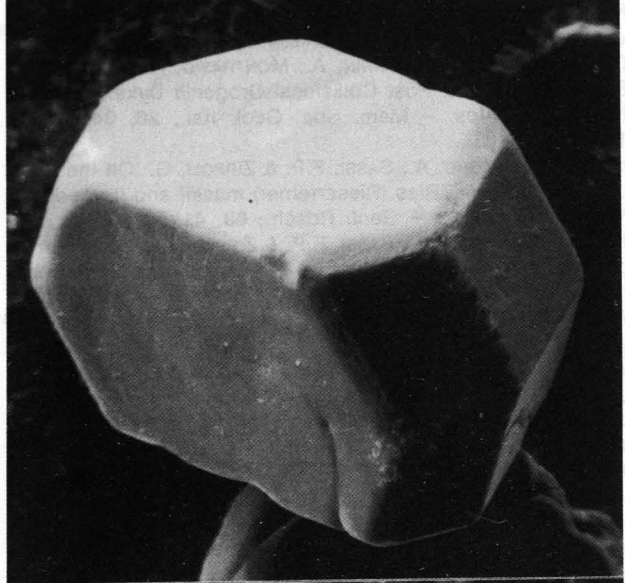


Fig. 7

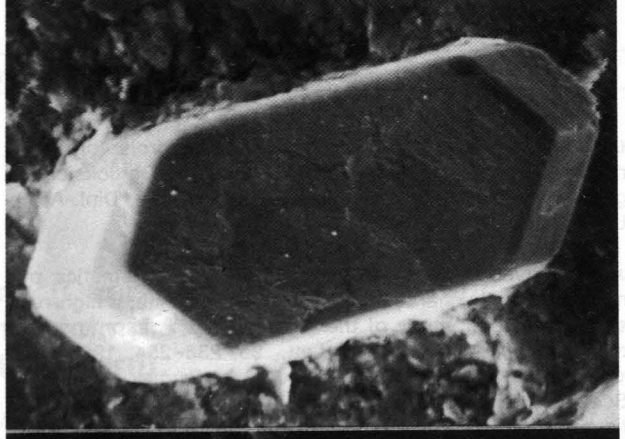


Fig. 8

Literatur

- AMARANTIDIS, G.: Die Tonalitporphyritgänge Osttirols: ihre Varietäten, ihr Mineralbestand mit besonderer Berücksichtigung der Granate. – Unpubl. mineralogische Dipl.-Arb. Univ. München, 112 S., 1985.
- BARTH, S., OBERLI, F. & MEIER, M.: U-Th-Pb systematics of morphologically characterized zircon and allanite: a high-resolution isotopic study of the Alpine Rensen pluton (northern Italy). – *Earth Plan. Sci. Lett.*, **95**, 235–254, 1989.
- BECCALUVA, L., GATTO, G.O., GREGNANIN, A., PICCIRILLO, E.M. & SCOLARI, A.: Geochemistry and petrology of dyke magmatism in the (Alto Adige) and its geodynamic implications. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **6**, 321–339, 1979.
- BECCALUVA, L., BIGIOGGERO, B., CHIESA, S., COLOMBO, A., FANTI, G., GATTO, G.A., GREGNANIN, A., MONTRASIO, A., PICCIRILLO, E.M. & TUNESI, A.: Post Collisional Orogenic Dyke Magmatism in the Alps. – *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **26**, 341–359, 1983.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G.: On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance. – *Geol. Rdsch.*, **68**, 41–59, 1978.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G.: New petrographic and radiometric data on the Oetztal and Stubai orthogneisses (Eastern Alps). – *N. Jb. Miner. Abh.*, **1980**, 75–89, 1980.
- CARUBA, R. & TURCO, G.: Mise au point sur la notation des faces du zircon. Élaboration d'une méthode d'indexation rapide des faces des zircons accessoires des roches par utilisation d'abaques. – *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **94**, 427–436, 1971.
- DÖLZLMÜLLER, H., FINGER, F. & SCHERMAIER, A.: Die Ausbildung der Zirkone im Granitgneis des hohen Sonnblicks (Penninikum, Ostalpen) und ihre Aussage zur Gesteinsgenese. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **81**, 33–45, 1989.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: H.W. FLÜGEL, (Hrsg.) *Geodynamics of the Eastern Alps*, 418 S. Wien, 1987.
- FRASL, G.: Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **106**, 405–428, 1963.
- GIZYCKI, P. v.: Petrographisch-geochemische Untersuchungen an periadriatischen Plutonen und ihren Rahmengesteinen am SW-Rand des Tauernfensters (Südtirol). – *Diss. Univ. München*, 137 S., 1977.
- HOPPE, G.: Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. – *Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin*, Nr.1, 131 S., 1963.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A.: A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. – *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523–548, 1971.
- MAGER, D.: Vergleichende morphologische Untersuchungen an Zirkonen des altkristallinen Augengneises von Sand in Taufers (Südtirol) und einiger benachbarter Gesteine. – *N. Jb. Miner. Mh.*, **1981**, 385–397, 1981.
- NEUMAIR, A. & TROLL, G.: Ganggesteine aus der Sesvenna-gruppe, Südtirol. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **134**, 120–122, 1989.
- PUPIN, J.-P. & TURCO, G.: Le zircon accessoire en géothermométrie. – *C. R. Akad. Sci. Paris, ser. D*, **274**, 2121–2124, 1972.
- PUPIN, J.-P. & TURCO, G.: Une typologie originale du zircon accessoire. – *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, **95**, 348–359, 1972a.
- PUPIN, J.-P. & TURCO, G.: Typologie du zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. – *Pétrologie*, **1**, H. 2, 139–156, 1975.
- PUPIN, J.-P.: Zircon and granite petrology. – *Contr. Min. Petr.*, **73**, 207–220, 1980.
- PUPIN, J.-P. & TURCO, G.: Le zircon, minéral commun significatif des roches endogènes et exogènes. – *Bull. Minéral.*, **104**, 724–731, 1981.
- PUPIN, J.-P.: Magmatic zoning of Hercynian granitoids in France based on Zircon typology. – *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.*, **65**, 29–56, 1985.
- PURTSCHHELLER, F. & MOGESSIE, A.: Dikes from Ortler, Sarntal Alps and Brixen Granite: Mineralogy, Chemical Composition and Petrogenesis. – *Mineral. Petrol.*, **38**, 17–35, 1988.
- RICKWOOD, P.C.: Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. – *Lithos*, **22**, 247–263, 1989.
- SÖLLNER, F. & HANSEN, B.T.: „Pan-afrikanisches“ und „kaledonisches“ Ereignis im Ötztalkristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130**, 529–569, 1987.
- TROLL, G., NEUMAIR, A. & HOFSTETTER, A.: Porphyritische Ganggesteinsgesellschaft der Ötztaldecke im Gebiet Eiferspitze – Griankopf (Sesvenna-Gruppe, Südtirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 649–662, 1988.
- ZANETTIN-LORENZONI, E.: Le porfiriti quarzo-dioritiche granofiriche (Telliti) di Tel presso Merano (Alto Adige). – *Atti Ist. Veneto Sci., Lett. ed Arti*, **CXXII**, 229–292, 1964.

Manuskript bei der Schriftleitung angelangt am 23. Februar 1990.

Studien zur Gefügeentwicklung (Quarzkorngefügeanalyse) im Penninikum von Rechnitz/Kőszeg (Österreich/Ungarn)

Von RAINER WIEDEMANN & MOHAMMED TOUFIK YOUNES*)

Mit 3 Abbildungen und 2 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 137, 138

Österreich
Ungarn
Penninikum
Korngefüge
Paläogeographie
Quarzteilgefügeanalyse
Deformationsregime

Inhalt

Zusammenfassung	385
Abstract	385
1. Einleitung	385
2. Geologisch-tektonischer Überblick	386
3. Untersuchungsmethodik	387
4. Regelungstypen des Quarzteilgefüges	387
5. Diskussion der Regelungsmechanismen	388
6. Abfolge und Zuordnung der Deformationsereignisse	389
Literatur	394

Zusammenfassung

Am Alpenostrand sind im Grenzbereich Österreich/Ungarn mehrere tektonische Fenster verbreitet, in denen die penninischen Gesteinsserien der sogenannten Rechnitzer Serie auftauchen. Die hier verbreiteten Quarzite, Quarzphyllite, Kalkphyllite usw. wurden einer Analyse der Quarz-Mikrostrukturen und des Quarzteilgefüges (c-Achsenorientierung) unterzogen.

Aufgrund der Korngefügeanalyse sind für die Quarzphase mindestens 4 Deformationsereignisse unterscheidbar, diese werden in einer Abfolge vorgestellt und mit den Modellen von KOLLER (1985) und RATSCHBACHER et al. (1990) korreliert.

Bei den triaxialen Regelungsbildern des Quarzteilgefüges dominieren in den Tektoniten des Untersuchungsgebietes Kleinkreisregelungen um „b“ in teilweiser Kombination mit Maximum I/II-Regelung.

Ausgehend von einer Diskussion der Regelungsmechanismen und einer Dünnschliff- sowie REM-Analyse werden die Regelungsbilder der Kleinkreisregelung um „b“ mit einer durchgreifenden Zerschering der Pennin-Komplexe während der grünschieferfaziellen Metamorphose und des daran gebundenen Deformationsereignisses D₂ auf (ab)-nahen bis (ab)-parallelen Scherflächen erklärt, wobei die Quarzphase eine Kataklaste sowie Externrotation mit anschließender Einregelung/Interndeformation erleidet.

Die späteren Deformationsereignisse D₃ und D₄ führten zu keiner bedeutenden Um- bzw. Entreglung des Quarzteilgefüges.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. rer. nat. RAINER WIEDEMANN, Institut für Geowissenschaften, Technische Universität für Schwerindustrie Miskolc, H-3515 Miskolc-Egyetemváros; Dipl.-Geol. MOHAMMED TOUFIK YOUNES, Eötvös-Lorand-Universität Budapest, Lehrstuhl für Petrographie und Geochemie, Muzeum krt. 4/a, H-1088 Budapest.

The Development of Fabrics (Analysis of Quartz Grain Fabrics) in the Penninic of Rechnitz/Kőszeg (Austria/Hungary)

Abstract

In the eastern part of the Alps on both sides of the Austrian and Hungarian border Penninic units of the "Rechnitzer Serie" occur in tectonic windows. In the quartzites, quartzphyllites, calcareous phyllites, etc. authors investigated the preferred orientation (c-axis fabrics) and the variations of microstructure of the metamorphic quartzes.

Based on detailed analysis of the quartz grains four events of deformation can be distinguished, the deformation history is correlated with the models of KOLLER (1985) and RATSCHBACHER et al. (1990).

For the triaxial quartz patterns (c-axis orientation) of the quartz-rich tectonites small circles around „b“ (in partial combination with Max. I/II-patterns) are widespread in the whole region. Based on a discussion of the orienting mechanisms, a detailed thin section- and SEM-analysis of the deformed quartzes it is possible to detect a deformation of penninic tectonites under the pattern of simple shear during the deformation D₂ of the alpine regional metamorphism (greenschist facies). During deformation D₂ the quartz patterns are formed by cataclastic deformation under simple shear conditions with external rotation and partial translation. The later deformations D₃ and D₄ could not lead either to a re- or a deorientation of the quartz-fabrics.

1. Einleitung

Die früher als „Schieferinseln“ bezeichneten penninischen Fenster im Gebiet des Alpenostrandes bei Rech-

Rechnitz – Köszeg stehen seit langer Zeit im Interesse sowohl österreichischer als auch ungarischer Geowissenschaftler. In anderen alpinen Komplexen wurden z. T. bereits gefügeanalytische Untersuchungen zur Charakterisierung tectogenetischer, gefügebildender Prozesse und mikrostruktureller Deformationen durchgeführt. Die Autoren führten an den Metamorphiten des kristallinen Komplexes von Rechnitz – Köszeg Studien zur Gefügeentwicklung durch, wobei hierfür v. a. Quarz-Mikrostrukturen und Quarzteilgefüge analysiert wurden. Die Untersuchung des Korngefüges versteht sich als ein Beitrag zum besseren Verständnis der Deformationsergebnisse und -abläufe im Pennin der Ostalpen, wobei dieser Artikel nur den Charakter eines Zwischenberichtes trägt.

2. Geologisch-tektonischer Überblick

Eine ausführliche Beschreibung der geologischen Verhältnisse sowie des Gesteinsbestandes des Penninikums von Rechnitz – Köszeg finden sich u. a. in TOLLMANN (1977), PAHR (1980), KOLLER & PAHR (1980), LELKES-FELVÁRI (1982), KUBOVICS & KOTSIS (1983), KOLLER (1985) usw. Die früher als „Schieferinseln“ eingestuftes Fenster von Rechnitz – Köszeg, Möltern, Bernstein und Eisenberg am Ostrand der Alpen werden dem Penninikum zugerechnet. Für das Rechnitz – Köszeger Fenster als größte Pennin-Einheit dieses Gebiets unterscheidet PAHR (1980) tektonisch zwei Einheiten: Eine westliche, höhere (kalkreiche Phyllite, vereinzelt Cäker Konglomerat, Grünschiefer, Serpentinite und Gabbros)

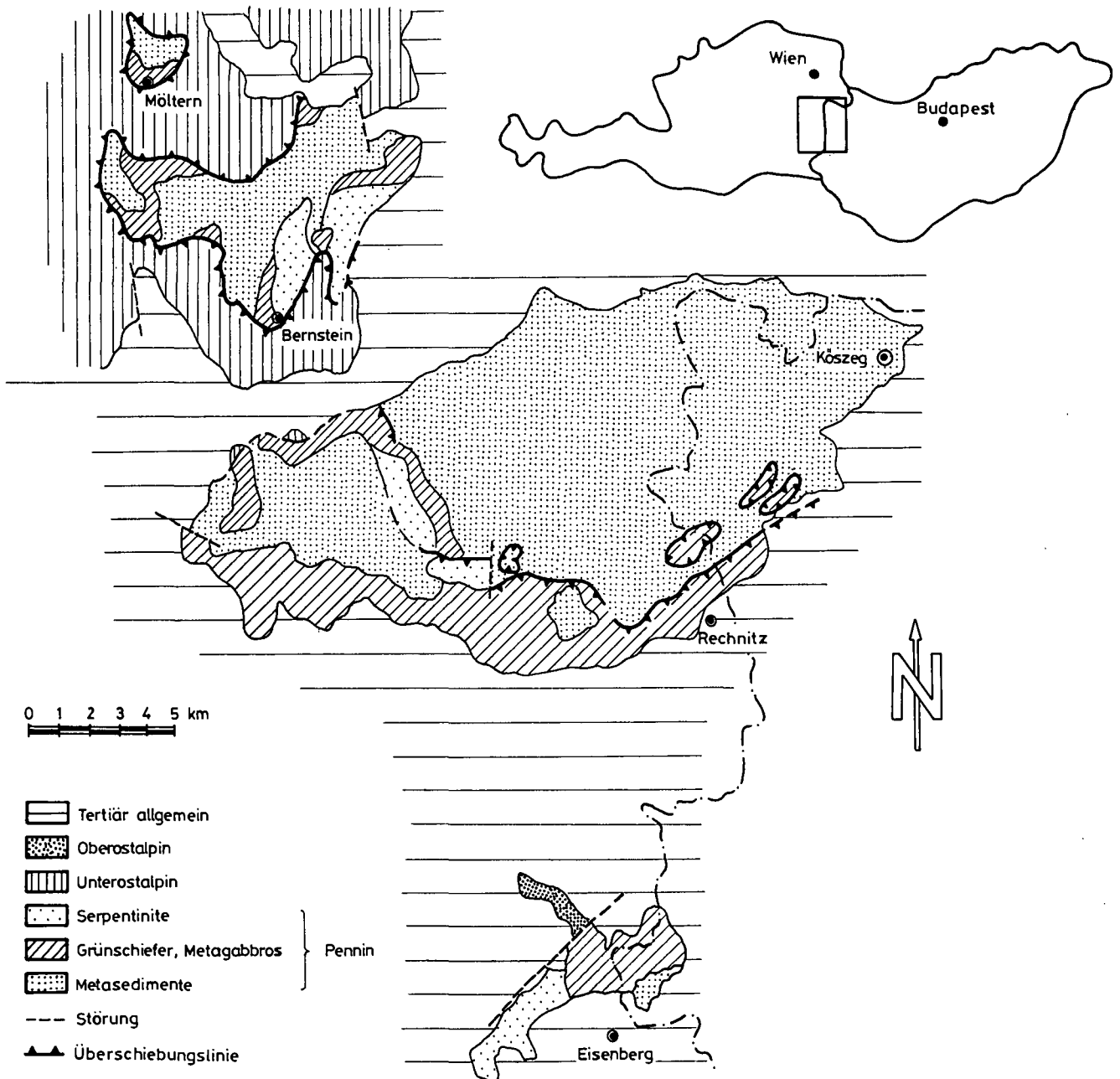


Abb. 1. Geologische Übersicht über die penninischen Fenster am Ostrand der Alpen (Grenzbereich Österreich-Ungarn). Nach KOLLER (1985).

und eine tiefere Einheit (Kalkphyllite, Quarzite und Quarzphyllite), die sich bis weit über Kőszeg auf das Gebiet Ungarns erstreckt. Für die anderen Pennin-Fenster mit geringerer Erstreckung ist eine eindeutige Zuordnung zu diesen zwei Einheiten nicht erfolgt, PAHR (1980) hält jedoch auf Grund der dort auftretenden Ophiolithe eine Zuordnung dieser zur höheren Einheit für möglich.

Die einzelnen Pennin Fenster bestehen aus epizonal metamorphen Gesteinen, PAHR (1980) gibt den Grad der Metamorphose mit der Quarz-Albit-Chlorit-Muskovit-Subfazies der Grünschieferfazies an. Nach LELKES-FELVÁRI (1982) und KOLLER (1985) läßt sich die alpine Metamorphose in zwei Stadien gliedern: Zunächst eine Hochdruck-/Niedertemperatur-Metamorphose und eine jüngere grünschieferfaziale Metamorphose. Die Rechnitz – Kőszeger Einheiten werden im österreichischen Anteil nach PAHR (1980) meist von unterostalpinen Grobgneisen (Metamorphitkomplex von Sopron), im Raum Bernstein von Gesteinen der Wechselserie (metamorpher Komplex von Fertőrákos) überlagert. Magnetische Traversen von WALACH (1977) wiesen auf eine bedeutende Erstreckung sowohl nach W als auch nach E hin.

Zum tektonischen Inventar der Rechnitz – Kőszeger Einheit ist zu bemerken, daß in der tieferen Einheit nach PAHR (1977, 1980) vorwiegend N–S-gerichtete B-Achsen, in der höheren Einheit dagegen E–W-gerichtete B-Achsen dominieren, wobei sich dort Abweichungen der mittleren Streichrichtung bis maximal 20° ergeben. Nach DUDKO & YOUNES (1990) wird im ungarischen Anteil des Rechnitz – Kőszeger Pennins ein dreiphasiger Deformationsablauf unterschieden, der mit den im Tauernfenster und den austroalpinen Deckeneinheiten nachgewiesenen Deformationen im Einklang steht.

3. Untersuchungsmethodik

Zur Analyse des Quarzteilgefüges (c-Achsenorientierung) wurden statistisch möglichst flächendeckend über die tektonischen Fenster von Rechnitz – Kőszeg, Bernstein, Mőltern orientierte Proben genommen, wobei möglichst quarzreiche Petrotypen herangezogen wurden. Wo dies auf Grund der regionalgeologischen Situation nicht möglich war, wurde auf quarzführende Grünschiefer, Kalkphyllite usw. zurückgegriffen. Je Probe wurden aus 2 tektonisch zueinander orientierten Dünnschliffen auf dem Universaldrehtisch je 150 Quarz-c-Achsen eingemessen (Abb. 2). Danach erfolgt die Rotation des senkrecht „b“ orientierten Teildiagrammes in die (bc)-Ebene und dessen Vereinigung mit dem Teildiagramm aus dem Dünnschliff senkrecht „a“. Flächen höherer Belegung von Diagrammen ähnlicher Petrotypen wurden entsprechend ihrer Lage im Arbeitsgebiet in synoptischen Diagrammen zusammengefaßt.

4. Regelungstypen des Quarzteilgefüges

Die Benennung der Regelungsbilder und bestimmter Einzelmaxima folgt der anhand von SANDER (1930) ge-

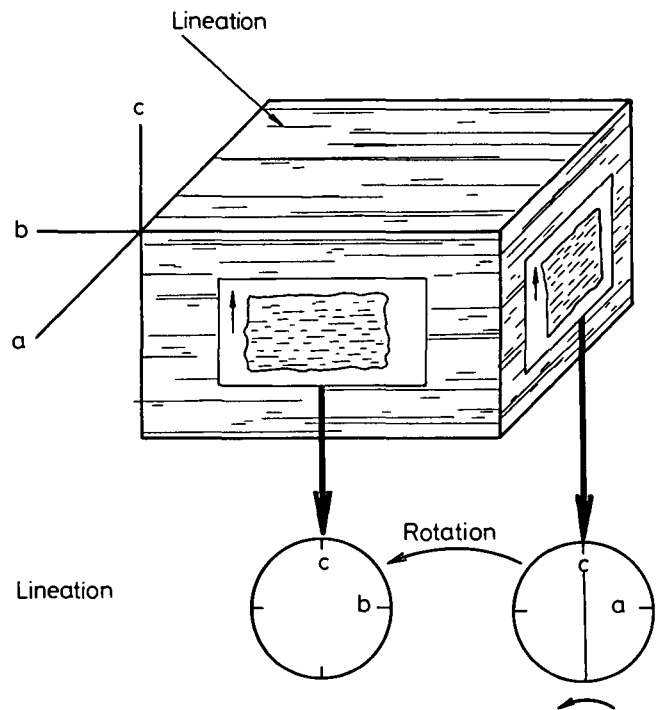


Abb. 2. Diagrammorientierung für die angewandte Darstellung der Quarzteilgefügebilder (c-Achsenorientierung).

gebenen Nomenklatur, die von FAIRBARN (1949) sowie durch die Gliederung von HOFMANN (1974) erweitert bzw. systematisiert wurden. Als Hauptregelungstypen des Quarzteilgefüges (c-Achsenorientierung) in den Metamorphiten der penninischen Fenster von Rechnitz – Kőszeg, Mőltern, Bernstein und Eisenberg liegen überwiegend ein- bzw. zweifache Kleinkreisregelungen um „b“ in teilweiser Kombination mit Maximum I/II- oder V-Regelung vor, nur selten sind in Kombination auch ac-Gürtel ausgeprägt. Kreuzgürtelregelungen bzw. Schiefregelungen wurden im Pennin nicht beobachtet, auch für einen allmählichen Übergang von Kleinkreisregelungen um „b“ zu Kreuzgürteln konnten keine Hinweise gefunden werden. In den Regelungsbildern mit zweifacher Kleinkreisregelung um „b“ tritt die äußere Kleinkreisregelung stets selbständig, die innere Kleinkreisbesetzung dagegen nur im Kombination mit der äußeren Kleinkreisbesetzung auf. Typisch für diesen Regelungstyp ist sowohl eine Unterbesetzung zwischen innerem und äußerem Kleinkreis als auch der ac-Ebene. Die Belegungsdichte erreicht im allgemeinen nur max. 5 %, die Maxima sind auf den Kleinkreisen nur unregelmäßig angeordnet, Flächen geringerer Belegungs-dichte zeigen die typische Streckung in Kleinkreisrichtung und verbinden die einzelnen Maxima zu ein- bzw. zweifachen Gürtelbesetzungen um „b“.

Im Falle der nur untergeordnet auftretenden Max. I/II- und ac-Gürtelregelung erreicht die Maximabelegung 5 %, im Falle eines untersuchten Quarzmobilisates maximal 15 %. Aus Grobgneisen der Umrandung des Bernsteiner Fensters (Probe 92) wurde eine Kreuzgürtelregelung in Kombination mit Maximum I/II festgestellt. Die Abb. 3 zeigt die Verteilung der Quarzteilgefügebilder in schematischen Diagrammen für die penninischen Fenster des Untersuchungsgebietes.

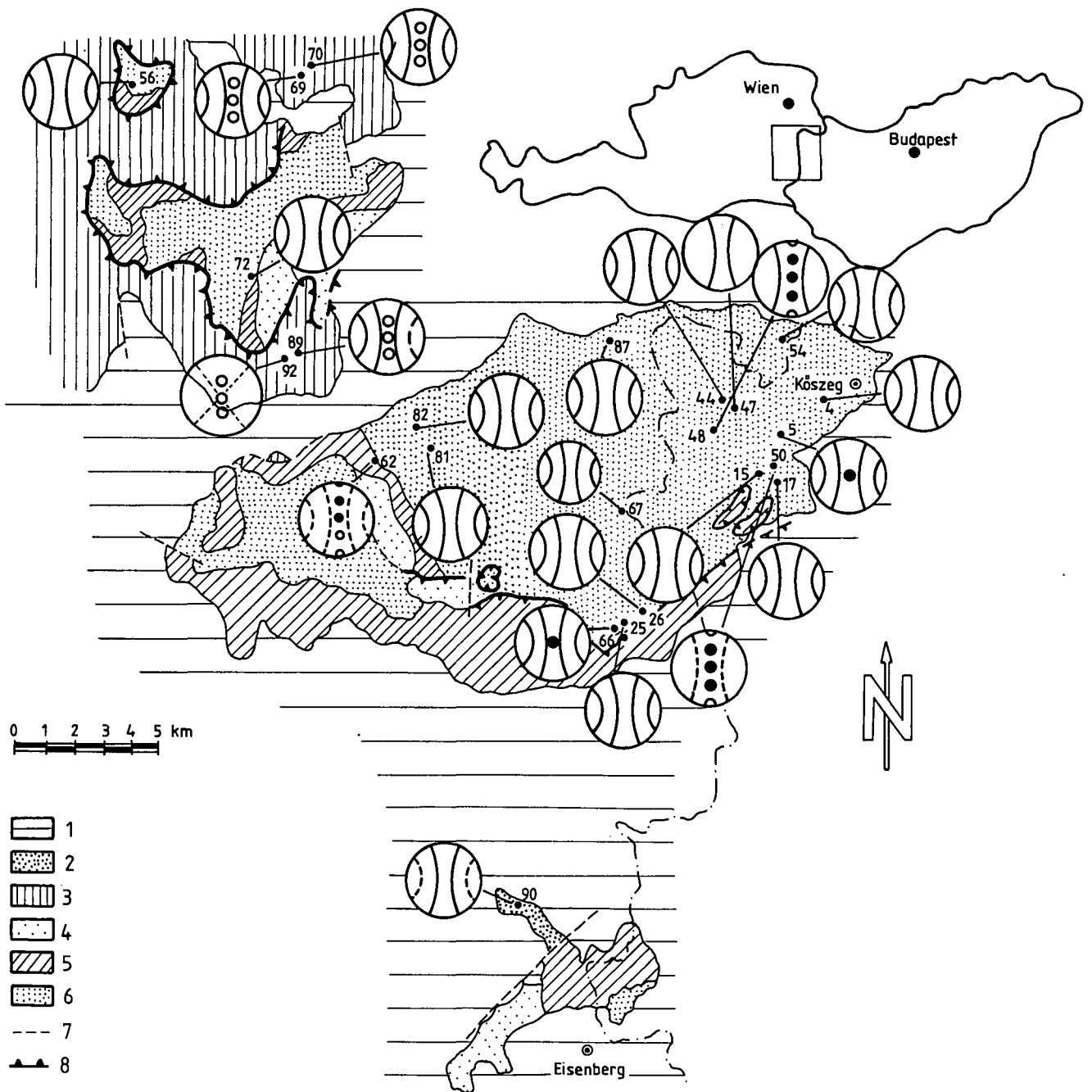


Abb. 3. Quarzteilgefüge (schematisch) in den Metamorphiten der penninischen Fenster des Alpenostrandes bei Rechnitz/Kőszeg. Geologie: vergleiche Abb. 1.

5. Diskussion der Regulationsmechanismen

In der Literatur wurden bisher zur Klärung der Regelungsbilder bzw. für die Zuordnung von Regulationsmechanismen zu bestimmten Gefügetypen folgende Erklärungsmöglichkeiten herangezogen:

- Intrakristallines Gleiten, Einregelung in Kombination von Intern- und Externrotation des Quarzkornes.
- „Fracture hypothesis“ mit Entstehung nadelförmiger Bruchkörper nach kristallographischen Richtungen während der Deformation sowie deren Externrotation und anschließende Einregelung auf Scherflächen.
- Streßorientiertes Kristallwachstum.

Bisher jedoch war es noch nicht eindeutig möglich, für das Verhalten des Quarzes bestimmte Regulationsmechanismen verantwortlich zu machen und dies auch experimentell sowie durch kristallographische Untersuchungen usw. sicher zu belegen. Es zeigte sich vielmehr, daß das Verhalten des Quarzes in Metamorphiten während der Deformation(-en) meist nicht allein von einem, sondern oft von der Kombination mehrerer Regulations- und Kristallisationsmechanismen abhängt. Auf der Grundlage von umfangreichen experimentellen Untersuchungen (v. a. zum Nachweis der Translationsregelung), dem Einsatz des TEM zum Nachweis aktiver Gleitsysteme im Quarz, von Computersimulationen mittels der TAYLOR-BISHOP-HILL-Analyse u. a. werden die häufigsten Regelungsbilder des Quarzteilgefüges ge-

genwärtig mit dem Mechanismus des Gleitens in kristallographischen Ebenen und z. T. auch der „fracture hypothesis“ erklärt. Eine detaillierte Zusammenstellung der entsprechenden Angaben findet sich u. a. bei VOLLBRECHT (1981), WIEDEMANN (1987, 1990), KLEINSCHRODT (1987), WIEDEMANN & YOUNES (1990) u. a.

Auf der Grundlage einer umfangreichen Dünnschliff- und REM-Untersuchung sowie einer Auswertung der in der Literatur zur Verfügung stehenden Daten und Angaben wird von den Autoren zur Interpretation der in der vorliegenden Arbeit dominierenden Regelungsbilder der ein- bzw. zweifachen Kleinkreisregelung um „b“ eine Kombination des Wirkens von translativem Gleiten und Externrotation von Bruchkörpern entsprechend der „fracture hypothesis“ angenommen. Hinweise auf ein kristallflächenorientiertes Zerbrechen des Quarzes, eine anschließende Rotation und Einregelung der Bruchkörper, oft durch translatives Gleiten, lassen sich v. a. in weitverbreiteten, ab-nahen bzw. ab-parallelen Scherbahnen und deren unmittelbarer Umgebung finden. Die Ausbildung von mächtigeren Scherhorizonten, Blastomylonit- oder Mylonitzonen ist für das Penninikum von Rechnitz – Köszeg nicht charakteristisch, wohl aber die Deformationsphänomene auf Mikroscherbahnen in nahezu allen Bereichen und Petrotypen des Arbeitsgebietes. In den Fällen der Maximum I- oder I/II-Regelung dagegen ist nahezu ausschließlich translatives Gleiten als Regelungsmechanismus in Betracht zu ziehen. So entspricht ein Maximum II einer dominierenden Rhomboedergleitung, ein Maximum I einer vorherrschenden Prismengleitung und ein Maximum V (um „c“ angeordnetes Maximum) v. a. einer Basalgleitung des metamorphen Quarzes.

Charakteristisch für den Deformationsablauf ist eine nahezu ab-parallele Zerschering großer Teile dieser Pennin-Fenster am Ostrand der Alpen unter den Bedingungen der einschichtigen Scherung und gleichzeitiger stärkerer horizontaler Einengung. Wie auch aus den Dünnschliffaufnahmen ersichtlich (Beispiele siehe Tafel 1), verursachte die Hauptdeformationsbeanspruchung keine einheitliche Deformation der einzelnen Gefügegenossen, oft erfolgte eine „Ableitung“ der Scherbeanspruchung über relativ geringmächtige Scherbahnen, während die dazwischenliegenden Bereiche weniger intensiv deformiert wurden bzw. im Druckschattenbereich lagen.

In phyllosilikatreichen Petrotypen wird ein erheblicher Anteil der Deformation von den translationsfreudigen, meist Glimmerlagen und -bahnen aufgenommen, in glimmerarmen oder -freien Quarzlagen dagegen ist eine stärkere, meist kataklastische Deformation mit intensiver Externrotation der Quarze entlang von Scherbahnen zu beobachten.

6. Abfolge und Zuordnung der Deformationsereignisse

Die Metamorphite der Pennin-Fenster des Ostrandes der Alpen bei Rechnitz – Köszeg, Bernstein, Mültern und Eisenberg erlitten eine polyphase Deformation, wobei Relikte des ersten Deformationsereignisses D_1 nur sporadisch beobachtbar sind (Quarz-Calcit-Mobilisate, ältere Glimmer entlang Schieferung S_1 , vgl. auch RATSCHBACHER et al., 1990). Das Deformationsereignis D_1 ist mit einer mit der Versenkung penninischer Kruste

in der Oberkreide einhergehenden Hochdruckmetamorphose (KOLLER, 1985), deren zeitliche Eingrenzung mit dem Alter der Pennin-Sedimente von max. 100 Mio. a. sowie K/Ar-Altern und 70 Mio. a. (RATSCHBACHER et al., 1990) gegeben ist.

Das Deformationsereignis D_2 ist der jungalpidischen Regionalmetamorphose zuzuschreiben, welche unter grünschieferfaziellen Bedingungen ablief und nach KOLLER (1985) sowie RATSCHBACHER et al. (1990) Temperaturen von 390–430°C und Drücke von 3–4 kbar erreichte.

Die bereits postdeformative Abkühlungsphase wird durch K/Ar-Hellglimmeralter von 19–22 Mio. a. belegt (FRANK in KOLLER, 1985). Die Deformation D_2 muß anhand der Analyse des Korngefüges der Tektonite im Arbeitsgebiet als die entscheidende und letzte, durchgreifende Interndeformation angesehen werden. Deformation D_2 zeigt sich in je nach Petrotyp und Gefügegenossen mehr oder minder gut entwickelter Schieferung der im nahezu gesamten Untersuchungsgebiet makroskopisch gut erkennbaren Streckungslineation L_2 , wobei die einzelnen Gefügegenossen, v. a. aber Quarz, Glimmer, Calcit, Aktinolith etc. zunächst eine Umregelung und oft strenge Einregelung parallel „b“, verbunden mit teilweiser Auslängung erfahren haben. Die im Rahmen dieser Untersuchungen erhaltenen Quarzteilgefügebilder spiegeln die Deformation und Einregelung der Quarzphase während D_2 wider. Die in unterschiedlicher Intensität ausgeprägte syn-, v. a. aber postdeformative Rekristallisation der Quarzphase führte nach den bisherigen Ergebnissen zu keiner bedeutenden Ent- bzw. Umregelung der Quarzphase. Eine Erklärung dafür ist ein erst nach dem Druckabfall der grünschieferfaziellen Metamorphose auftretender thermischer Peak, dieser stimmt auch mit den Auffassungen von RATSCHBACHER et al. (1990) zum Ablauf der grünschieferfaziellen Metamorphose in diesem Gebiet überein. Die für grünschieferfazielle Verhältnisse gut geregelten Quarzteilgefügebilder werden durch die überwiegend postkinematische Rekristallisation konserviert, auch in nahezu vollständig rekristallierten Quarzlagen fand keine Entregelung statt.

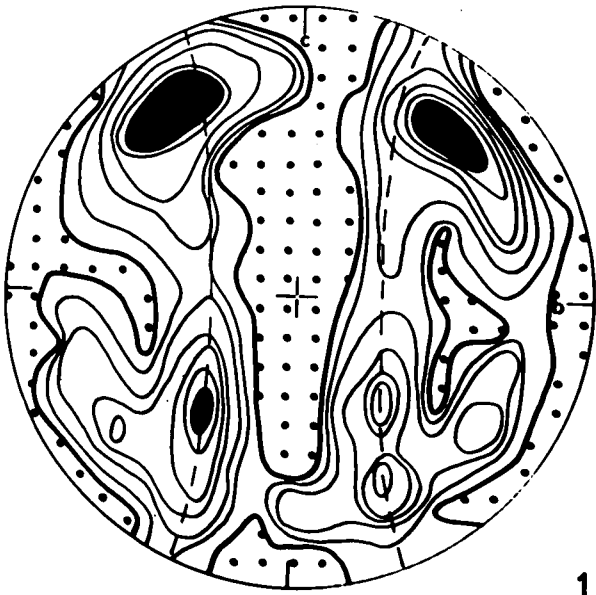
Das Deformationsereignis D_3 (Mittleres Miozän nach RATSCHBACHER et al., 1990) ist im Korngefüge durch die vereinzelte Undulösität der Quarzkörner erkennbar, wobei es bei dieser schwachen, ausgesprochenen Kaltverformung außer zu Knickungen und Verbiegungen des Kristallgitters weder zu Rotationen noch zu Entregelungen kam.

Das Deformationsereignis D_4 als letztes Ereignis dieser Abfolge (Baden-Pannon nach RATSCHBACHER et al., 1990) ist im Korngefüge durch eine schwache rupturale Deformation des Quarzes gekennzeichnet, wobei die Risse mehrere Quarzkörner (auch undulöse Quarze) ohne Richtungsänderung schneiden und entlang dieser Risse keine Bewegungen nachweisbar waren. Somit ist auch für D_4 eine Rotation oder Entregelung des Quarzes ausgeschlossen.

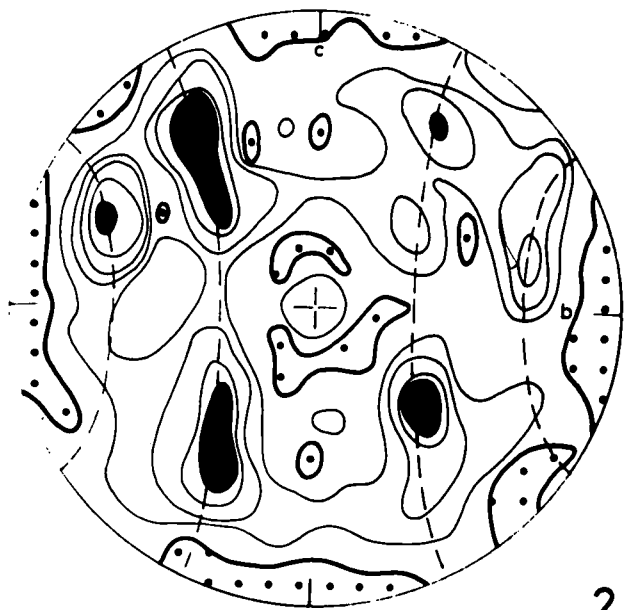
Die hier aufgestellte Abfolge der Deformationsereignisse gilt für die Analyse des Korngefüges, muß aber im weiteren Ablauf der Arbeiten in der Probenanzahl angehoben und durch gefügeanalytische Untersuchungen in Spezialprofilen ergänzt werden, um einen direkten Vergleich zwischen makro- und mikrotektonischen Daten realisieren zu können.

Tafel 1

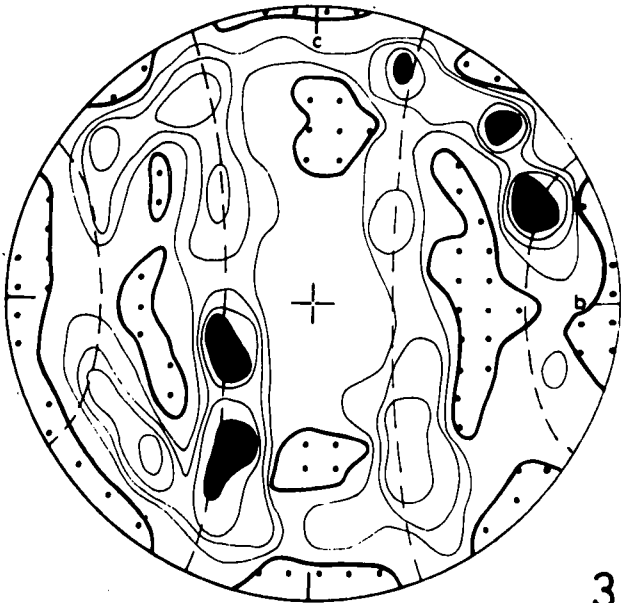
- Fig. 1: Quarzit im Quarzphyllit.
Kataklastisch-mylonitische Beanspruchung der Quarzphase und externe Rotation der Quarzblasten entlang ab-paralleler Scherflächen.
Probe 72, N Bernstein, Dünnschliff, ca. 25×, +N, parallel „b“.
- Fig. 2: Extern rotierter, deformierter Quarzblast in kataklastisch-mylonitischer Matrix.
Probe 72 (siehe Fig. 1), REM-Aufnahme, ca. 100×, parallel „b“.
- Fig. 3: Quarzphyllit, Rechnitz/Köszeger Fenster.
Kataklastische Beanspruchung auf ab-nahen und ab-parallelen Scherflächen, dazwischen und in Druckschattenbereichen stärkere syn- v. a. aber postkinematische Rekristallisation.
Probe 87, Dünnschliff, ca. 25×, +N, parallel „b“.
- Fig. 4: Probe 87 (siehe Fig. 3), REM-Aufnahme, ca. 400×, parallel „b“.
- Fig. 5: Kalkphyllit SW Köszeg.
Kornvergrößerung durch syn-, v.a. aber postkinematische Rekristallisation der Quarzphase.
Probe 15, Dünnschliff, 30×, +N, parallel „b“.
- Fig. 6: Grünschiefer.
Entlang ab-paralleler Scherfläche eingeregelter Quarz-Bruchkörper, Rekristallisation/Kornvergrößerung im Druckschattenbereich.
Probe 56, Mölttern, Dünnschliff, ca. 30×, +N, parallel „b“.



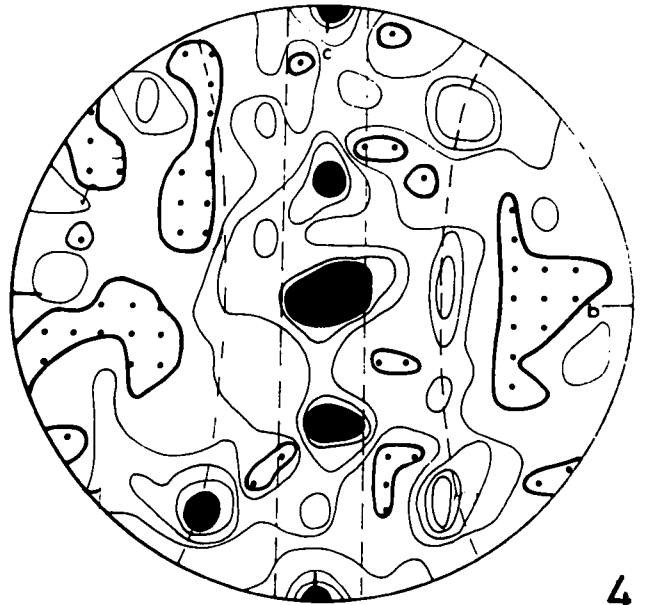
1



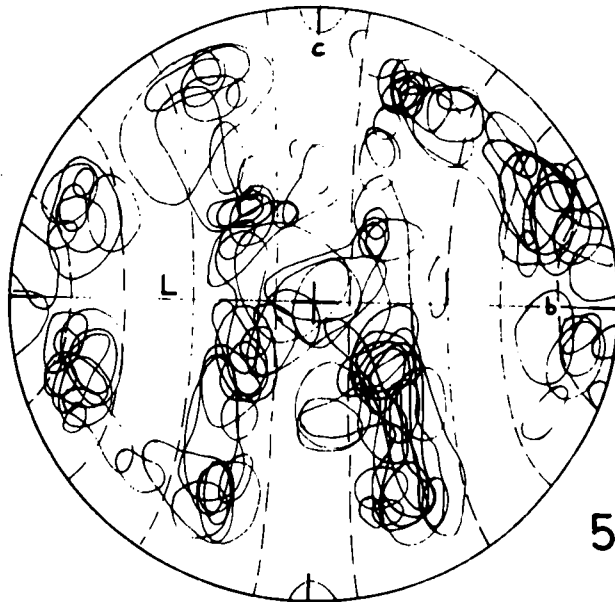
2



3



4

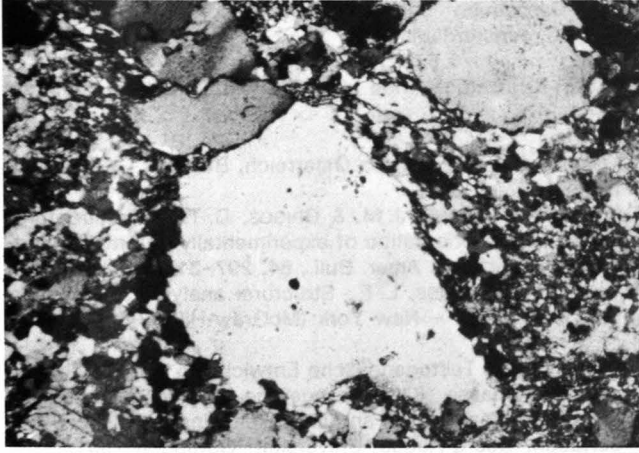


5

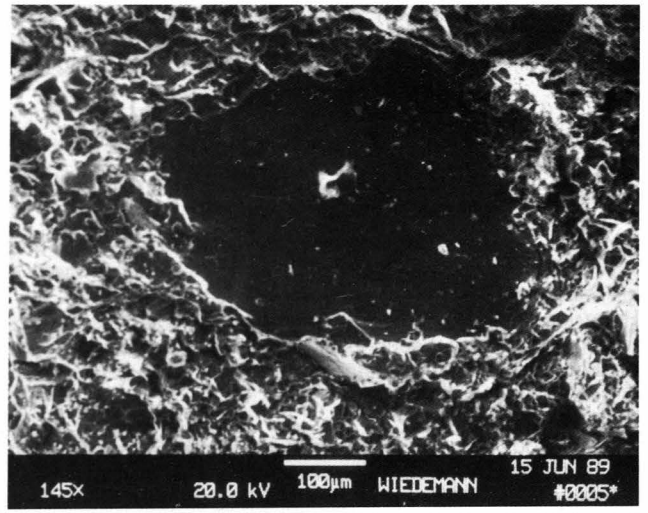
Tafel 2

- Fig. 1: Diagramm 47 (Kalkphyllit, W-Köszeg).
300 c-Achsen, Isolinien bei 0-1-2-3-4-5 %, einfache Kleinkreisregelung um „b“.
- Fig. 2: Diagramm 87 (Quarzphyllit, N-Rechnitz-/Köszeger Fenster).
300 c-Achsen, Isolinien bei 0-1-2-3-4 % (max. 5 %), doppelte Kleinkreisregelung um „b“.
- Fig. 3: Diagramm 56 (Grünschiefer mit Quarzlage, Móltern).
300 c-Achsen, Isolinien bei 0-1-2-3-4 % (max. 5 %), doppelte Kleinkreisregelung um „b“.
- Fig. 4: Diagramm 48 (quarzreicher Kalkphyllit, SSW Köszeg).
300 c-Achsen, Isolinien bei 0-1-2-3-4 % (max. 7 %), ac-Gürtelregelung (Max. I+II+V) in Kombination mit Kleinkreisregelung um „b“.
- Fig. 5: Synoptische Darstellung der Belegungsdichten von größer 3 % aus 17 Diagrammen (etwa 5000 c-Achsen) aus Quarzphylliten und Kalkphylliten des Untersuchungsgebietes.
Zweifache Kleinkreisregelung um „b“ in schwacher Kombination mit Max. I/II-Regelung.

PARSONS, J. H. & ...
shows at the bottom ...

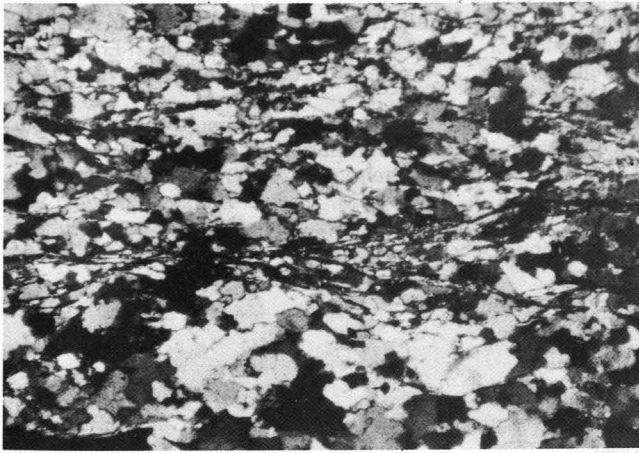


1

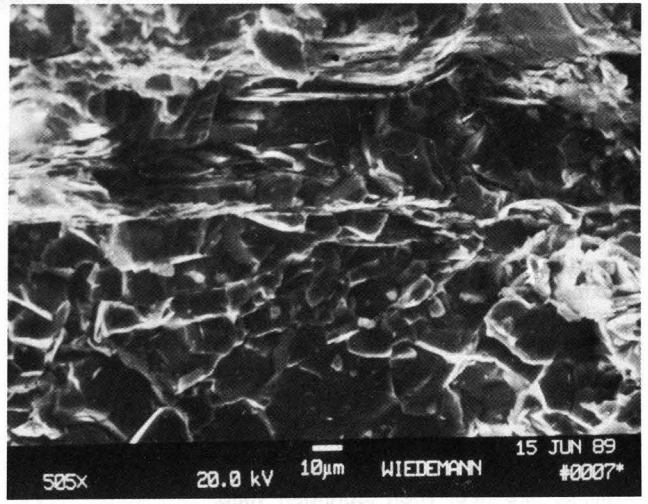


2

WACH, G. Geophysikalische ...
- ostsporn der Zentralspinn ...
Wassstein, R. Ostspinnwirkung ...
mittlen und westlichen Erdspinn ...
Formen ...



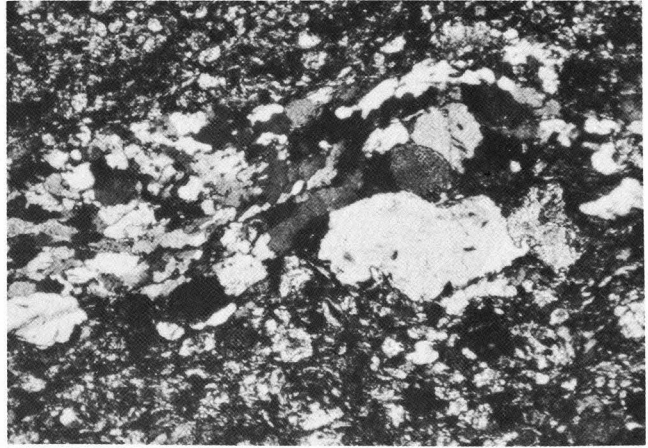
3



4



5



6

Literatur

- DUDKO, A. & YOUNES, M. T.: Alpi képlékeny deformáció a Köszegegi hegységben (Alpine plastic deformation in the Köszegegi Mountains). – *Földtani Közönlöny*, Budapest 1990 (im Druck).
- FAIRBAIRN, H. W.: Structural petrology of deformed rocks. – Cambridge, Mass. (Addison-Wesley-Publ. Comp. Inc.) 1954.
- HOFMANN, J.: Das Quarzteilgefüge von Metamorphiten und Anatexiten, dargestellt am Beispiel des Osterzgebirges. – *Freiberger Forsch.-hefte*, **C 297**, Leipzig 1974.
- HOFMANN, J.: Zur richtungsstatistischen Analyse des Quarzteilgefüges (c-Achsenorientierung) im Erzgebirge – ein Überblick. – *Exkursionsführer der GGW der DDR*, 6–14, Berlin – Mulda 1986.
- KLEINSCHRODT, R.: Quarzkorngefügeanalyse im Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol, Italien). – *Erlanger Geol. Abh.*, **114**, 1–87, Erlangen 1987.
- KOLLER, F.: Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 85–150, Wien 1985.
- KOLLER, F. & PAHR, A.: The Penninic Ophiolites on the Eastern end of the Alps. – *Ophioliti*, **5**, 65–72, Bologna 1980.
- KUBOVICS, I. & KOTSIS, T.: Exkursions Guide. 1. Köszege Range, 2. Fesöcsatár-area. – *Exkursionsführer, Eötvös-Lorand-Universität*, Budapest 1983.
- LELKES-FELVÁRI, Gy.: A contribution to the knowledge of the Köszege-Vashegy area (West-Hungary). – *N. Jb. Geol. Paläont.*, **13**, 297–305, 1982.
- LISTER, G. S.: The simulation of fabric development during plastic deformations and its applications to quartzite: the influence of deformation history. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 355–370, Oxford 1980.
- LISTER, G. S. & PATERSON, M. S.: The simulation of fabric developments during plastic deformations and its application to quartzite: fabric-transition. – *J. Struct. Geol.*, **1**, 99–115, Oxford 1979.
- PAHR, A.: Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 320–326, Wien (Springer) 1980.
- RATSCHBACHER, L., BEHRMANN, J. H. & PAHR, A.: Penninic windows at the eastern end of the Alps and their relation to the Intra-Carpathian basins. – *Tectonophysics*, **172**, 1–2, 91–105, Amsterdam 1990.
- SANDER, B.: *Gefügekunde der Gesteine*. – Wien (Springer) 1930.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich, Band 1*. – Wien (Deuticke) 1977.
- TULLIS, J. A., CHRISTIE, J. M. & GRIGGS, D. T.: Microstructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzites. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 297–314, Boulder 1973.
- TURNER, F. J. & WEISS, L. E.: *Structural analysis of metamorphic Tectonites*. – New York (McGraw-Hill) 1963.
- VOLLBRECHT, A.: *Tektogenetische Entwicklung der Müncheberger Gneismasse (Quarzkorngefüge-Untersuchungen und Mikrothermobarometrie an Flüssigkeitseinschlüssen)*. – Dissertation, Georg-August-Universität, Göttingen 1981.
- WALACH, G.: *Geophysikalische Arbeiten im Gebiet des Nordostsporns der Zentralalpen*. – *ZA Met. Geodyn.*, 1977.
- WIEDEMANN, R.: *Gefügeentwicklung in Metamorphiten des mittleren und westlichen Erzgebirgsantiklinoriums*. – *Freiberger Forsch.-hefte*, **C 425**, 63–70, Leipzig 1987.
- WIEDEMANN, R.: *Gefügefazielle und thermobarometrische Untersuchungen an Metamorphiten des westlichen Erzgebirgsantiklinoriums*. – *Freiberger Forsch.-hefte*, **C 415**, 41–88, Leipzig 1987.
- WIEDEMANN, R.: *Gefügeanalytische Untersuchungen von Augengneisen im Gebiet von Ehrenfriedersdorf – Wolkenstein*. – *Freiberger Forsch.-hefte*, **C 429**, 48–59, Leipzig 1990.
- WIEDEMANN, R. & YOUNES, M. T.: *Zur Problematik des Vergleichs der Strain- und Quarzkorngefügeanalyse*. – *Publ. of the Techn. Univ. for Heavy Industry*, **46**, Miskolc 1990 (im Druck).
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. Februar 1990.

Eine Diskussion

**Erwiderung*) auf W. WINKLER (1988):
„Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations
in the Western Part of the Eastern Alps.
Palaeotectonic Implications.“**

Von KONRAD F. WEIDICH**)

*Vorarlberg
Allgäu
Lechtaler Alpen
Oberkreide
Flysch
Biostratigraphie
Foraminiferen*

Inhalt

Zusammenfassung	397
Abstract	397
1. Einleitung	397
2. Lechtal-Decke	398
2.1. Stoffel-Mühle	398
2.2. Branderfleck	398
3. Schlußfolgerungen und Ausblick	399
Literatur	399

Zusammenfassung

Biostratigraphischen Altersangaben in WINKLER (1988), soweit sie Ablagerungen der Lechtal-Decke betreffen, wird teilweise widersprochen. Die Revision meiner früher gemachten stratigraphischen Aussagen (WEIDICH, 1984, 1985) erfolgte recht leichtfertig und ohne ausreichende Datenbasis.

Im Gebiet E Stoffel-Mühle bei Pfronten (Allgäu) wird für die jüngsten Schichten erneut ein Untercampan-Alter belegt. Die Profileile lassen sich sinnvoll zu einem Gesamtprofil mit einem stratigraphischen Umfang vom Untercenoman bis in das Untercampan kombinieren.

Für das Typusprofil der Branderfleck-Schichten am Branderfleck-Sattel E Füssen vertrete ich weiterhin ein Coniac-(bis ?Santon-)Alter. Bei WINKLER's Turon-Foraminiferenfauna dürfte es sich um aufgearbeitete Mikrofaunen aus der Matrix eines Olisthostroms handeln. Die Schichten im Liegenden bergen eine eindeutige Coniac-Foraminiferenfauna.

earlier stratigraphic statements was made superficially and risky and I miss a sufficient data base.

The youngest beds E Stoffel-Mühle near Pfronten, Allgäu, contain foraminiferal faunas of Lower Campanian age. The short sections can be combined to a section with a stratigraphic range from the Lower Cenomanian to the Lower Campanian.

For the type section of the Branderfleck Beds at the locality Branderfleck E Füssen I do advocate a Coniacian (to ?Santonian) age.

The Turonian foraminifera cited by WINKLER are most probably reworked microfaunas from the matrix of an olisthostrome. The underlying strata contain a foraminiferal fauna of Coniacian age.

**Reply to W. WINKLER (1988):
“Mid- to Early Cretaceous
Flysch and Melange Formations
in the Western Part of the Eastern Alps.
Palaeotectonic Implications-”**

Abstract

The present short note is a reply to WINKLER (1988) in so far as I don't agree with some of his age determinations concerning sediments of the Lechtal nappe. WINKLER's revision of my

1. Einleitung

Im Jahre 1988 erschien in dieser Zeitschrift eine Arbeit von W. WINKLER mit dem Titel „Mid to Early Late Cretaceous Flysch and Melange formations in the Western Part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implications.“ Darin werden biostratigraphische Altersangaben vertreten, die teilweise im Widerspruch zu meinen früher veröffentlichten Ergebnissen stehen (WEIDICH, 1984, 1985). Meiner Meinung nach hat W. WINKLER recht leichtfertig über umfangreiche mikropaläontologische Untersuchungen anderer geurteilt, obwohl ihm vergleichsweise nur sehr wenige Proben vorlagen.

Das kann und darf ich so in der Fachliteratur nicht unwidersprochen stehen lassen. Diese Erwiderung schreibe ich daher nicht aus eigener Selbstüberschätzung oder aus dem Besserenwissen des Mikropaläontologen, sondern aus der Verantwortung gegenüber meinen Kollegen, die bisher meinen Untersuchungen ge-

*) Die Erwiderung bezieht sich auf eine Arbeit, die in Jb. Geol. B.-A., 131/2, S. 341-389, Wien 1988, erschienen ist.

**) Anschrift des Verfassers: Priv.-Doz. Dr. KONRAD F. WEIDICH, Institut für Paläontologie und Historische Geologie, Richard Wagner-Straße 10/II, D-8000 München 2.

traut und auf sie gebaut haben. Denn eine echte Revision meiner mikropaläontologisch begründeten Altersangaben ist ja durch W. WINKLER nicht erfolgt.

Da das Thema nur von lokalem oder regional begrenztem Interesse ist (Westende der Ostalpen), mag mir gestattet sein, die Erwiderung in deutscher Sprache abzufassen.

2. Lechtal-Decke

2.1. Stoffel-Mühle

WINKLER (1988, S. 367) sieht die Aufschlüsse E Stoffel-Mühle als verstreut und ohne Zusammenhang an. Zu diesem Ergebnis kann nur kommen, wer sich keinen Einblick in die lokale Geologie verschafft hat. Ein Abgehen aller Gräben und die Berücksichtigung sämtlicher Aufschlüsse des genannten sehr kleinen Areals E Stoffel-Mühle dürfte unerlässlich bleiben. Die kürzeren und längeren Profilabschnitte lassen sich im Einklang mit den Geländebefunden und der Biostratigraphie sicher kombinieren (WEIDICH, 1984, Abb. 9, Tab. 12).

Nicht jeder Kontakt der monomikten Breccien mit den Peliten kann als tektonisch gedeutet werden. Die Breccien meiner Profile A und B greifen erosiv in die unterlagernden Mergel ein. Dies konnte während der Vorexkursion mit R. GAUPP und der Exkursion B „Allgäu“ des 2. Kreide-Symposiums 1982 diskutiert und vor Ort bestätigt werden (GAUPP & WEIDICH, 1982, S. B69–75).

Mein Profil C scheint W. WINKLER entgangen zu sein. Gerade durch diesen Grabenaufschluß lassen sich die cenomanen und turonen Breccien wie auch die Profilabschnitte A, B, C und D sinnvoll zusammenstellen (WEIDICH, 1984, S. 31 ff). Eine gemeinsame Geländebegehung hätte hier frühzeitig für Klärung gesorgt.

Als jüngstes mikropaläontologisch belegtes Alter gab ich „Untercampan“ an. W. WINKLER bezweifelt dies. Die gesamte Schichtfolge E Stoffel-Mühle wurde 1982 zum 2. Kreide-Symposium vorgestellt (GAUPP & WEIDICH, 1982, S. B69–75). Dabei wurde den Fachkollegen Gelegenheit gegeben, durch eigene Probennahmen meine mikropaläontologischen Ergebnisse zu überprüfen. Die Vorgehensweise entsprach etwa der eines Europäischen Mikropaläontologischen Kolloquiums.

Die jüngste Probe S.-M. 6762 aus dem Muldenkern (leg. R. GAUPP) enthielt die folgende Foraminiferenfauna:

- Archaeglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY)
- Dicarinella asymetrica* (SIGAL)
- Globigerinelloides* div. sp.
- Globotruncana arca* (CUSHMAN)
- [vgl. WEIDICH, 1984, Taf. 18 Fig. 1–3]
- G. cf. arca* (CUSHMAN)
- G. bulloides* VOGLER
- * *G. caliciformis* LAPPARENT [vgl. I. c., Taf. 18 Fig. 7–9]
- * *G. elevata* (BROTZEN) [vgl. I. c., Taf. 18 Fig. 13–15]
- asymetrica/elevata*-Übergangsformen
- [vgl. I. c., Taf. 18 Fig. 10–12]
- G. fornicata* PLUMMER [vgl. I. c., Taf. 17 Fig. 13–15]
- G. globigerinoides* BROTZEN
- G. linneiana* (D'ORBIGNY)
- * *G. thalmani* GANDOLFI [vgl. I. c., Taf. 18 Fig. 4–6]
- G. aff. contusa* (CUSHMAN) [vgl. I. c., S. 103]
- Marginotruncana marginata* (REUSS)
- M. renzi* (GANDOLFI)
- Heterohelix* div. sp.

Pseudotextularia plummerae (LOETTERLE)

[vgl. I. c., Taf. 1 Fig. 14–17]

Zu diesen planktonischen Foraminiferen gesellen sich noch die folgenden Benthonten:

- Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI)
- Glomospira irregularis* (GRZYBOWSKI)
- Tritaxia tricarinata* (REUSS)
- Dorothia trochoides* (MARSSON)
- Marssonella oxycona* (REUSS)
- * *Spiroplectammina dentata* (ALTH)
- [vgl. WEIDICH, 1985, Taf. 1 Fig. 10]
- Lagena* sp.
- Lenticulina* div. sp.
- Nodosarella* sp.
- Ellipsoidella* sp.
- Glandulina* sp.
- Aragonia ouezzanensis* (REY)
- Eouvigerina cf. serrata* (CHAPMAN)
- Eponides frankei* BROTZEN
- E. haidingeri* (D'ORBIGNY)
- Gyroidina* sp.
- * *Osangularia lens* BROTZEN
- Pullenia americana* CUSHMAN
- Loxostomum eleyi* (CUSHMAN)
- Pleurostomella aff. dacica* NEAGU
- Praebulimina cushmani* (SANDIDGE)
- P. ovulum* (REUSS)
- P. pusilla* (BROTZEN)
- Stensioeina* sp.
- Valvulineria lenticula* (REUSS)
- Lamarckina* sp.
- Milioliden.

Mit einem Stern (*) sind die das Campan anzeigenden Foraminiferen gekennzeichnet. Die Liste habe ich der Manuskript-Fassung meiner Dissertation entnommen (WEIDICH, 1982, Anhang I).

Das gemeinsame Vorkommen von *Dicarinella asymetrica* (SIGAL) und *Globotruncana elevata* (BROTZEN) weist auf den Grenzbereich Santon/Campan hin, wobei ich mich für ein Untercampan-Alter aussprach. Das Ersteinsetzen der 1-kieligen Globotruncanen, insbesondere *G. elevata*, betrachte ich als Basis des Campans (Diskussion in WEIDICH, 1984, 16–17; vgl. aber auch DOWSETT, 1984).

Insgesamt wurden mehr als 50 eigene Schlammproben und die Originalproben zu GAUPP (1980) mikropaläontologisch untersucht.

2.2. Branderfleck

W. WINKLER hat in seinem „chaotic complex cutting down in the series (Fig. 11) is an intraformational slump/debris flow, but not an olisthostrome (GAUPP, 1980; WEIDICH, 1984) as it contains only beds and components characteristic for the Upper Branderfleck-Schichten in this place“ (WINKLER, 1988, S. 370) offensichtlich die als exotisch einzustufenden großen Flachwasserkalk-Komponenten mit mittelkretazischen Großforaminiferen und Algen übersehen. Sie sind aus dem Anstehenden nicht bekannt.

Die genannten Komponenten sind also nicht Bestandteil der Branderfleck-Schichten, was GAUPP (1980) und mich (1984) veranlaßte, diesen geologischen Körper als Olisthostrom anzusprechen.

W. WINKLER hat die Matrix des „lower clast supported debris flow (WW 2545)“ untersucht, wohl das Olisthostrom zwischen meinen Proben 2 und 3 (WEIDICH, 1984, Abb. 12), und gelangte zur Alterseinstufung

„Middle to Late Turonian age“ ... „but no Coniacian forms“ (WINKLER, 1988, S. 370). Wahrscheinlich wurden nur die aufgearbeiteten und damit allochthonen Turon-Mikrofaunen erfaßt, denn die unterlagernden Schichten (keine Probenahme bei WINKLER, l. c.) belegen eindeutig ein Coniac-Alter.

Meine Proben Bf 1a–e (WEIDICH, 1984, S. 40, Tab. 3) entstammen zum Teil roten und grünlichgrauen Hemipelagiten. Der Fauneninhalt der wichtigsten Probe Bf 1e sei daher nochmals mitgeteilt:

- Globigerinelloides* sp.
- Heterohelix pulchra* (BROTZEN)
- Heterohelix* sp.
- Hedbergella simplex* (MORROW)
- Hedbergella* sp.
- * *Dicarinella primitiva* (DALBIEZ)
[vgl. WEIDICH, 1984, Taf. 15 Fig. 1–3]
- Marginotruncana canaliculata* (REUSS)
- M. pseudolinneiana* PESSAGNO
- M. marginata* REUSS
- M. renzi* (GANDOLFI)
- M. coronata* (BOLLI)
- M. tricarinata* (QUEREAU)
- M. angusticarinata* (GANDOLFI)
- M. paraconcovata* PORTHUALT
- * *Archaeoglobigerina cretacea* (D'ORBIGNY)

und weitere, aus dem Cenoman und Turon umgelagerte planktonische Foraminiferen:

- Rotalipora cushmani* (MORROW)
- Præoglobotruncana turbinata* (REICHEL)
- Dicarinella imbricata* (MORNOD)
- Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA).

An wichtigen benthonischen Foraminiferen sind zu erwähnen:

- * *Neoflabellina* sp.
- * *Loxostomum eleyi* (CUSHMAN)
- * *Eponides concinna* BROTZEN
- * *Gavelinella tumida* BROTZEN.

Dadurch ergibt sich als Alter: Unterconiac, *primitiva*-Zone.

Meine jüngste Probe aus dem Profil Branderfleck, Bf 13, enthält „mit *Tritaxia trilatera* (CUSHMAN) [WEIDICH, 1985, Taf. 1 Fig. 7] eine Foraminifere, die bisher nur aus dem Santon oder jüngeren Ablagerungen bekannt ist“ (WEIDICH, 1984, S. 40). Als Alterseinstufung gab ich „Coniac, ?Santon (*concovata*-Zone)“ an.

Die Foraminiferenfaunen wurden in Listen erfaßt und teilweise bereits abgebildet (WEIDICH, 1984, 1985). Sie stellen sich damit der Kritik der Fachkollegen. Für „poorly documented“ (WINKLER, 1988, S. 370) halte ich dieses Verfahren keinesfalls.

Insgesamt habe ich dem Profil Branderfleck 16 Schlammproben selbst entnommen. Die Originalproben zu GAUPP (1980) standen außerdem wieder zur Verfügung (WEIDICH, 1984, S. 37, 40–41). Weitere 16 Schlammproben entstammen dem benachbarten Profil Branderfleck SW-Hang (l. c., 37–39).

3. Schlußfolgerungen und Ausblick

Die kurzen Bemerkungen zu W. WINKLERS biostratigraphischen Angaben für die Lokalitäten Stoffel-Mühle und Branderfleck sollen als Beleg für meine Arbeitsweise und als Rechtfertigung für meine stratigraphischen Aussagen genügen.

Zahlreiche weitere Anmerkungen zur Biostratigraphie und Sedimentologie drängen sich auf, wie auch eine Diskussion der paläotektonischen und paläogeographischen Interpretationen WINKLER's reizvoll wären. Doch muß dies späteren Arbeiten und/oder berufenern Kollegen vorbehalten werden.

Eine frühzeitige Diskussion strittiger Fragen, wie sie sich aus der Geländearbeit oder beim Mikroskopieren ergeben, wäre wünschenswert gewesen und hätte sicherlich diesen Artikel überflüssig gemacht.

Als Mikropaläontologe stehe ich zu meinen stratigraphischen Bestimmungen, seien sie nun publiziert, dem Kollegen als schriftliche Mitteilung übergeben oder als mündliche Mitteilung geäußert. Und zwar vertrete ich sie solange, bis sie offenkundig widerlegt wurde oder ich selbst in Zweifel über ihre Richtigkeit gerate. W. WINKLER's Angaben erwecken den Anschein einer Revision meiner Ergebnisse, doch muß seine Datenbasis im Vergleich als nicht ausreichend angesehen werden.

Die mikropaläontologische Bearbeitung der kalkalpinen Kreideproben bedarf bereits beim Schlämmen einer größeren Anstrengung, später einer Reinigung des Rückstands und intensiven Auslesens (WEIDICH, 1984, 11–12). Nur durch diesen höheren Aufwand, der das übliche Maß einer Routineuntersuchung oft bei weitem überschreitet, sind gesicherte Ergebnisse zu erzielen. Dies gilt vielmehr noch für die kalkalpine Unterkreide, aus der W. WINKLER ebenfalls Proben angeben hat. Deren Foraminiferenfaunen habe ich monographisch dargestellt (WEIDICH, 1987, im Druck).

Literatur

- DOWSETT, H. J.: Documentation of the foraminiferal Santonian–Campanian boundary in the Northeastern Gulf of Mexico. – J. Foramin. Res., **14**, H. 2, 129–133, 3 Abb., 1 Taf., Washington D. C. 1984.
- GAUPP, R. H.: Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des West-Teils der Nördlichen Kalkalpen. – 282 S., 100 Abb., 7 Tab., Diss. TU München 1980.
- GAUPP, R. H. & WEIDICH, K. F.: Stoffel-Mühle, Branderfleck. – In: 2. Symposium Kreide, München 1982, Exkursionsführer, B69–82, München 1982.
- WEIDICH, K. F.: Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfau- na der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman–Untercampan) der Bayerischen Alpen. – V+275 S., 54 Abb., 10 Tab., 22 Taf., Anhang I, II, Diss. Univ. München 1982.
- WEIDICH, K. F.: Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfau- na der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman–Untercampan) der Bayerischen Alpen. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N. F., **162**, 1–151, 51 Abb., 10 Tab., 21 Taf., München 1984.
- WEIDICH, K. F.: Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman–Untercampan) in den Bayerischen Kalkalpen. – Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **7**, 221–261, 13 Abb., 4 Taf., Wien 1985.
- WEIDICH, K. F.: Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. – VI+522 S., 30 Abb., 31 Tab., 62 Taf., Habil.-Schr. Univ. München 1987 [erscheint 1990 gedruckt als Band der Zeitschrift Zitteliana, **17**, München].
- WINKLER, W.: Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implications. – Jb. Geol. B.-A., **131**, H. 2, 341–389, 20 Abb., 9 Tab., Wien 1988.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Januar 1990.

Answer to K. WEIDICH's Reply*)

Von WILFRIED WINKLER**)

Vorarlberg
Allgäu
Lechtaler Alpen
Oberkreide
Flysch
Biostratigraphie

Inhalt

Zusammenfassung	401
Abstract	401
1. Introduction	401
2. Stoffel-Mühle Area	401
3. Branderfleck Area	402
Acknowledgments	403
References	403

Zusammenfassung

Nach WEIDICH's Erwiderung erscheint es notwendig, seine früheren biostratigraphischen Kalibrierungen einiger kretazischer synorogener Sedimente in den Nördlichen Kalkalpen noch einmal auf einer objektiven Basis zu diskutieren. Im weiteren wird ihm vorgeschlagen, den Begriff „Olisthostrom“ mit mehr Sorgfalt und im Sinne der ursprünglichen Definition zu verwenden.

Answer to K. WEIDICH's Reply

Abstract

From WEIDICH's reply it appears necessary to discuss again his earlier biostratigraphic calibrations of some Cretaceous synorogenic sediments in the Northern Calcareous Alps on an objective base. Further, it is suggested to him to apply the term "olisthostrome" with more care and in accordance with the original definition.

1. Introduction

Recently, K. WEIDICH and I have worked in Cretaceous synorogenic sediments in the Northern Calcareous Alps. Whereas K. WEIDICH dealt essentially with the biostratigraphy and palaeoecology (e.g. WEIDICH, 1984), I concentrated on sedimentary petrography, sedimentology and inferred palaeotectonic consequences. My original starting points were the complex South Penninic and Austroalpine melanges comprised in the Arosa and Walsertal zones (WINKLER & BERNOULLI, 1986; WINKLER, 1988). We met as my work ex-

tended structurally upward and geographically eastward; I mention this, because we have applied different approaches and I was probably more sensitive to tectonic problems.

WEIDICH's discussion is focussed on two outcrop areas treated in both papers (WEIDICH, 1984; WINKLER, 1988). I shall respond to his discussion separately and in so doing give supplementary information I was not able to include in WINKLER (1988). However, I shall not go into detail concerning the biostratigraphic value of the benthic foraminifera indicated by WEIDICH (1984), because of the great uncertainties involved. WEIDICH (1984) and in the present reply discusses thoroughly the arguments for planktic foraminifera, but completely leaves open the even more difficult benthic calibrations!

2. Stoffel-Mühle Area

WEIDICH (1984) gives a too much simplified picture of the tectonic situation in this area, and after my own inspection I concluded that the inferred ages of the undated dolomite breccias enveloped by dated marlstones can be considered only as apparent ages. Generally, the tectonic trend of the beds in the Stoffel-Mühle area does not seem compatible with a simple E-W trending syncline. In detail, the incompetent marlstones and fine grained sandstones are folded on a small scale and lenticularly disrupted, especially near the contacts with the competent, several meters thick, dolomite breccias. With such a high deformation the presence of discordant tectonic planes between competent and incompetent units must be considered as probable. For example the breccia beds in sections A and B in WEIDICH (1984, p. 34) are not necessarily two individual beds, but may represent the same bed separated by a tectonic plane ramping up from Early to Late

*) The reply of K. WEIDICH which is published in the same volume refers to a paper by W. WINKLER „Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implications“ in Jb. Geol. B.-A., 131/2, S. 341-389, Wien 1988.

**) Author's address: PD Dr. WILFRIED WINKLER, Geologisches Institut, ETH Zürich, Sonneggstraße 5, CH-8092 Zürich.

Cenomanian marlstones. The "erosive" contact could be due to tectonic erosion as clearly seen in isolated outcrops. GAUPP (1980) has described some evident examples of sedimentary erosion by "Blockbrekzien" in the Branderfleck-Schichten, but these facts cannot be inferred a priori to any occurrence of this rock type, especially in the case of bad outcrop conditions and clear tectonic overprint. Such relation should only be revealed by detailed tectonic analysis and petrographic correlation between breccia beds. WEIDICH (e. g. 1984) makes conclusions based solely on his stratigraphic data, disregarding the dominant tectonic overprint which is clear, if one looks close to the rocks.

Concerning the Campanian age for the youngest sediments in the Stoffel-Mühle area (WEIDICH, 1984) general uncertainties arise from the correlation of ammonite zones with foraminiferal zones at the Santonian-Campanian transition (see discussion in BIRKELUND et al., 1983, 15-16). I think we have still to accept that stage boundaries are defined by ammonites and in the present case it is *Placenticerias bidorsatum*, which is very rare. This fact demands more prudence in biostratigraphic calibrations. WEIDICH (1984) reports *Dicarinella asymetrica* and *Globotruncanites elevata*. But, depending on the interpretation, the common occurrence may indicate a Late Santonian (ROBASZYNSKI et al., 1983; CARON, 1985) or Early Campanian age (WEIDICH, 1984; HAQ et al., 1987). MARK's proposition to define the Santonian-Campanian boundary by the extinction of *D. asymetrica* is difficult to prove in the present series, because of the high degree of turbiditic reworking. *Rosita fornicata* (*Globotruncana thalmani* in WEIDICH, 1984) is not indicative for Campanian (ROBASZYNSKI et al., 1983; CARON, 1985). *Globotruncana calciformis* figured in WEIDICH (1984, plate 18, figures 7-9) appears to represent, after taxonomic revisions, a transitional form between *R. fornicata* and *R. patelliformis* for which a Late Santonian to Early Campanian age is tentatively assumed (ROBASZYNSKI et al., 1983). Therefore, at the moment, an assured Campanian age could only be indicated by *Globotruncana ventricosa* which is not reported by WEIDICH. This is an unsatisfactory situation, but must be accepted.

3. Branderfleck Area

Olistostrome is a rather well defined term introduced by FLORES (FLORES in BENEVOLO, 1955; FLORES, 1959). It appeared in the literature at the early advent of the gravity flow concept and FLORES could convincingly explain how, in Oligocene to Pleistocene series of Sicily, huge and chaotic rock masses could occur without postdepositional tectonic imbrication. Other well documented examples were described e. g. by ABBATE et al. (1981). Tectonics is thought to be responsible, indeed, but as a triggering force leading to catastrophic margin failures by unlocking big rock masses at the basin margin. Immense masses of blocks are supposed to have rolled and slid down to the deeper basin. After FLORES's (1959) definition olistostromes are outstandingly thick and therefore mapable chaotic complexes containing blocks and pebbles of variable size (a few cm to hundreds of meters in diameter) and age (in Sicily, Carboniferous to Oligocene) comprised in a predominantly pelitic, but heterogeneous matrix. I would like to stress in particular the characteristics

"mapable" and "heterogeneous matrix" and that GAUPP (1980) and consequently WEIDICH (1984) have applied a modified version of the term olistostrome. In my opinion quite unfortunately, FLORES (1959) also added the unprecise meaning "exotic" (exotic blocks etc.) to the definition, though he well identified their facies and age. About the "exotic" nature of the reworked material comprised in the Austroalpine synorogenic sediments see WINKLER (1988, p. 372). It appears that they all can be derived from older and coeval Australpine and South Penninic sedimentary cover and basement rocks.

In the Turonian to Early Coniacian Branderfleck section (GAUPP, 1980; WEIDICH, 1984; WINKLER, 1988) besides normal turbidite and hemipelagic beds and dolomite breccias. Two somewhat special sediment types occur for which WEIDICH claims the term "olistostrome": These are several meters thick grain supported breccias and one chaotic irregular complex cutting an earlier deposited breccia bed and several turbidites. The latter complex is the "olistromatic bed" in GAUPP (1980) and WEIDICH (1984). This consists essentially of softly deformed and boudinaged (disrupted) turbidite beds and dissociated breccia pebbles all comprised in a pelitic matrix of former turbiditic marls. The close similarity of the adjacent normally layered sediments is evident and therefore the classification as a (mildly displaced) slump is appropriate (WINKLER, 1988, p. 370).

The discussed breccia beds are composed of *Orbitolina*-bearing limestone pebbles (cm to dm in size and well sorted) and a void filling sandy matrix. The pebbles are of variable nature as *Orbitolina*-bearing limestones with considerable amounts of Jurassic and Tithonian radiolarite and calpionella limestone grains (approx. 25 %) obviously derived from an extrabasinal source. There are also associated sparitic limestone pebbles with green algae and miliolids. From thin section it appears that the transition from the *Orbitolina*-bearing pebble to the matrix is very gradational and it can be assumed that the pebbles at the time of reworking were not completely lithified but still soft. The chromite-bearing matrix is qualitatively of the same composition as the associated sandy turbidite beds and the turbidites contain isolated reworked *Orbitolina* ssp. This indicates that the two sediments were derived from at least a similar source. However, it is still to be explained why weakly lithified *Orbitolina* limestones were reworked.

It is noteworthy that, in the Austroalpine realm, the late Early to late Cretaceous detrital sedimentation occurred in an ever changing scenario of deep basins, shallow water areas and swells. Since e. g. AMPFERER (1924) it is already well known that the Aptian-Cenomanian basinal Kreideschiefer of the Lechtal nappe contains *Orbitolina* ssp. in sandstones and conglomerates (see also WINKLER, 1988). They were obviously transported by turbidites from the shallow water to the deeper basin. In other places transgressive "massive" (WEIDICH, 1984) *Orbitolina*-bearing deposits occur, discordantly overlying Triassic and Early Jurassic carbonates (e. g. Regau and Wetzstein-Laine sections [WEIDICH, 1984; WINKLER, 1988]). In the transgressive *Orbitolina*-bearing limestones of the Wetzstein-Laine section in comparison with the Branderfleck debris flows there is a similar amount of Triassic extrabasinal dolomite grains. By rapid deepening these

shallow water deposits were covered by marly hemipelagic and later turbiditic deposits. It is therefore reasonable to interpret the *Orbitolina*-bearing limestone pebbles in the Branderfleck section as weakly lithified intrabasinal (sensu ZUFFA, 1980) material reworked by slump and debris flow processes, even though they do not show exactly the same microfacies as in the above quoted sections. The close similarity of matrix and turbidite sands implies that the breccias represent the proximal equivalents of sandy turbidites (see e.g. PRICE, 1977, for a model). If we would follow WEIDICH's suggestion, we should have to consider any coarse grained debris flow or slump intercalated with turbidites in a proximal fan environment as an "olistostrome". WEIDICH's criticism therefore fails, because the sediments discussed can by no means be compared in size, composition and derivation with olistostromes in the original description. I suppose that we can replace FLORES' (1955, 1959) meaning of "exotic" today by the term "extrabasinal" (e.g. ZUFFA, 1980) which is much clearer and more to the point. Flysch turbidite series are in general composed of extrabasinal (terrigenous) and intrabasinal (allochemical and rip-up) material. Also the dominant occurrence of one of these components and especially those of intrabasinal provenance is no reason to call such beds olistostromes. This term should be reserved for chaotic masses which are in size and origin comparable with the originally defining complexes.

For the discussion of biostratigraphic evidence in the Branderfleck section we have to include also the nearby Branderschrofen section, because of the close interrelation of the arguments (WEIDICH, 1984). From WEIDICH's criticism above some fundamental differences in working philosophy between him and the group around F. ROBASYNSKI, M. CARON, J. M. GONZALES DONOSO and A. H. WONDERS arise. This is not intended to say that he is wrong, but that there are also other arguments which must be considered. In the Branderfleck and Branderschrofen section a Coniacian to Early Santonian (the latter partly sure, partly with question marks in WEIDICH [1984]) age seemed to me problematic, firstly, because of the really rare presence of *Dicarinella concavata* (one rare and one cf-occurrence out of 21 examples). But WEIDICH (1984) assumes that in the Eastern Alps *Marginotruncana paraconcavata* (PORTHAULT) replaces *D. concavata*. Its combined occurrence with *Dicarinella primitiva*, indeed reasonably points to an Early Coniacian age (ROBASYNSKI et al., 1983). The Early Santonian (and consequently Late Coniacian) in the Branderschrofen section is inferred by WEIDICH (1984) by the supposed ("working hypothesis", p. 112) lineage: *Hedbergella simplex* - *Rugoglobigerina hoelzli* - *Ru. hexacamerata*. In the Branderfleck section the presence of the agglutinated foraminifera *Tritaxia trilatera* (CUSHMAN or REUSS in WEIDICH [1984, p. 40 or 27]) should be indicative for Santonian. For this benthic foraminifer serious taxonomic uncertainties exist and we cannot find in WEIDICH's papers or the above reply the evidence from which the Santonian age is inferred. Concerning the supposed lineage there seem to me two solutions:

1) The genus *Rugoglobigerina* develops from *Archaeoglobigerina* in Campanian and earlier similar forms have to be considered as *Falsotruncana* (CARON [1966], but not accepted by WEIDICH [1984]) or in particular *F. maslaskovae* (CARON, 1985) or

2) WEIDICH's lineage is correct but in contradiction to other zonations indicating an appearance of *Ru. hexacamerata* in Late Maastrichtian.

This is an experts' dilemma and cannot be solved here. But from objective criteria, i.e. accepted markers, no Late Coniacian or Santonian age can be interpreted (see CARON, 1985). Therefore WEIDICH's evidence for an age younger than Early Coniacian is based on a stack of hypothetical assumptions which one day could prove to be right or wrong. In conclusion we have to admit that WEIDICH's critiques are in part justified (Early Coniacian in the Branderfleck section, indicated as possible in WINKLER, 1988), but younger ages are not satisfactorily proved.

The work of WINKLER (1988) was by no means intended to revise WEIDICH's biostratigraphic data, but to study the relations between provenance and supposed palaeotectonics in the Austroalpine palaeogeographic realm. However, the different approaches we have applied should not prevent their combination.

Acknowledgements

This is a contribution to the Swiss Science Foundation Grant, no. 2.083-0.83. I am indebted to M. CARON and J. P. BECKMANN for biostratigraphic advice. M. CASEY kindly improved the English text.

References

- ABBATE, B., BORTOLOTTI, V. & SAGRI, M.: An approach to olistostrome interpretation. - In: RICCHI LUCCHI, F. (Ed.): Excursion guidebook with contributions on sedimentology of some Italian basins, 2nd Europ. Regional Meet. IAS, Bologna, 165-203, 1981.
- BIRKELUND, T., HANCOCK, J. M., HART, M. B., RAWSON, P. F., REMANE, J., ROBASYNSKI, F., SCHMID, F. & SURLYK, F.: Cretaceous stage boundaries - Proposals. - Bull. Geol. Soc. Denmark, **33**, 3-20, 1984.
- CARON, M.: Globotruncanidae du Crétacé supérieur du synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes, Suisse). - Rev. Micropaleont., **9**, 68-93, 1966.
- CARON, M.: Cretaceous planktic foraminifera. - In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy, 17-86, Cambridge (Cambridge University Press) 1985.
- FLORES, G.: Discussion. - In: BENEIO, E.: Les résultats des études pour la recherche pétrolière en Sicilie, Proc. 4th world Petroleum Congr. I, A/2, 121-122, 1955.
- FLORES, G.: Evidence of Slump phenomena (olistostromes) in the areas of hydrocarbon exploration in Sicily. - Proc. 5th World Petroleum Congr. I, 259-275, 1959.
- GAUPP, R. H.: Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. - Diss. Techn. Univ. München, 282 p., 1980.
- HAQ, D., HARDENBOL, J. & VAIL, P.: The new chronostratigraphic basis of Cenozoic and Mesozoic sea level changes. - Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ., **24**, 1987.
- MARKS, P.: Proposal for the recognition of boundaries between Cretaceous stages by means of planktonic foraminiferal biostratigraphy. - Bull. Geol. Soc. Denmark, **33**, 163-169, 1984.
- PRICE, I.: Deposition and derivation of clastic carbonates on a Mesozoic continental margin, Othris, Greece. - Sedimentology, **24**, 529-546, 1977.
- ROBASYNSKI, F., CARON, M., GONZALES DONOSO, J. M. & WONDERS, A. H.: Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. - Revue Micropal., **26**, 145-305, 1983/1984.

WEIDICH, K. F.: Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfau­na der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman–Untercampan) der Bayrischen Alpen. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N. F., **162**, 151 p., 1984.

WINKLER, W.: Mid to early Late Cretaceous flysch and melange formations in the Western part of the Eastern Alps. Palaeo­tectonic implications. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 341–389, Wien 1988

WINKLER, W. & BERNOULLI, D.: Detrital high-pressure/low tem­perature minerals in a Late Turonian flysch sequence of the eastern Alps (western Austria): Implications for early Alpine tectonics. – *Geology*, **14**, 598–601, 1986.

ZUFFA, G. G.: Hybrid arenites: their composition and classifica­tion. – *J. Sediment. Petrol.*, **50**, 21–29, 1980.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 15. März 1990.

Buchbesprechungen

BLASCHKE, R., DITTMANN, G., NEUMANN-MAHLKAU, P. & VOWINCKEL, I.: Interpretation geologischer Karten. 2. überarbeitete Auflage, 1989. – VIII + 75 S., 78 Einzelabb., Beilagen. – 20,5 x 20,5 cm, kartoniert, DM 24,-.
ISBN 3-432-89042-7.

Das vorliegende Werk macht auf den ersten, flüchtigen Blick einen gefälligen Eindruck. Dem Vorwort und der Rückseite des Umschlages kann man entnehmen, daß sich die Autoren dieses Buches besonders an jene wenden, die nur am Rande von der Geologie berührt werden, wie etwa Studenten benachbarter Fachgebiete zur Geologie und Laien. Der wichtigen graphischen Umsetzung des Buchthemas wurde zur Erleichterung des räumlichen Verständnisses die kluge Idee zugrunde gelegt, anhand der wiederholten Verwendung eines gleichbleibenden Blockmodells mit schematisiertem Relief eine Reihe von Variationen geologischer Lagerungsverhältnisse, von einfacheren bis zu komplizierten, darzustellen und sie mit der Auswirkung auf das Kartenbild zu koppeln. Der Text ist um Ausführlichkeit und Genauigkeit bemüht. Nach den Angaben der Autoren dürfte sich dieses Buch bewährt haben, woran sicher auch der Anhang mit Übungsbeispielen Anteil hat. Der Rückseite des inneren Buchtitels ist zu entnehmen, daß die ersten der beiden alphabetisch gereihten Autoren des Buches dessen Designer (!) sind; die beiden anderen sind für den fachlichen Aspekt verantwortlich.

Für die folgenden Auflagen sind eine Reihe von Verbesserungen zu empfehlen. Sie vollständig aufzuzählen ist hier allerdings kein Platz. Bei der Kapitelgliederung sollte zur Vermeidung von Mißverständnissen die logische Hierarchie sorgfältiger berücksichtigt werden: Auch „Geologische Karten“ sind „Kartographische Darstellungen“; die Kapitelüberschrift für das 4. Kapitel „Lagerungsverhältnisse geologischer Schichten“ gilt auch für die folgenden Kapitel 5, 6 und 7. Die Ausdrucksweise ist an mehreren Stellen unbeholfen, z.T. irreführend: „Abb. 12 Verschneidungslinie einer geologischen Fläche mit der Erdoberfläche (Ausblülinie) in Karte und Profil“; hier wäre es wohl für einen Fernerstehenden klarer, den Klammersausdruck gleich nach dem ersten Wort einzuschalten. Unvollständig und damit eigentlich falsch ist die Formel auf Seite 13 „Streichrichtung +90° = Fallrichtung“, denn bei gegebener Streichrichtung gibt es zwei mögliche, einander gegenüberliegende Einfallrichtungen. Falsch ist auch, „Vergenz“ als „verkippte Achsenebene von Falten“ zu definieren; seit STILLE (1930) gilt Vergenz als Richtung (!) der Kippung von Falten. Um die räumliche Aussage der Blockbilder, von der Titelseite angefangen, zu verbessern, sollten die vertikalen Schnittflächen von der Oberfläche differenziert werden, etwa durch Schattierung; so laufen die gewählten groben Raster undifferenziert und mit gleicher Orientierung von der Oberfläche in die Schnittflächen, was an mehreren Stellen nicht beabsichtigte Eindrücke suggeriert.

ALOIS MATURA

KRAMER, W.: Magmengenetische Aspekte der Lithosphärenentwicklung. – Schriftenreihe für Geologische Wissenschaft, H. 26, 136 S., 35 Abb., 24 Tab., 8 Taf., Berlin (Akademie-Verlag) 1988. DM 28,-.
ISBN 3-05-500269-5. ISSN 0323-8946.

Das jüngste Heft dieser Schriftenreihe beschäftigt sich mit basischen Magmatiten der mitteleuropäischen Varisziden im Bereich der DDR. Es vermittelt dem Leser ein ausgewogenes

Mittelmaß zwischen Information im Detailbereich, optisch gut unterstützt durch zahlreiche Tabellen und Diagramme der geochemischen Analyseergebnisse, und verständlicher Diskussion der Untersuchungsergebnisse.

Basierend auf umfangreichen petrographischen und wie schon eingangs erwähnt geochemischen Untersuchungen werden Typusformationen basischer Gesteine des Vogtländischen Synklinoriums, der Lausitzer Antiklinalzone, der Oberhöfer Mulde, der Zwickauer Mulde und der Norddeutsch-Polnischen Senke beschrieben und hinsichtlich ihres geotektonischen Environments sowie ihrer magmatischen Differenziertheit charakterisiert. Davon abgeleitete Überlegungen ergeben Schlüsse über magmenbildende Prozesse sowie über Fraktionierungs- und Kumulierungsvorgänge in Mantel und Kruste.

Aufgrund dieser Forschungsergebnisse sowie anhand von Untersuchungen, die an Gabbro- und Peridotit-Xenolithen durchgeführt wurden, konnten Argumente für vertikale und laterale Inhomogenitäten der tieferen Lithosphäre und deren Beziehung zu geotektonischen Fragestellungen, aber auch Überlegungen die Lagerstättenforschung betreffend, herausgearbeitet werden. Im Ganzen gesehen ein instruktives Fachbuch für am magmatischen Geschehen der mitteleuropäischen Varisziden interessierte Geologen und Petrographen.

GERHARD PESTAL

LIETH, H.H.F. & MARKERT, B.A.: Aufstellung und Auswertung ökosystemarer Element-Konzentrationskataster. Eine Einführung. – IX + 193 S., 39 Abb., Berlin – Heidelberg – New York – London – Paris – Tokyo (Springer) 1988, DM 54,-.
ISBN 0-387-18809-6.
ISBN 3-540-18809-6.

Aufgrund ihrer Pilotstudien und der dabei gewonnenen Erfahrungen wurde die Arbeitsgruppe Systemforschung an der Universität Osnabrück von der International Union of Biological Sciences beauftragt, ein Projekt zur Erstellung von sogenannten Element-Konzentrations-Katastern für alle großen Ökosysteme der Erde zu entwickeln.

In der Einleitung wird kurz auf die Bedeutung und Wirkung von Mineralstoffen in Ökosystemen eingegangen. Im folgenden wird die Analytik von Ökosystemen behandelt, die im wesentlichen folgende Teilbereiche umfaßt: repräsentative Probenahme, Waschen, Trocknen, Homogenisation, Lagerung, Probenaufbereitung und die Analyse selbst mittels moderner Analysemethoden. Anschließend wird die vergleichende Darstellung von Ergebnissen der Multielementanalysen erörtert, u.zw. als „Fingerprintgraph“, als Element-Konzentrations- und als Element-Konzentrations-Bereichs-Kataster. An 4 Beispielen werden dann die Möglichkeiten der Anwendung dieser Kataster aufgezeigt. Es sind dies die Untersuchung von Hochmoorböden zur Indikation der anorganischen Umweltbelastung, Vergleich der Kataster von Glycophyten und Halophyten, Verteilungsmuster der Lanthaniden in verschiedenen Pflanzen und Böden sowie Interelement-Korrelationen in verschiedenen Pflanzenarten. Im Anhang ist auch eine erweiterte Liste der chemischen Elemente angegeben, die aber durchaus entbehrlich wäre, da sie – außer 11 Buchseiten beanspruchend – keinen zusätzlichen Informationsgewinn darstellt.

Mit diesem Programm der Aufstellung von Element-Konzentrations-Katastern werden sicherlich neue Anreize und Diskussionsgrundlagen für die Ökosystemforschung geschaffen. Nicht realistisch scheint die Meinung zu sein, daß die Indu-

strie in Zukunft ein Universal-Analysengerät produziert: die große „black box“, die sozusagen auf Knopfdruck die Gehalte aller Elemente des Periodensystems für Herrn Jedermann auswirft. Im Interesse einer fundierten wissenschaftlichen Forschung wird auch weiterhin die interdisziplinäre Zusammenarbeit zwischen Chemikern und Ökologen auf diesem Arbeitsgebiet essentiell bleiben.

PETER KLEIN

PRICHARD, H.H., POTTS, P.J., BOWLES, J.F.W., CRIBB, S.J.(Eds.): GEO-PLATINUM 87. – XII + 422pp., 57 tabs., 124 figs., London (Elsevier Science Publishers LTD) 1988, 70 brit. Pfunds. ISBN 1-85166-197-2.

Der vorliegende Band ist eine Sammlung von Vorträgen und Referaten, die während des Geo-Platinum 87 Symposiums an der Open University of Milton Keynes, UK, in der Zeit vom 22. bis 23. April 1987 gehalten worden sind. Das Symposium wurde von 115 Repräsentanten aus den Bereichen Universität, angewandte Forschung und Industrie besucht. Themen waren Vorkommen, Genese, Geochemie, Mineralogie und Analyse der Platin-Gruppe-Elemente (PGE).

Die zwei Eröffnungsvorträge beschäftigten sich mit zukünftigen Zielen der PGE-Forschung. Im ersten wurde aus der Sicht eines Explorationsmanagers der Einfluß von Angebot, Nachfrage und angenommenen Weltreserven an PGE auf die Explorationstrategie erläutert. Der zweite gibt einen wertvollen Einblick auf die industriellen Anwendungen, die Markttrends und die voraussichtlichen Preisschwankungen der PGE vom Standpunkt der Industrie wieder. In den weiteren 5 Referaten werden analytische Methoden der PGE beschrieben. Weitere 4 Referate setzen sich mit theoretischen und experimentellen Studien von PGE auseinander. Ein spezifisches Merkmal ist die Vielfalt der Vorkommen von Platiniden. Deshalb wird auch in den nächsten 30 Referaten über Untersuchungen von PGE in Norwegen, Finnland, Schottland, Italien, Spanien, Marokko, Kanada, Kalifornien, Hawaii, Brasilien, Sierra Leone, Zimbabwe, Namibien, den Philippinen, Indonesien sowie den bekannten Bushveld- und Stillwater-Lagerstätten berichtet.

Quasi als roter Leitfaden ziehen sich durch viele Referate die magmatischen Konzentrierungsprozesse, die oft eine Mineralvergesellschaftung von Os, Ru, Ir mit Chromit und von Pt, Pd und Rh mit Sulfiden ergeben. Des öfteren wird auch die Rolle der fluid-rich magmas als Konzentratoren für PGE diskutiert.

Mit dem Sammelwerk ist es dem Herausgeber gelungen, einen Überblick über die neuesten PGE-Forschungsaktivitäten zu geben und beim Leser das Verstehen für jene Anreicherungsprozesse für PGE zu ermöglichen, die schließlich zu potentiellen Lagerstätten führen.

PETER KLEIN

SAXENA, S.K. (Ed.): Advances in Physical Geochemistry. Volume 6: Chemistry and Physics of Terrestrial Plants. – X + 405 pages, 94 figs., 58 tabs., Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer) 1986, Hardcover, DM 168.– ISBN 3-540-96287-5. ISBN 0-387-96287-5.

In den letzten Jahrzehnten hat die Planetologie gewaltige Fortschritte erzielt. Dies ist das Ergebnis der Auseinandersetzung vieler Wissenschaftsdisziplinen – besonders der Physik und der Chemie – mit dem Informations-Input durch die bemannte und unbemannte Weltraumforschung.

In dem vorliegenden Buch geben Wissenschaftler aus führenden Forschungsinstituten der UdSSR, der USA, Schwedens und Italiens einen exzellenten Überblick über den letzten Stand von ausgewählten Teilgebieten der Physik und der Chemie der terrestrischen Planeten.

Das erste Kapitel behandelt die Entstehung und die Frühstadien der Entwicklung der terrestrischen Planeten. Insbesondere werden die astrophysikalischen Parameter und Grenzbedingungen für deren Bildung angeführt. Das zweite, sehr umfangreiche Kapitel faßt kritisch die Schlußfolgerungen aus den chemischen Grundlagen für die Bildung der terrestrischen Planeten zusammen. In den weiteren Kapiteln wird dann eingegangen auf:

- die thermodynamischen Eigenschaften und Bedingungen der Bildung von Mineralien in Enstatitmeteoriten,
- die Wechselwirkung zwischen Lithosphäre und Atmosphäre auf der Venus
- die Verwitterung von Oberflächengesteinen des Mars.

Die letzten vier Kapitel widmen sich den verschiedenen Aspekten der Beschreibung des Erdmantels. Hier werden Modelle der physikalisch-chemischen Eigenschaften des Mantels präsentiert, einschließlich eines einheitlichen mathematischen Modells für die Entwicklung magmatischer Dämpfe in der Kruste der terrestrischen Planeten.

Den Autoren und vor allem dem Chefherausgeber S.K. SAXENA ist es mit diesem Buch gelungen, den aktuellen Stand der planetologischen Forschung zusammenfassend darzustellen. Der Geo- und Kosmowissenschaftler wird dieses Werk dankbar annehmen.

PETER KLEIN

SUCROW, M.: Landschaftsökologische Moorkunde. – 340 S., 84 Abb., 41 Fotos, 64 Tab., Berlin – Stuttgart (Gebrüder Bornträger) 1988. Leinen, DM 72.– ISBN 3-443-01027-X.

Der Schutz der Moore, als der weltweit letzten naturnahen Landschaftsräume mit ihrer einzigartigen Tier- und Pflanzenwelt und als unersetzbare Archive der Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte des Menschen, wird zunehmend als notwendig erkannt und wird endlich auch an vorderste Stelle gereiht. Moore gehören durch land- und forstwirtschaftliche Nutzung und als Rohstofflieferanten auch zu den am meisten gefährdeten Lebensräumen.

Die Einsicht, die Moore in naturnahem Zustand zu erhalten, ist nicht ohne die Kenntnis der besonderen Eigenart ihrer Entstehung und Beschaffenheit möglich.

Der Autor des vorliegenden Werkes hat sich selbst seit mehr als 25 Jahren mit dem Naturraum der Moore vor allem in der DDR mit mehreren naturwissenschaftlichen Disziplinen der Moorkunde gründlich beschäftigt. Er hat vom notwendigen Schutzgedanken der Moore ausgehend die Fülle des Wissens, wie aus dem Titel hervorgeht, mit den ökologischen Zusammenhängen in diesem umfangreichen Werk zur Darstellung gebracht.

In sechs Kapiteln wird die landschaftsökologische Moorkunde, ausgehend von den Mooren der DDR dargestellt. Es wird auf die vielen Aspekte und Methoden der Moorkunde, die bei den Untersuchungen für Schutzmaßnahmen notwendig sind, eingegangen, z. B. Vegetationskartierung, Hydrologie, chemisch-stoffliche Beschaffenheit etc.

Nach der Einleitung mit einer kurzen Charakterisierung der mitteleuropäischen Moore und einem Überblick über die Aufgabenstellung landschaftsökologischer Moorforschung, sowie den Untersuchungsmethoden, erfolgt in den zwei weiteren Kapiteln die Kennzeichnung und Typisierung der Moore in topischer und chorischer Betrachtung. Ausgehend von den langjährigen Untersuchungen des Autors der vielfältigen Moorstandorte der DDR erfolgt die Typisierung, die weit über das alte Schema Hochmoor-Niedermoore hinausgeht. Besonderes Gewicht wird auf die Beschreibung der mannigfaltigen Vegetationsformen der naturnahen und entwässerten Moore gelegt. Die Darstellung aller Moortypen und ihre Kennzeichnung erfolgt übersichtlich in Tabellenform. Diese Moortypologie mit 8 hydrologischen Grundtypen – Verlandungsmoore, Versumpfungsmoore, Überflutungsmoore, Hangmoore, Quellmoore, Durchströmungsmoore, Kesselmoore, Regenmoore – ist zum Großteil auch auf die anderen mitteleuropäischen Länder, so auch auf Österreich anwendbar.

Kapitel 4 ist der Genese und dem Aufbau der Moore der DDR gewidmet. Aufgrund der Feldbeobachtungen, Moorbo-

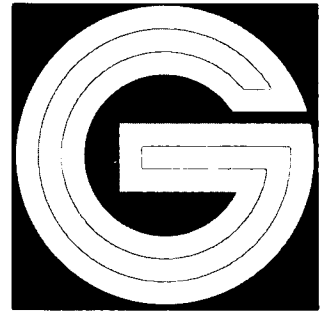
rungen und Laboranalysen wird die große Vielfalt der Moore der DDR in ausgewählten Profilschnitten von Querprofilen durch die Moore mit dem Relief des Untergrundes, der Entstehung und dem Aufbau des Torfkörpers und den Pflanzengesellschaften an der Mooroberfläche dargestellt, wobei auch die angrenzenden Standorte einbezogen sind. Es fehlen auch nicht die Hinweise auf pollenanalytische Untersuchungen mit Literaturzitate, die den Ablauf des Torf- und Moorwachstums zeitlich abgrenzen.

Kapitel 5 behandelt die Veränderung der landwirtschaftlich intensiv genutzten Moore durch Düngung, Entwässerung und Anbau. Anhand von Beispielen werden die chemisch-stofflichen Veränderungen aufgrund der Ergebnisse von Labormessungen aufgezeigt.

Im letzten Kapitel bemüht sich der Autor um die Angaben von Maßnahmen für eine möglichst schonungsvolle Nutzung der Moore durch Land- und Forstwirtschaft, sowie als Rohstoffquelle, soweit darauf nicht verzichtet werden kann.

Ein reichhaltiges Literaturverzeichnis, Schwarz-Weißfotos der vielfältigen Moorstandorte der DDR, ein Register der Vegetationsformen und ein knappes Sachregister und zuletzt noch die Übersicht über die Nutzungsgeschichte der Moore im Tiefland der DDR schließen dieses Standardwerk der deutschsprachigen Moorkultur ab.

ILSE DRAXLER



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1990

BAND 133/3

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

Nach Kartenblättern geordneter Überblick	414
APPOLD, Th. & THIEDIG, F.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	497
BAUER, F. K.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Palfau auf Blatt 100 Hiefrau	436
BAUER, F. K.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf der Veitschalpen-Südseite auf Blatt 103 Kindberg	440
BECK-MANNAGETTA, P.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 206 Eibiswald	504
BEZVODOVA, B., KODINA, L. & LOBITZER, H.: Bericht 1989 über mineralogische und isotopengeochemische Untersuchungen im Gebiet des Rax-Plateaus auf Blatt 104 Mürzzuschlag	507
BEZVODOVA, B. & LOBITZER, H.: Bericht 1989 über mineralogische Untersuchungen an Rotböden auf dem Dachstein-Plateau auf Blatt 127 Schladming	508
BINGEL, P. & BÖCKEL, K.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern 179 Lienz und 196 Obertilliach	479
BLAU, J., BLIND, W. & SCHMIDT, Th.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern und 180 Winklern und 197 Kötschach	484
BLAUHUT, A.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 100 Hiefrau	436
DAXNER-HÖCK, G., z.T. gem. mit DE BRUJN, H. & FOUSSEKIS, D.: Bericht 1989 über das Projekt „Kleinsäuger“ der begleitenden Grundlagenforschung	508
DELL'MOUR, K. & RATAJ, W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Kristallin, Tertiär und in der Permotrias des Leithagebirges auf Blatt 77 Eisenstadt	433
EBNER, F.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg	476
EGGER, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen	424
EGGER, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone, den Klippenzonen und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal	425
EGGER, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming	430
ELSNER, R.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen am Südostrand des Tauernfensters auf Blatt 182 Spittal an der Drau	492
ESTERLUS, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs	433
EXNER, Ch.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Nock-Kristallin auf Blatt 157 Tamsweg	474
FLÜGEL, H.W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Graz	478
FRIEBE, J.G.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 207 Arnfels	504
FRIK, G.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal	424
FUCHS, G.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang	451
GRUBER, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag	443
GRÜN, B. & SENFF, M.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Permo-Mesozoikum der westlichen Lienzer Dolomiten auf den Blättern 179 Lienz und 196 Obertilliach	481
HASENHÜTTL, Ch.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum auf Blatt 163 Voitsberg	477
HÄUSLER, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen von Massenbewegungen auf Blatt 156 Muhr	511
HEINISCH, H. & ZADOW, A.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 452 Kitzbühel	567
HEINISCH, H. & ZADOW, A.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone und der Sadniggruppe auf Blatt 180 Winklern	486
HELLERSCHMIDT-ALBER, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 123 Zell am See	458
HERRMANN, P.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 167 Güssing und 168 Eberau	479
HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Zentralgneis auf den Blättern 155 Bad Hofgastein, 181 Obervellach und 182 Spittal an der Drau	474

IBETSBERGER, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen	424
KLEINSCHMIDT, G., BERZ, D., BIALLAS, H.-P., BINGEMER, A., KANNENGIESSER, B. & MÜLLER, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 185 Straßburg	494
KOHL, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels	421
KRAINER, B.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 135 Birkfeld	463
KRAINER, B.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe (Teuchltal) auf Blatt 181 Obervellach	491
KRAINER, B.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Miozän auf Blatt 207 Arnfels	505
KRAINER, K.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck	467
KUHLEMANN, J.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen im westlichen Sulzeltal auf Blatt 144 Landeck	468
KUPKA, E. J.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 19 Zwettl-Stadt	421
LAHODYNSKY, R.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Gosauschichten der Vorderen Gams auf Blatt 100 Hieflau	437
LEITHNER, W. & BRAUNSTEIN, R.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 58 Baden	424
LEITHNER, W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf der Veitsch auf Blatt 103 Kindberg	441
LENZ, B., PISTOTNIK & STEINHÖFLER, K.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach	492
LINNER, M.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern	489
MANDL, G. W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Raum Krampen – Neuberg auf Blatt 103 Kindberg	442
MANDL, G. W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf dem Dachsteinplateau auf Blatt 127 Schladming	459
MATURA, A.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 104 Mürzzuschlag	444
MATURA, A.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 105 Neunkirchen	448
MATURA, A.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 149 Lanersbach	471
MELLO, J.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag	445
MENGES, St. & SCHWARZ, B.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den südlichen Lienzer Dolomiten auf Blatt 197 Kötschach	503
MOYSCHEWITZ, G.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf den Blättern 135 Birkfeld und 165 Weiz	464
NEUBAUER, F.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Gleinalm- und Mugekristallin, in der „Rannach-Serie“ und in der Veitscher Decke auf Blatt 133 Leoben	461
NEUBOURG, B.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen im östlichen Sulzeltal auf Blatt 144 Landeck	468
NEUMAYR, P., STADLMANN, Th. & STEJSKAL, Ch.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen	471
NEVOLL, J.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 133 Leoben	462
NOWOTNY, A.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg	443
NOWOTNY, A.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 104 Mürzzuschlag	448
NOWOTNY, A.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck	470
PAHR, A.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang	451
PAVLIK, H.: Bericht 1986–88 über geologische Aufnahmen auf Blatt 69 Großbraming	515
PAVLIK, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär des Hieselberges auf Blatt 69 Großbraming	430
PAVLIK, W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen	426
PAVLIK, W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 69 Großbraming	431
PAVLIK, W.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg	517
PAVLIK, W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Gebiet Roßkogel – Waxeneck auf Blatt 103 Kindberg	443
PESTAL, G.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel	457
PISTOTNIK, J.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im prätertiären Grundgebirge auf Blatt 78 Rust	435
PISTOTNIK, J.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Kristallin, Paläozoikum und Mesozoikum auf Blatt 184 Ebene Reichenau	494
PLÖCHINGER, B.: Bericht 1989 über Revisionsbegehungen auf den Blättern 99 Rottenmann und 100 Hieflau	435
POSCHER, G.: Bericht 1989 über ingenieurgeologische Aufnahmen auf Blatt 120 Wörgl	517
PÖSCHL, I.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen des Gebietes um Beistein auf Blatt 192 Feldbach	499

REINDL, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 135 Birkfeld	465
ROETZEL, R.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras	417
ROGL, Ch.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen des Gebietes zwischen Laudachsee und Almtal auf Blatt 67 Grünau im Almtal	429
RUSSEGGER, B.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum auf Blatt 163 Voitsberg	477
SALVERMOSER, St.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den tertiären und quartären Sedimenten auf den Blättern 12 Passau und 29 Schärding	418
SEIFERT, M.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär des Ennstales (Gesäuseausgang bis Altenmarkt) auf Blatt 100 Hieflau	438
SLAPANSKY, P.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg	476
SPAETH, G. & KREUTZER, St.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Thurntaler Quarzphyllit auf Blatt 179 Lienz	482
SPRENGER, W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Gailtalkristallin auf Blatt 195 Sillian	500
STADLMANN, Th., STEJSKAL, Ch. & NEUMAYR, P.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris	473
STATTEGGER, K. & HOLZER, H.-L.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 192 Feldbach	499
STEJSKAL, Ch., STADLMANN, Th. & NEUMAYR, P.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 180 Winklern	490
STINGL, V.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See	459
SUTTERLÜTHI, M.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen des Gebietes zwischen Kerschbuchhof und Höttinger Graben auf Blatt 118 Innsbruck	452
TOLLMANN, A.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen	450
UCIK, F.H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den Blättern 144 Landeck und 172 Weißkugel	470
VAN HUSEN, D.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen	426
VAN HUSEN, D.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 69 Großraming	431
VAN HUSEN, D.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit an der Glan	498
VAN HUSEN, D.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 196 Obertilliach	502
WAGREICH, M.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der kalkalpinen Oberkreide auf Blatt 69 Großraming	432
WALSER, W.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Tertiär des Gebietes um Münzkirchen auf den Blättern 12 Passau, 13 Engelhartzell, 29 Schärding und 30 Neumarkt im Hausruck	419
WALTL, R.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär des Raumes Kitzbühel – St. Johann in Tirol auf Blatt 122 Kitzbühel	457
WEISSENBÄCK, M.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär der nördlichen Gesäuseberge auf Blatt 100 Hieflau	438
WESSELY, G.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 57 Neulengbach	423

Nach Kartenblättern geordneter Überblick

8	Geras		417
	R. ROETZEL		
12	Passau		
	St. SALVERMOSER		418
	W. WALSER		419
13	Engelhartzell		
	W. WALSER, gemeinsam mit 12 Passau		419
19	Zwettl-Stadt		
	J. KUPKA		421
29	Schärding		
	W. WALSER, gemeinsam mit 12 Passau		419
30	Neumarkt im Hausruck		
	W. WALSER, gemeinsam mit 12 Passau		419
49	Wels		
	H. KOHL		421
57	Neulengbach		
	G. WESSELY		423
58	Baden		
	W. LEITHNER & R. BRAUNSTEIN		424
64	Straßwalchen		
	H. EGGER		424
	H. IBETSBERGER		425
	W. PAVLIK		426
	D. VAN HUSEN		426
67	Grünau im Almtal		
	H. EGGER		427
	G. FRIK		428
	Ch. ROGL		429
69	Großraming		
	H. EGGER		430
	H. PAVLIK, Nachtrag 1986-88		515
	H. PAVLIK		430
	W. PAVLIK		431
	D. VAN HUSEN		431
	M. WAGREICH		432
70	Waidhofen an der Ybbs		
	M. ESTERLUS		433
77	Eisenstadt		
	K. DELL'MOUR & W. RATAJ		433
78	Rust		
	J. PISTOTNIK		435
99	Rottenmann		
	B. PLÖCHINGER		435
100	Hieflau		
	F. K. BAUER		436
	A. BLAUHUT		436
	R. LAHODYNSKY		437
	B. PLÖCHINGER, gemeinsam mit 99 Rottenmann		435
	M. SEIFERT		438
	M. WEISSENBÄCK		438
103	Kindberg		
	F. K. BAUER		440
	W. LEITHNER		441
	G. W. MANDL		442
	A. NOWOTNY		443
	W. PAVLIK		443
	W. PAVLIK, Nachtrag aus 1988		517
104	Mürzzuschlag		
	B. BEZVODOVA, L. KODINA & H. LOBITZER		507
	P. GRUBER		443
	A. MATURA		444
	J. MELLO		445
	A. NOWOTNY		448
105	Neunkirchen		
	A. MATURA		448
	A. TOLLMANN		450
106	Aspang		
	G. FUCHS		451
	A. PAHR		451
118	Innsbruck		
	M. SUTTERLÜTHI		452
120	Wörgl		
	G. POSCHER		517

122 Kitzbühel	
H. HEINISCH	452
G. PESTAL	457
R. WALTL	457
123 Zell am See	
J. HELLERSCHMIDT-ALBER	458
V. STINGL	459
127 Schladming	
B. BEZVODOVA & H. LOBITZER	508
G. W. MANDL	459
133 Leoben	
F. NEUBAUER	461
J. NIEVOLL	462
135 Birkfeld	
B. KRAINER	463
G. MOYSCHEWITZ	464
G. REINDL	465
144 Landeck	
K. KRAINER	467
J. KUHLEMANN	468
B. NEUBOURG	469
A. NOWOTNY	470
F. H. UCİK	470
149 Lanersbach	
A. MATURA	471
150 Mayrhofen	
P. NEUMAYR, Th. STADLMANN & Ch. STEJSKAL	471
154 Rauris	
T. STADLMANN, Ch. STEJSKAL & P. NEUMAYR	473
155 Hofgastein	
B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER	474
156 Muhr	
H. HÄUSLER	511
157 Tamsweg	
Ch. EXNER	475
P. SLAPANSKY	476
163 Voitsberg	
F. EBNER	476
Ch. HASENHÜTTL	477
B. RUSSEGGER	477
164 Graz	
H. W. FLÜGEL	478
165 Weiz	
G. MOYSCHEWITZ, gemeinsam mit 135 Birkfeld	464
167 Güssing	
P. HERRMANN	479
168 Eberau	
P. HERRMANN, gemeinsam mit 167 Güssing	479
172 Weißkugel	
F. H. UCİK, gemeisam mit 144 Landeck	471
179 Lienz	
P. BINGEL & K. BÖCKEL	479
B. GRÜN & M. SENFF	481
G. SPAETH & St. KREUTZER	482
180 Winklern	
J. BLAU, W. BLIND & Th. SCHMIDT	484
H. HEINISCH & A. ZADOW	486
M. LINNER	489
Ch. STEJSKAL, Th. STADLMANN & P. NEUMAYR	490
181 Obervellach	
B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER, gemeinsam mit 155 Hofgastein	474
B. KRAINER	491
B. LENZ, J. PISTOTNIK & K. STEINHÖFLER	492
182 Spittal an der Drau	
R. ELSNER	492
B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER, gemeinsam mit 155 Hofgastein	474
184 Ebene Reichenau	
J. PISTOTNIK	494
185 Straßburg	
G. KLEINSCHMIDT, D. BERZ, H.-P. BIALLAS, A. BINGEMER, B. KANNENGIESSER & H. MÜLLER	494
186 St. Veit an der Glan	
T. APPOLD & F. THIEDIG	497
D. VAN HUSEN	498
192 Feldbach	
I. PÖSCHL	499
K. STATTEGGER & H.-L. HOLZER	499

195 Sillian	
W. SPRENGER	500
P. BINGEL & K. BÖCKEL, gemeinsam mit 179 Lienz	479
B. GRÜN & M. SENFF, gemeinsam mit 179 Lienz	481
196 Obertilliach	
D. VAN HUSEN	502
197 Kötschach	
St. MENGES & B. SCHWARZ	503
206 Eibiswald	
P. BECK-MANNAGETTA	504
207 Arnfels	
J. G. FRIEBE	504
B. KRAINER	505

Schriftleitung: Albert Daurer.

Berichte über Tätigkeiten im Jahr 1989 zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000

Blatt 8 Geras

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras

Von REINHARD ROETZEL

Im Jahr 1989 wurde mit der geologischen Neuaufnahme der Sedimentbedeckung des Gebietes Goggitsch – Dallein – Hötzelsdorf – Harth begonnen. Ergänzende Begehungen und die Kartierung unaufgeschlossener Bereiche mit Hilfe von Handbohrungen erfolgten im Südost-Teil des Kartenblattes, zwischen Prutzendorf und Starrein, im Ortsgebiet von Weitersfeld und um Heufurth. Zur Klärung der Sedimentmächtigkeiten wurden Motorbohrungen mit dem Schneckenbohrgerät der Geologischen Bundesanstalt in diesem Raum abgeteuft.

In der morphologisch auffallenden Senke zwischen Goggitsch und Hötzelsdorf sind im östlichen Ortsbereich von Goggitsch und südlich anschließend an den Straßen nach Hötzelsdorf und Dallein mehrere kleine Kristallinauftragungen auskartierbar. Auch östlich des Goggitschbaches, im Bereich der Kreuzäcker und Holzäcker sowie zwischen Goggitsch und Harth, in den Fluren Luß und Kohlacker sind kleine Kristallinkuppen zu erkennen.

Grobklastische Sedimente, wahrscheinlich tertiären Alters, sind selten und in schmalen Streifen meist nahe der Kristallinkuppen aufgeschlossen. Meistens handelt es sich um kantengerundete bis gut gerundete Quarzkiese in tonig-grobsandiger Matrix. Die Mittel- bis Grobkiese von 1 bis 7 cm Durchmesser haben fast immer eine auffallend rotbraune bis honiggelbe Oberfläche. Daneben gibt es aber auch helle Quarzsotter mit gleicher Korngröße und unterschiedlicher Rundung. Untergeordnet treten pelitreiche, teilweise kiesige Mittel- bis Feinsande und stark grobsandige Tone auf, die ebenfalls auffällig rotbraun bis gelborange gefärbt sind.

Auffallend große Mächtigkeiten dieser obertags nur sehr spärlich aufgeschlossenen Ablagerungen lassen die, im Rahmen der Kohleprospektion im Jahr 1981 abgeteuften Bohrungen westlich und südlich Goggitsch (Unveröff. Bericht, F. BRIX, 1981) erkennen. Diese Bohrungen schlossen durchwegs in der Tiefe und auch lateral rasch wechselnde Kiese, Grob- bis Mittelsande und sandige Tone von 19,5 bis 42,5 m Mächtigkeit auf. Derartig mächtige Sedimente und obertags anstehende Kristallinkuppen wechseln auf kurze Distanzen und lassen für diesen Raum ein beträchtliches Relief des kristallinen Untergrundes erkennen, was auch durch geoelektrische Widerstandskartierung und Tiefensondierung (Unveröff. Bericht Kohleprospektion, F. WEBER,

1978) belegt ist. Die große Sedimentmächtigkeit und die Nähe von Kristallinauftragungen und Sedimentfolgen sind am ehesten durch synsedimentäre Bruchtektonik zu erklären. Zwischen Harth und Dallein ist eine ungefähr Nord-Süd-orientierte, gegen Osten tiefer werdenden, asymmetrische Rinne rekonstruierbar, die im Osten vermutlich durch einen steilen, westvergenten Bruch begrenzt wird.

Zum überwiegenden Teil sind oberflächennah, zwischen den, auch morphologisch hervortretenden Kristallinseln, quartäre Lehme verbreitet. Nach Aufschlüssen in Hohlwegen südwestlich Goggitsch und östlich Harth und in den oben erwähnten Bohrungen sind diese gelbbraunen bis mittelbraunen, oft Quarz- und Kristallinkomponenten führenden Verwitterungslehme 2 bis 3 m mächtig.

Westlich Goggitsch wurden in Drainagegräben 0,7 bis 1 m mächtige schwarzbraune, anmoorige Tone über blaugrauen, pflanzenhäckselreichen, grobsandigen Silten angetroffen. Nach palynologischen Untersuchungen von I. DRAXLER sind die anmoorigen Tone aufgrund von Siedlungszeigern in den jüngsten Abschnitt des Holozäns einzustufen. Die darunter auftretenden, grobsandigen Silte haben dagegen durch die unterschiedliche Pollenflora ein wahrscheinlich pleistozänes (?spätglaziales) Alter.

Im südöstlichen Teil des Kartenblattes wurden die tertiären Sedimente in den unaufgeschlossenen Gebieten südöstlich von Starrein und westlich von Prutzendorf mit Hilfe von Handbohrungen gegliedert. Auch hier konnte die in den vergangenen Jahren in diesem Gebiet mehrfach beobachtete tertiäre Schichtfolge gefunden werden (vgl. Kartierungsberichte 1987, 1988). Über dem Kristallin liegen in diesem Raum hellgraue bis gelbgraue, resche Mittel- bis Feinsande, die gegen das Hangende zunehmend siltiger werden und schließlich in grüngraue bis gelbbraune, fette, montmorillonitreiche Tone übergehen. Über einem teilweise deutlich ausgebildeten Relief folgen darüber Kiese in rotbrauner, siltig-sandiger Matrix.

Im Ortsbereich von Weitersfeld erbrachten Detailaufnahmen in den Kellern der Häuser ebenfalls interessante Ergebnisse. Bemerkenswert ist eine, im Keller des Hauses Weitersfeld 21 (Hauer) aufgeschlossene, ungefähr 4 m mächtige Schichtfolge, die mit ca. 10° gegen das Kristallin im Norden ansteigt. Die teilweise verwühlten, siltigen Mittel- bis Feinsande mit Grobsandlinsen und Kristallineinstreuungen werden von zwei Kristallinschutthorizonten unterbrochen, deren Mächtigkeit deutlich gegen das Kristallin hin zunimmt. Die teilweise invers gradierten Schutthorizonte zeigen ein chaotisches Gefüge der matrixgestützten Komponenten und lassen die Ablagerung als Schuttströme (debris flow), wahrscheinlich in Verbindung mit Sturmereignissen, vermuten. Aufgrund ihres lithologischen Aufbaues

kann die Schichtfolge, so wie die Sedimente der ehemaligen Sandgrube Weitersfeld, zur seichtmarinen, basalen Grobfazies des Eggenburgiens (Burgschleinitz Formation) gestellt werden. Die grobklastische Fazies wird in diesem Teil von Weitersfeld direkt von den grüngrauen Tonen überlagert, wie ein Brunnenprofil unterhalb des Bürgerspitals gezeigt hat.

Im südöstlichen Teil von Weitersfeld, um die Abzweigung zum Roten Kreuz, liegen unter diesen Tonen dagegen gelbgraue, glimmerreiche, siltige Feinsande, die im Keller des Hauses Weitersfeld 56 (Barger) aufgeschlossen sind und dort große Mengen von Schwammnadeln führen.

Bei der Kartierung südlich Heufurth, konnte über dem Kristallin, im Hohlweg, 300 m östlich der Leymühle ebenfalls ein kleines Erosionsrelikt von gelbgrauen, glimmerreichen, siltigen Feinsand gefunden werden.

Zur Klärung der lithologischen Abfolgen und Sedimentmächtigkeiten wurden im November 1989 im Raum Fronsburg – Weitersfeld – Obermixnitz 6 Bohrungen von 6 bis 10 m Tiefe mit dem Schneckenbohrgerät der Geologischen Bundesanstalt abgeteuft.

Dabei konnte die Überlagerung der grüngrauen Tone durch Kiese und pelitreiche Grob- bis Mittelsande im Steigfeld nordwestlich Obermixnitz und im Pulkauer Feld südsüdöstlich Weitersfeld eindeutig nachgewiesen werden. Die Mächtigkeit der hangenden, grobklastischen Sedimente beträgt 4 bis 5,5 m.

Bohrungen südlich Fronsburg und im Obermixnitzer Feld südöstlich Prutzendorf schlossen bis in Tiefen von 4 bis 6 m grüngraue bis gelbgraue, fette Tone auf, die darunter in tonig-feinsandige Silte übergehen.

In zwei weiteren Bohrungen, im Fronsburger Feld nordöstlich Weitersfeld und in den Feldwiesen nordöstlich Obermixnitz, wurden die quartären Sedimente untersucht. Die Bohrung in den Feldwiesen zeigte die Überlagerung der tertiären, rotbraunen, tonig-siltigen Grobsande durch 80 cm mittelbraune, stark siltige und kiesige Lehme. Dieser Aufarbeitungshorizont des Liegenden wird darüber von 3,2 m Löß-Lehm mit Kalkkonkretionen bedeckt. Im Fronsburger Feld liegen dagegen unter 2,5 m Löß-Lehm bis zur Endteufe von 7,4 m wasserführende, gut gerundete Quarzschotter, die mit gut sortierten, grüngrauen Feinsanden wechsellagern. Es sind dies vermutlich quartäre, fluviatile Ablagerungen des Prutzendorfer Baches.

Blatt 12 Passau

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den tertiären und quartären Sedimenten auf den Blättern 12 Passau und 29 Schärding

Von STEFAN SALVERMOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Herbst 1988 und im Frühjahr 1989 wurden die sedimentären Deckschichten im Gebiet zwischen Rainbach im Innkreis und der Donau in Höhe der Soldatenau kartiert.

Die ältesten Sedimente sind die fossilreichen Grobsande des unteren Ottnangiens. Sie finden Verbreitung im Taleinschnitt längs des Rainbacher Baches und sei-

ner nördlichen Seitentäler, dem Kernpeterbach, dem Graben bei Boxruck sowie südlich von Steinert, wo die Diskordanzfläche der Grobsande zum kristallinen Grundgebirge aufgeschlossen ist. Ihr Auftreten ist an Kristallinauftragungen gebunden und befindet sich zwischen +390 m NN und +400 m NN. Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 20 Meter. Petrographisch handelt es sich um braungraue bis grüngraue Grobsande mit deutlichem Feinkiesgehalt. Nicht selten findet man die Grobsande kalzitisch verbacken, so etwa im Graben südlich von Steinert. In der Kies- und Feinsandfraktion konnte makroskopisch und auch röntgenographisch Phosphorit (Fluorapatit) nachgewiesen werden. Die Grobsande zeigen nach der Schwermineralanalyse eine Interferenz des alpinen mit dem moldanubischen Liefergebiet. Die Wasserbohrung Rainbach, welche zwei getrennte Grobsandhorizonte aufschließt, gibt einen Hinweis darauf, daß sich das untere Ottnangien der Taufkirchener Bucht möglicherweise im Sinne von WENGER (1987) in zwei Abschnitte teilen läßt. Die Grobsande zeigen gegen das Hangende immer mächtigere Tonmergelzwischenlagen, die schließlich in den Blätterschlier überleiten.

Der Blätterschlier vertritt nach seiner Mikrofauna das oberste Unterottnangien und das mittlere Ottnangien (frdl. mdl. Mitt. W. WENGER, Ch. RUPP), ohne daß sich die Grenze lithologisch bemerkbar macht. Seine Verbreitung findet der Blätterschlier vom Rainbacher Becken hinauf zum Pitzenberg, entlang des Wallenshamer Tales und bei Zwickledt. Petrographisch handelt es sich um einen grauen bis grünlichgrauen, abschnittsweise blaugrauen Schluff mit wechselnden Gehalten an Feinsand und Ton. Der Karbonatgehalt liegt zwischen 20,6 und 23,7 %. Kennzeichnend ist die dünn-schichtige Ausbildung des Sediments. Die Schwermineralvergesellschaftung ist geprägt von einer alpinen Granat-Epidot-grüne Hornblende Kombination.

Die Mächtigkeit des Blätterschliers vom Rainbacher Tal bis zu den höchsten obertägigen Aufschlüssen zeigt eine Mächtigkeit von annähernd 90 m. Nach der sedimentären Füllung des Rainbacher Beckens noch im unteren Ottnangien besitzen die Tonmergel des mittleren Ottnangiens die größte Ausbreitung von Salling bis Zwickledt.

In der Tongrube von Zwickledt ist im Liegenden der Blätterschlier aufgeschlossen. Darüber folgt, bei +450 m NN eine limnisch-fluviatile Abfolge. Es sind bunte Tone in Wechsellagerung mit hellbraunen Mittel- bis Grobsanden. Aufgrund der Schwermineralführung handelt es sich um Sedimente, die den Süßwasserschichten als limnische Äquivalente der Süßbrackwassermolasse (sensu GRIMM, 1957) gleichzustellen sind.

Bei Freinberg befindet sich in einer Ost-West gestreckten Mulde ein kohleführendes Tonvorkommen, das unmittelbar dem Kristallin auflagert. Die Verbreitung der Tone zeigt einen trapezförmigen Grundriß vom südöstlichen Kräutergrabenbach zu den Neudlinger Weihern. Petrographisch handelt es sich um bunte aber überwiegend dunkel gefärbte, schluffig feinsandige Tone. Die Schwerminerale zeigen eine ausschließliche Herkunft des Sediments aus dem Moldanubikum. Die auftretenden Erzminerale Pyrit und Markasit sprechen für ein reduzierendes Ablagerungsmilieu. Die Tone von Freinberg lassen sich mit den weiteren Vorkommen des Braunkohletertiärs parallelisieren.

Die Kiese und Sande der Oberen Süßwassermolasse, die sich vom Steinberg und Pitzenberg, westlich von

Münzkirchen bis Freinberg erstrecken konnten mit Hilfe der Schwermineralanalyse erstmals gegliedert werden:

1) Die tiefste Einheit bilden weißgraue Mittel- bis Grobsande, die durch ihren hohen Feldspatgehalt eine arkoseartige Zusammensetzung erhalten. Das Schwermineralbild wird von einer Zirkon-Monazit-Assoziation dominiert und belegt somit eine Herkunft aus dem Moldanubikum. Die Sande treten im Gebiet um Höh, südlich von Freinberg und bei Reikersham mit einer Mächtigkeit von 15–20 m auf.

2) Unmittelbar über den Sanden folgt dann die schichtflutartige Schüttung des Pitzenberg Schotter. Dieses äußerst grobkörnige Sediment wurde mit hohen Sedimentationsraten abgelagert.

Der Pitzenberg Schotter findet Verbreitung am Pitzenberg bei Münzkirchen und in einem schmalen Streifen von Bach über Hareth – Edtwald nach Freinberg. Am Pitzenberg, bei Bach, Stöckl und südöstlich von Pühret finden sich größere Gruben, die noch im Abbau stehen. Der Schotter zeigt eine deutliche Kaolinverwitterung sowie einen ausgesprochenen Restschottercharakter. 90–95 % der Gerölle bestehen aus Quarz und Quarzit. Daneben finden sich stark zersetzte Restgerölle wie Gneise, Serpentine, metamorphe Grüngesteine und rote quarzitisches Sandsteine. Die in-situ-Verwitterung führte auch zu einer Eliminierung der instabilen Schwerminerale, sowie zu einer Anreicherung der stabilen und extrem stabilen Mineralien. Im derart veränderten Schwermineralspektrum bildete sich eine Staurolith-Rutil-Disthen-Kombination im Sediment.

Im Zusammenhang mit der Kaolinverwitterung entstand ein Einkieselungshorizont in den hangenden Schotterpartien. Dieses kieselig zementierte Quarzkonglomerat findet sich einzig am Pitzenberg in einer in-situ-Lagerung an der Oberkante des Schotter. Es zeigt makroskopisch denselben petrographischen Bestand wie der unverfestigte Schotter. Um die Ortschaft Steinberg und längs der Straße Schärding – Münzkirchen, etwa von Stöckl an der Straße bis Schacherwirt, befindet sich ein relikthisches Schottervorkommen. Dieser sogenannte Steinberg Schotter ist ein Restschotter alpiner Herkunft, dessen Schwermineralbild von einem Staurolith-Disthen Maximum geprägt ist. Der Geröllbestand setzt sich zu 88 % aus Quarz und Quarziten zusammen. Aufgrund seiner petrographischen Ähnlichkeit mit dem Pitzenberg Schotter wird er diesem gleichgestellt.

Die Untergrenzen des Pitzenberg Schotter liegen am Pitzenberg bei +510 m NN, im Verbreitungsgebiet Bach – Freinberg und am Steinberg bei +460 m NN. Da eine fluviatile Umlagerung nach der Restschotterbildung aufgrund schwermineralanalytischer Ergebnisse ausscheidet, scheinen tektonische Bewegungen für eine Hochlage des Pitzenbergs zu seiner näheren Umgebung verantwortlich zu sein, zumal ein tektonisches Lineament längs des Wallenshamer Tales die Schotter am Pitzenberg und am Steinberg trennt.

Zur Frage, ob sich marine Sedimente oder kristallines Grundgebirge im Liegenden der Schotter im Verbreitungsgebiet am Pitzenberg befinden, konnten Bohrberichte der Fa. Gebr. Dorfner, Hirschau/Oberpfalz ausgewertet werden. Die Verteilung der

Bohrungen zeigt, daß im Süden marine Tonmergel und im Norden kristalline Gesteine überlagert werden.

3) Von Windpessl – Asing bis etwa Buchet, östlich von Schardenberg befindet sich ein Schotterriedel, der sich deutlich vom Pitzenberg Schotter unterscheidet. Petrographisch handelt es sich bei diesem Sediment um einen stark grobsandigen Mittelkies mit maximalen Geröllgrößen bis 19 cm Ø. Die Geröllanalyse zeigt 76 % Quarz und Quarzite und 20 % Kristallingerölle. In der Grobsandfraktion finden sich frische Feldspäte angereichert. Ein wesentliches Merkmal ist die starke Eisenschüssigkeit des Schotter. Die Schwermineralanalysen zeigen die Mischung zweier Populationen: Eine direkte moldanubische Schüttung steht im Wechsel mit einer Aufarbeitung des älteren Restschotter.

Der Schotter lagert bei +490 m NN mit einer Mächtigkeit von 20 m. Im Südwesten der Verbreitungsgrenze, bei Schwendt, zeigt er einen rinnenförmigen Kontakt zum kristallinen Sockel. Petrographie und Lagerungsverhältnisse zeigen auch eine erosive Eintiefung in den Pitzenberg Schotter zwischen Windpessl und Bach.

An der Donau, bei Parz, findet sich eine pleistozäne Hochterrasse mit geringer Ausdehnung bei +315 m NN. Sie ist im östlichen Teil überlagert von Löß. Der Löß weist einen Karbonatgehalt von 29,5 % auf und führt eine reiche Molluskenfauna. In einem tieferen Niveau werden, ebenfalls bei Parz, Niederterrassenschotter abgelagert. Die höhergelegene Terrasse lagert bei +305 m NN, die tiefere, als Erosionsform der höheren, bei +295 m NN.

Große Verbreitung finden Deckschichten aus Lehm und Fließerden. Die Fließerden treten an den Kanten der Schotterhochflächen auf, wobei Mächtigkeiten bis 2 m beobachtet wurden. Neben lehmigem Material führen sie Schotter und Kiese, die oft als Geröllschnüre eingeregelt sind. Solifluktsdecken sind besonders gut aufgeschlossen an der Straße von Reitern nach Straß sowie im Hangenden der Schliergrube südlich von Wallensham. Verwitterungslehme und Staublehm konnten, auch durch sedimentpetrographische Untersuchungen nicht durchgehend getrennt werden. Deren Mächtigkeit war stets geringer als bei den Fließerdecken.

Holozäne Sedimente finden sich entlang der Donau, wobei die größten Areale von der Donauinsel Soldatenau, sowie am rechten Donauufer von der Soldatenau bis Parz gebildet werden. Petrographisch handelt es sich dabei um Sande und Kiese im Wechsel mit schluffigen Sanden.

**Bericht 1989
über geologische Aufnahmen
im Tertiär des Gebietes um Münzkirchen
auf den Blättern 12 Passau, 13 Engelhartzell,
29 Schärding und 30 Neumarkt i.H.**

Von WILFRIED WALSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartiergebiet, ca. 10 km nordöstlich von Schärding gelegen, erstreckt sich über Teilgebiete der Gemeinden Esternberg, Münzkirchen, Rainbach und St. Roman. Die tertiären Sedimente in der Umgebung von

Münzkirchen, die außer im Südwesten vom Kristallin der Böhmisches Masse umgeben sind, wurden im Maßstab 1 : 10.000 kartiert und stratigraphisch gegliedert.

Fossilreiche Grobsande

Die fossilreichen Grobsande sind marine Transgressionsbildungen des Unter-Ottangiens. Es handelt sich um braungraue bis grünlichgraue, teilweise schwach feinkiesige, grobe Quarzsande, in die grünlichgraue, tonig-siltige Zwischenlagen eingeschaltet sind. Meist ist eine Schrägschichtung mit flachen Winkeln ausgebildet. An der Basis können die Pelit-Zwischenlagen fehlen. Vereinzelt ist in kleineren Bereichen die Schichtung durch Aufarbeitung und anschließende Resedimentation zerstört. Pelitklasten und teilweise auch Quarzgerölle sind dann werr in die Mittel- bis Grobsande eingelagert.

Die Sedimente treten im Südwesten des Kartiergebietes in einzelnen kleinflächigen Bereichen, wie z.B. bei Espenberg, zwischen Steinert und Boxruck, entlang des Boxruckbaches und in einem Streifen, der vom Gehöft Hofer über Strößberg Richtung Rainbach zieht, auf. Meist lagern die Sedimente unmittelbar dem Kristallin auf. Stellenweise haben sich über dem Grundgebirge ausgeprägte Transgressionslagen mit einzelnen Geröllkomponenten bis zu 30 cm Durchmesser entwickelt, wie im Aufschluß beim Gehöft Hofer, 500 m nördlich von Strößberg zu beobachten ist. Die Liegendgrenze der fossilreichen Grobsande ist, in Abhängigkeit vom Grundgebirgsrelief, stark schwankend. Ihre maximale Mächtigkeit wird im Untersuchungsgebiet auf ca. 20 m geschätzt.

Tonmergel des Ottangiens

Die Tonmergel sind im Südwesten des Kartiergebietes, vom Pitzenberg bis hinab zum Rainbachtal verbreitet. Das östlichste Vorkommen liegt in der Umgebung von Sumetsrad. Es handelt sich um grünlichgraue, teilweise auch blaugraue, tonig-sandige Silte bis Tonsilte, die durch mm-mächtige Feinsandbesteuge eine ausgezeichnete Schichtung aufweisen. Wie durch mikropaläontologische Untersuchungen festgestellt wurde, bestehen die Tonmergel in den tieferen Partien aus Robulusschlier s.l. und in den hangenden Bereichen aus Rotalienschlier. Aufgeschlossen sind die marinen Pelite hauptsächlich in ehemaligen Schliergruben, wie z.B. östlich von Hingsham, westlich von Salling, westlich von Steinert und westlich von Sumetsrad. In der Mergelgrube 600 m östlich von Hingsham sind die Tonmergel bis in eine Höhe von 485 m ü.NN aufgeschlossen. Der Grenzbereich zu den Pitzenberg-Schottern ist un-aufgeschlossen und zudem durch Fließerden verhüllt. Die Auswertung einer Bohrung an der Schärddinger Straße weist jedoch darauf hin, daß die Tonmergel noch deutlich weiter nach Norden reichen und in einer Höhe von 510–520 m ü. NN von den Pitzenberg-Schottern überlagert werden.

Meist gehen die marinen Pelite an der Basis, durch häufiger werdende Einschaltung von Grobsandlagen, in die Fazies der fossilreichen Grobsande über. Teilweise lagern sie, hauptsächlich im nördlichen Verbreitungsgebiet, unmittelbar dem Grundgebirge auf. Obwohl die Tonmergel über eine vertikale Spannweite von mehr als 100 m verbreitet sind, dürfte ihre reelle Mächtigkeit 30 m nicht überschreiten.

Liegendsande

Bei Gersdorf, Reikersham, Ludham und Ficht treten in einer Höhe zwischen 490–530 m ü. NN fluviatile Sande auf, die unmittelbar dem Grundgebirge auflagern. Sie werden von den Pitzenberg-Schottern überlagert. Gute Aufschlüsse befinden sich nordwestlich von Reikersham, östlich von Gersdorf und in Ludham. Die Sande von Reikersham und Ludham sind sehr ähnlich ausgebildet. Teilweise Feinkies führende, graue und gelbbraune Grobsande wechsellagern mit weißgrauen und braunen fein- bis mittelgroben Sanden im Zentimeter- bis Dezimeterbereich. Hin und wieder sind dünne Tonlinsen sowie aufgearbeitete Tone in Form von Tongeröllen enthalten. Die Sande zeigen eine wellige, nichtparallele Schichtung. Bei Gersdorf ist hingegen ein homogener, gut sortierter Fein- bis Mittelsand mit intensiv gelber Farbe aufgeschlossen.

Der Leichtmineralbestand der Sande setzt sich hauptsächlich aus Quarz, Glimmer und Mikroklin zusammen. Das Schwermineralspektrum beweist die moldanubische Herkunft der Liegendsande. Sie wurden von regionalen Mäander-Flüssen abgelagert. Da die Sedimente im Liegenden der Pitzenberg-Schotter auftreten, sind sie älter als die alpinen Restschotter. Eine genaue zeitliche Einstufung läßt sich aufgrund der Lagerungsverhältnisse jedoch nicht vornehmen.

Braunkohlentertiär

Bei Oberzeilberg und Ringholz treten in einer Höhe zwischen 490–520 m ü.NN gelblichbraune, stellenweise auch graue Mittel- bis Grobsande auf, in die hellgraue und blaugraue, sandige Tone eingeschaltet sind. Die Sedimente liegen unmittelbar dem Kristallin auf und werden von den Pitzenberg-Schottern überlagert.

Die Hauptbestandteile der Sande bilden Quarz, Mikroklin und Glimmer, als Aufarbeitungsprodukte des moldanubischen Kristallins. Auch die Schwermineralverteilung weist auf einen moldanubischen Ursprung des Sediments hin. Der Ton zeigt in der Fraktion <2 µ einen hohen Kaolinitanteil (75 %) sowie geringe Montmorillonit- (17 %) und Illit/Muskovit-Gehalte (8 %). Aufgrund der Lagerungsverhältnisse, des Leichtmineral-, Schwermineral- und Tonmineralbestandes sowie der Ausbildung des Sediments, können die Sedimente bei Ringholz und Oberzeilberg den limnisch-fluviatilen Bildungen des Braunkohlentertiärs im östlichen Niederbayern gleichgestellt werden.

Pitzenberg-Schotter

Die Pitzenberg-Schotter sind das flächenmäßig am weitesten verbreitete und mächtigste Sediment im Kartiergebiet. Rein geographisch kann man im wesentlichen drei Schotterfelder unterscheiden. Eines verläuft zwischen Einödhäuseln und Prackenberg in nordwestliche Richtung. Ein zweites erstreckt sich westlich von Münzkirchen, vom Pitzenberg bis etwa zur Linie Freundorf – Mirxing. Ein weiteres Schotterfeld liegt nördlich des Kößlbaches zwischen Oberzeilberg und Esternberg. Die Schotter sind über weite Bereiche ihres Verbreitungsgebietes tiefgründig verlehmt. Große Schottergruben befinden sich südöstlich von Silbering, östlich von Ringholz, südlich von Mirxing und westlich von Münzkirchen, am Pitzenberg.

Es handelt sich um Fein- bis Grobkiese, in die nur selten dünnmächtige Sandlinsen eingeschaltet sind. Die alpinen Schotter zeigen infolge einer tiefgründigen Verwitterung einen ausgeprägten Restschottercharakter.

ter. Quarze und Quarzite stellen mindestens 92 % (meist 97–100 %) des Geröllspektrums. Kristallingerölle und andere Nichtquarze sind meist vergrust. Das Schotter-Zwischenmittel enthält in der Fraktion $<2\mu$ bis zu 96 % Kaolinit. Die ehemalige Schichtung ist durch Setzungserscheinungen, die aufgrund der tiefgründigen Kaolinisierung auftraten meist völlig verwischt. Die größte Mächtigkeit von 56 m ist durch die Brunnenbohrung der Gemeinde Esternberg zwischen Ober- und Unterkiesling nachgewiesen. Quarzkonglomerate in ursprünglicher Lage treten in den beiden höher gelegenen Schottergruben am Pitzenberg, im Hangenden der Schotter auf. Durch Erosion und Solifluktion verfrachtete Quarzkonglomeratblöcke finden sich an der Süd- und Südostseite des Pitzenberges und in den Taleinschnitten der Kernpeterbäche. Besonders in der Enghaminger Grube sind außerdem tiefgreifende Kryoturbationserscheinungen zu beobachten.

Die Pitzenberg-Schotter lagern überwiegend unmittelbar dem Grundgebirge auf. In kleineren Bereichen werden sie von den Liegendsanden und den Sedimenten des Braunkohlentertiärs unterlagert. Im südlichen Teil des Pitzenberges liegen die Pitzenberg-Schotter den marinen Peliten des Otnangiens auf. Die Liegendgrenze der Schotter kann stellenweise beträchtlich variieren. So konnten größere Kristallinaufragungen bei Prackenberg und Pieredt sowie nördlich von Oberzeilberg festgestellt werden. Insgesamt läßt sich eine Neigung der Schotterbasis von Süd (ca. 530 m ü.NN) nach Nord (ca. 485 m ü.NN) sowie an mehreren Stellen von Ost nach West feststellen. Die alpinen Fein- bis Grobschotter wurden im höheren Badenien/tieferen Sarmatien von einem braided-river-System abgelagert, welches in nordwestliche bis westliche Richtung abfloß. Aufgrund der identischen Ausbildung sowie der korrelierbaren Höhenlage, müssen die Quarzrestschotter im östlichen Niederbayern als Äquivalente der Pitzenberg-Schotter betrachtet werden.

Blatt 13 Engelhartzell

Siehe Bericht zu Blatt 12 Passau von W. WALSER.

Blatt 19 Zwettl

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 19 Zwettl

Von JOSEF E. KUPKA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Korrekturen, Überprüfungen und Ergänzungen früherer Aufnahmen waren die wesentlichen Tätigkeiten im Bereich des weitgehend fertiggestellten Kartenblattes Zwettl. In diesem Zusammenhang wurde heuer vor allem der Bereich des Kirchbühels nördlich von Röhrenreith begangen. Dabei wurde an vielen Stellen anstehender Cordierit(Pinit)gneis angetroffen. Die Kuppe des Bühels ist bis zur Straße, bzw. in die nördlich anschließenden Wiesen hinein, nur ganz wenig mit Verwitterungs-

material bedeckt. Eine Fortsetzung des Kalksilikatvorkommens nördlich vom Kirchbühel ist nicht feststellbar, lediglich ein etwas härterer Gneis im Nordteil des Kirchbühels fällt auf.

Nahe der seinerzeitigen Materialentnahmestelle bei Modlisch, die ausreichend beschrieben wurde, ist nun ein neuer Steinbruch angelegt worden, u. z. etwa 300 m weiter östlich. Mitten in diesem Bruch ist ein Serpentin-Stock freigelegt worden. Im Oktober 1989 betrug die Höhe dieses freigelegten Vorkommens etwa 6–7 m, der Durchmesser des (wahrscheinlich) linsenförmigen Körpers etwa 8 m. Der Serpentin ist tektonisch stark beansprucht und von cm-starken Mineralisationsbändern durchzogen. Hier überwiegt Chlorit in dicht gelagerten blättchenförmigen Aggregaten, vermischt mit Talk und vermutlich noch anderen artverwandten Mineralien.

Gegen Westen treten äußerst widerstandsfähige Gneise mit parallel geschalteten (zum nahen Rastemberger Granitkomplex) granitischen Einlagen auf, während auf der Ostseite Gneise der Monotonen Serie anstehen. Aplitgranite, weiß und rosa gefärbt, durchziehen den Bereich um den Serpentin.

Dieses Serpentinvorkommen stellt im Blattbereich ein Novum dar. Es erhebt sich die Frage, ob noch weitere derartige Einschaltungen vorhanden und der Beobachtung entgangen sein könnten. Dies wäre durchaus möglich, weil der hohe Verwitterungsgrad das weiche Material kaum an die Oberfläche treten läßt.

Blatt 29 Schärding

Siehe Berichte zu Blatt 12 Passau von S. SALVERMOSER und W. WALSER.

Blatt 30 Neumarkt im Hausruck

Siehe Bericht zu Blatt 12 Passau von W. WALSER.

Blatt 49 Wels

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels

Von HERMANN KOHL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die diesjährigen Aufnahmen umfassen das Hügelland auf beiden Seiten des Trattnachteles westlich Bad Schallerbach bzw. Schlußberg bis Grieskirchen und südwärts dem westlichen Blattrand entlang bis zum Innbachtal bei Steinerkirchen a. I. Dazu kommen einige Ergänzungen in der Traun-Enns-Platte.

Die bereits im Vorjahr kartierten Sedimente des Otnangiens setzen sich im nordwestlichen Randbereich des Kartenblattes fort. Nur im Tale von Schönau nordwestlich Bad Schallerbach treten offenbar fensterartig schon von R. GRILL (1952/53) festgestellte dunkle Ton-

schiefer des Egerien auf, wie sie unterhalb Wallern die unteren Partien des Innbachtals aufbauen. Das Ott-nangien setzt sich aus im allgemeinen S bis SW einfallenden zunehmend mit glaukonitischen Sandlagen durchsetzten Mergeln zusammen, die dann südlich Grieskirchen zwischen Sulzbachtal und Innbachtal bei Holzling und nördlich Steinerkirchen a.l. in die fein- bis mittelkörnigen, hellgrauen bis gelblichbraunen glimmerreichen Atzbacher Sande übergehen. Können diese Sande bei Holzling ab etwa 410 m festgestellt werden, so reichen sie 500 m weiter südlich bei Oberdoppl in einer alten Sandgrube bis 400 m herab; auch nördlich Steinerkirchen a.l. kann ihre Untergrenze bei etwa 400 m festgestellt werden, so daß hier mit erhaltenen Mächtigkeiten von 20 bis 30 m zu rechnen ist. Die Atzbacher Sande bei See südlich Kematen a.l. liegen mit 420–440 m höher.

Größere Schottervorkommen finden sich südlich der Trattnach auf der Höhe zwischen Schlüßberg und Grieskirchen und nördlich der Trattnach am Hiererberg zwischen Bad Schallerbach und Grieskirchen. Das Vorkommen südlich der Trattnach umsäumt talwärts terrassenartig eine flach bis 420 m aufragende Kuppe des Ott-nangien mit einem ostwärts weisenden Sporn. Die maximale Mächtigkeit dieser Schotter kann kaum mehr als 5–8 m überschreiten. Ihr Auftreten in verschiedenen Höhenlagen ist einerseits auf eine Verschleppung an flachen Hangpartien wie am Ostsporn oberhalb Schlüsselberg zurückzuführen, andererseits auf mehrere Schotterniveaus. So liegen im östlichen Bereich höchste Schotter zwischen 400 und 410 m, die nördlich und östlich davon anschließenden in 380–390 m. Daß es sich dabei nicht um einen geschlossenen, mächtigen Schotterkörper handeln kann, beweisen Mergelausbisse am Südrand der Höhengiedlung südlich Schlüßberg und auch am Nordabfall zur Trattnach hin westlich Schlüßberg. Ein noch tieferes Niveau liegt zwischen Unternberg und Trattenegg südlich Grieskirchen in ca. 370–380 m; noch etwas tiefer (etwa 360 m) liegen die Schotter oberhalb des Bades im S von Grieskirchen. Obwohl es sich um Schüttungen unterschiedlichen Alters handeln muß, unterscheiden sie sich lithologisch kaum voneinander: Quarze und Quarzite überwiegen, vereinzelt kommen Hornsteine, auch Amphibolite und bereits zerfallende Gneise vor. Wenn auch die Grobkomponenten bis etwa 15 cm stellenweise stark vertreten sind, so fehlen auch feinere Korngrößen bis unter 1 cm nicht.

Das zweite Schottervorkommen, nördlich der Trattnach auf dem Hiererberg, liegt zwischen 390 und 400 m und reicht am östlichen Sporn, ähnlich wie südlich Schlüßberg, ebenfalls bis etwa 380 m herab.

Für die Altersstellung dieser Schotter gibt es keine gesicherten Anhaltspunkte. Da fluvioglaziale Schotter in diesem Raum auszuschließen sind, muß während des Eiszeitalters mit wiederholt umgelagerten, durch fortschreitende Verwitterung zu Restschottern reduzierten Schüttungen aus dem periglazialen Einzugsbereich gerechnet werden. Auch andere Einstufungskriterien fehlen, vielleicht auch mangels geeigneter Aufschlüsse. Es bleibt also nur der recht vage Anhaltspunkt der relativen Höhe über der heutigen Talsohle und selbst dafür fehlen unmittelbare Bezugspunkte zur zugehörigen Erosionsbasis des Eferdinger Beckens. Immerhin wird man bei den 40–50 m und 30 m über der Talsohle bei Grieskirchen liegenden Schottern mit Quartärschüttungen rechnen können; die höheren zwischen 70 und

90 m (= 410–390 m Seehöhe) könnten aus dem jüngsten Tertiär, aber ebensogut aus dem ältesten Quartär stammen.

Die übrigen Quartärsedimente setzen sich auch in diesem Raum des Tertiärhügellandes aus Staublehm- und Solifluktsdecken zusammen. Staublehmdecken können sehr gut über den in verschiedenen Niveaus liegenden Schotterkörpern ausgehoben werden, von wo sie diskordant auf die sandreichen Mergel des Ott-nangien übergreifen oder, wie auf den Höhen nördlich Grieskirchen, auch unmittelbar über dem Tertiär liegen. Solifluktsdecken können in diesem Raum nur sehr eingeschränkt nachgewiesen werden.

Für die holozänen Talsohlen der kleineren Gerinne gilt auch hier, daß vielfach durch menschliche Aktivitäten pleistozäne Sedimente wieder mobilisiert und umgelagert werden.

Im Bereich der Traun-Enns-Platte wurden zunächst südlich Wels bis etwa Sattledt und zum Aiterbach die über den Deckenschottern liegenden Staublehmdecken von den Schotterausbissen abgegrenzt.

Südlich Sattledt wurden die Aufschlüsse längs der Pyhrn-Autobahn aufgenommen. Der etwa 1,25 km lange Einschnitt im Bereich der Überführungen der Lokalbahn nach Grünau und der B 138 bei Großendorf schließt im Hangenden 5–6 m schlecht gerundete, z. T. schwach verfestigte Flyschschotter vom Typus der dem jüngeren Deckenschotter (JDS) entsprechenden „Grauen Nagelfluh“ auf. Die fast in ihrer gesamten Mächtigkeit von der Verwitterung erfaßten Schotter zeigen bei Großendorf mit Einlagerungen von gekritztem Moränenmaterial bereits den Übergang zur mindelzeitlichen Endmoräne des Steyr-Kremsgletschers an. Auf der W-Seite des Einschnittes treten an Vertiefungen der Unterlage tonig-schluffige Sedimente auf. Im Liegenden der JDS des Einschnittes sind längs der Autobahntrasse beidseitig stark verfestigte, überwiegend feinkörnige Kalkschotter vom Typus der „Weißen Nagelfluh“ (WNF) aufgeschlossen, deren scharf abgesetzte Oberfläche ein schwaches Relief zwischen 414 m und 417 m erkennen läßt. Gegen das Südende des Einschnittes geht die WNF in ein ebenso stark verfestigtes Flyschkonglomerat über, das, von der lithologischen Zusammensetzung abgesehen, die typischen Eigenschaften der WNF aufweist, wie Versinterung mit Kalzitkristallkrusten, Feinkörnigkeit, guter Abrollgrad, scharf abgesetzte Oberfläche sowie Merkmale einer kräftigen Tiefenverwitterung.

Die südlich Großendorf anschließenden kürzeren Hanganschnitte und Einschnitte zwischen den zum Riedbach führenden Seitentälchen schließen bis zum südlichen Kartenrand durchwegs wenig differenziertes Moränenmaterial auf, wobei im allgemeinen mit nach S ansteigender Höhe die Blockgröße und -häufigkeit zunimmt. Die Verwitterung ist dem mindelzeitlichen Alter angemessen: Unter 1–3 m völlig entkalkter und verlehmt Moräne mit nur vereinzelt eckigen Flyschreststücken folgt, ziemlich scharf abgegrenzt, gelbbrauner, oben noch stark lehmiger Moränenschutt, der neben den überwiegenden Flyschkomponenten, Kalke, vereinzelt auch Quarz- und Kristallinstücke enthält. Erst ab 8–10 m (sichtbar nur in den entsprechend tiefen Einschnitten südwestlich Ried i. Tr. und nach dem Tunnel von Harmandorf) folgt ab etwa 8–10 m Tiefe, ebenfalls mit ziemlich scharfer wellig verlaufender Grenze, graue, völlig unverwitterte, block- und schluffreiche Moräne. Bei der Überführung der Straße Voits-

dorf-Ried i. Tr. lassen in 5–6 m Tiefe, d. i. in etwa 480 m Höhe, z. T. verfestigte, aufgebogene Schluffbänder auf Stauchung und damit auf eine Oszillation des Gletschers schließen. Östlich Voitsdorf stehen in einem Entwässerungsgraben kalkfreie tonig-schluffige Sedimente an.

Blatt 57 Neulengbach

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 57 Neulengbach

Von GODFRIED WESSELY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In westlicher Fortsetzung der Aufnahme der vorderen nördlichen Kalkalpenzone des Blattes Neulengbach wurde der Abschnitt zwischen Höfnergraben SW Thenenberg und Laabachtal S Kaumberg kartiert. Dabei ergab sich als Schwerpunkt neben der weiteren westwärtigen Erfolge der Mittel- und Oberkreide sowie der Gießhübler Schichten die Auflösung der Fazieszonen der Obertrias, des Jura und des Unterkreide und ihre tektonische Bedeutung. Die stratigraphisch-faziellen Zuordnungen erfolgten großteils nach lithologischen Analogien, ein Teil der paläontologisch-mikrofazielle Detailuntersuchungen ist noch im Gange.

An der Stirne der Kalkalpen lassen sich Elemente einer „Randzone“ abgrenzen:

Ihre markantesten Elemente, wie sie westlich und nordwestlich des Campingplatzes im Höfnergraben auftreten sind grüne Malm-Radiolarite mit Brekzienlagen, Tone, kieselige Sandsteine und sandige Kalke des Dogger und Lias sowie Sandsteine vermutlich der Kreide.

Der Kalkalpenabschnitt kann von Norden gegen Süden in zwei W–E-streichende Hauptkulissen gegliedert werden, als deren Stützelemente im jeweiligen Frontbereich die Hauptdolomitzüge des Hirschberges und des Frönerberges darstellen. In der Folge sollen diese Kulissen mit den Arbeitsbegriffen „Hirschbergeinheit“ und „Frönerbergeinheiten“ versehen werden. Es gibt wesentliche Indizien, daß die Frönerbergeinheit die Hirschbergeinheit überschiebt.

Betrachtet man zunächst die Hirschbergeinheit, die gleichzeitig die Kalkalpenfront bildet, wird sie an der Stirne auf weite Erstreckung von Schichtgliedern der Obertrias gebildet. Zwischen dunklen Opponitzer Schichten und dem Hauptdolomit liegt eine bezeichnend mächtige Lage von Keuper, bestehend aus grünen, vereinzelt auch rötlichen, violetten und grauen Tonen, untergeordnet mit dünnen Sandstein- und Dolomitlagen. Das Schichtglied bildet eine morphologische Senke, in der u.a. das Gehöft Ebner liegt.

Bezeichnend für diese vordere kalkalpine, tektonische Einheit ist auch die Schichtfolge über dem Hauptdolomit mit Kössener Schichten, einer annähernd mit Kalksburger Schichten anzusprechenden sandig-mergeligen Entwicklung mit starken Verkieselungen und Einschaltungen von dunklen Schlammkalken. Darüber folgt mächtiger Fleckenmergelkalk und mit Übergängen in eine graue mergelige Entwicklung, die vermutlich bereits in den Dogger reicht. In der Fleckenkalk-Flecken-

mergelentwicklung wurden im Bereich des Gehöftes Schatzl Ammoniten gefunden, deren Bestimmung noch aussteht.

All diese Schichten erstrecken sich nahezu konstant vom Höfnergraben bis zum Laabachtal, wobei eine nördlich ausgreifende Bucht infolge einer Querverformung unmittelbar westlich des Steinbachtals auffällt.

Ohne daß höherer Jura oder Neokom feststellbar wäre, transgredieren über den tieferen bis mittleren Jura, selten bis auf Hauptdolomit übergreifend, Losensteiner Schichten. Es handelt sich um Sandsteine, exotikareiche Brekzien und Mergel, stellenweise mit Einlagerungen großer Gleitschollen aus Obertrias, Jura und vielleicht auch Neokom. Die Obertrias ist vertreten durch Hauptdolomit, z.T. mit anhaftenden Kössener Schichten, aber auch durch Riff- und Plattenkalkfazies. Der Jura besteht aus Lias in Hierlatz- und Adneter Fazies, Globigerinenoolith, Malmkalken. Anhäufungen dieser Schollen finden sich nördlich bis ostnordöstlich des Frönerberges (W und E des Sattels „Lug ins Land“). An der westlichen Talflanke des Höfnergrabens östlich des Gehöftes Schatzl liegt neben Blöcken von diversen Jurakalken (u. a. Sacocommakalke) eine riesige Gleitscholle von Hierlatzkalk und buntem Crinoiden-Hornsteinkalk (Spiculit) in noch bestehendem Verband mit Rhät-Platten-Kalk mitten im Losensteiner Verband. Orbitoiden führende Brekziensäume bestätigen diese intrasedimentäre Position. Gelegentlich liegen Juraschollen an der Nordflanke des Losensteiner Streifens der Basis auf. All diese Gleitschollen müssen der noch anzuführenden Fazies des Jura nach der Frönerbergeinheit entstammen. Die Verbreitung der Losensteiner Schichten erfolgt in unzusammenhängenden Streifen. Unter anderem verläuft ein breiterer zwischen den Gehöften Aschbichler und Steinbacher, wo er ostwärts aushebt, ein weiterer beginnt östlich des Gehöftes Schatzl und übersetzt den Höfnergraben. Ab dem Steinbachgraben gibt es noch einen südlicheren schmalen Parallelstreifen. Vor dem Nordrand des Hauptdolomites der Frönerbergeinheit liegt zwischen Aschbichler und Nordostfuß des Frönerberges Neokom (im Verband mit fossilführendem Alb unmittelbar südlich und östlich des Aschbichler). Es handelt sich um Fleckenkalke und im Ostteil um hornsteinführende Sandsteine und Sandkalke.

Jura fehlt an der Nordflanke des Frönerbergzuges, zwei begrenzte Vorkommen von Kössener Schichten fallen unter den Hauptdolomit desselben ein (inverse Lagerung an einer Stirnrolle?). Aber auch alle übrigen Schichten fallen unter diese Einheit ein.

Der Hauptdolomit des Frönerbergzuges wird an seiner Südflanke auf der unmittelbar östlichen Seite des Steinbachtals (Felsgruppe rechts am Beginn der Autofahrt zum Gehöft Stickler) von Kössener Schichten und Jura überlagert. Der Jura unterscheidet sich sowohl in Fazies als auch in Mächtigkeit deutlich von der der vorderen Kulisse. Statt des mächtigen Lias in Kalksburger und Fleckenmergelkalkfazies liegt ein geringmächtiger bunter und grauer Crinoiden-Hornsteinkalk vor. Letzterer ist reich an Spiculen. Ebenfalls wenige Meter beträgt die Mächtigkeit rötlicher Filamentkalke, grauer Globigerinenoolithe des Dogger und rötlicher Saccocommakalke. Unmittelbar darüber setzt Fleckenmergelkalk des Neokom ein. Die Schichtfolge entspricht fast im Detail derjenigen, die im Raum Kaltenleutgeben an der Südflanke der Flössmulde vorliegt, sodaß mit diesem begrenzten Vorkommen eine wert-

volle Korrelationsmöglichkeit besteht. Westlich des Steinbachgrabens begleitet den W–E-streichenden Hauptdolomit nur mehr Neokom mit spurenhaftem Oberjura an der Basis. Ansonsten greifen die Sandsteine und Mergel der Losensteiner Schichten östlich und westlich des Steinbachgrabens bis über Hauptdolomit. 300 m südlich des Gehöftes Schatzl liegt im Hangenden der Losensteiner Schichten ein Streifen kieseliges Sandstein z.T. mit ausgelöster Matrix. Kalkige Lagen sind stark biodetritisch und reich an Orbitolinen. Gleit-schollen dieser Schichten liegen hier nicht vor.

Über dem Cenoman liegt nur spurenhafte und infolge Verscherung oft unterbrochene Coniac-Santon-Sandstein, Campanmergelkalk mit typischer Rot- und Graufärbung sowie Globotruncanenreichtum. Darüber folgen mächtige Untere Gießhübler Schichten in üblicher Ausbildung. Südlich des Blöchl und östlich sowie südöstlich des Waisenhofers setzen sie sich in mittlere bis obere Gießhübler Schichten fort, beim Waisenhofer enthalten sie Lithothamnienbrekzienzüge. Ihre Gradierung in nördlicher Richtung spricht allerdings für eine tektonisch rotierte Position. Entlang der Linie Höfnerhaus – Stickler – Hagerhof – Blöchl sind über die Gießhübler Schichten Losensteiner Schichten geschoben. Diese Überschiebung stellt die Fortsetzung einer im Vorjahr angeführten Überschiebung östlich des Hofnergrabens dar. Sie läuft S Blöchl aus.

Inmitten der Losensteiner Schichten der überschiebenden Schuppe taucht beiderseits des Steinbachtals Neokom in Form von Fleckenmergelkalken und hornsteinführenden sandigen Kalken auf. Der Nordrand dieses Aufbruches ist herausgeschoben, da hier an der Basis das Neokom unter dieses südwärts einfallend Radiolarite und Saccocomakalke des Malm auftreten. Im Süden liegen über den Losensteiner Schichten wieder Scherkörper von Mergelkalken des Campan und Gießhübler Schichten. Vor Überschiebung der Reisalpendecke sind letztere südlich des Waisenhofer abermals von Losensteiner Schichten überschoben. All diese Aufschiebungen und Überschiebungen werden von Quellaustritten begleitet.

Blatt 58 Baden

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 58 Baden

Von WERNER LEITHNER & ROSWITHA BRAUNSTEIN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Frühjahr 1989 konnten Aushubarbeiten für einen Neubau im 14. Wiener Gemeindebezirk (Kreuzung Edenstraße–Knödelhüttenstraße) zur Aufnahme eines kurzen Profilstückes sowie zur Beprobung genutzt werden. Unter einer etwa 2 m mächtigen Vewitterungsschwarte mit deutlichem Hakenwerfen und aufgelöstem Gefügeverband des Anstehenden war trotz starker Zerlegung der Gesteine eine Profilaufnahme möglich. Die Schichtfolge zeigt mittelsteiles Einfallen nach N bzw. NW (005/65 bis 317/59). Im Profil sind wechsellagernd dickbankige, hellgelbbraune Kalkmergel, mergelig, hellgelb- bis ockerbraune Sandsteine und splittrig zerfallende, hell-olivbraune Mergel aufgeschlossen. Einzelne Kalksandsteinbänke bis zu 40 cm Dicke sind zwi-

schengesaltet. Die Mächtigkeit des aufgeschlossenen Profiles betrug etwa 14 m.

Die Nannobeprobung aus den Mergeln ergab eine eindeutige Einstufung in NP 16 (Mittelozeän). Umgelagerte Nannofossilien aus der Kreide und dem unteren Paläozän sind ebenfalls enthalten (det. R. BRAUNSTEIN). Aus der vorliegenden Lithologie und im Vergleich mit bisherigen Beschreibungen ist die Zuordnung des aufgeschlossenen Bereiches zu den Laaber Schichten möglich (vgl. Manuskriptkarte S. PREY).

In der Baugrube wurden auf Trennflächen zerscherzte klare Gipsbeläge bis 2 mm Stärke, wie einzelne idiomorphe Gipskristalle bis 8 cm, aufgefunden. Die Analyse zusickernder Wässer ergab Sulfatkonzentrationen bis mehrere tausend mg/l (det. W. EPPENSTEINER).

Ebenfalls im 14. Wiener Gemeindebezirk konnten in der Baugrube des Neubaus Waidhausenstraße 24 Nannoproben aus hellgrauen Kalkmergeln, sowie dunkelroten und grünen Mergeln (vorwiegend rote Schiefer-tone nach der Manuskriptkarte S. PREY) genommen werden.

Sterile Proben, bzw. diagenetisch stark zersetzte, kalzifizierte Nannofossilien ließen keine stratigraphische Einstufung zu. Die blockig zerlegten lagigen Mergel, sowie dickbankige, hellgraubraune Sandsteine fallen mittelsteil W bis NW (274/32 bis 310/55) hangeinwärts ein.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von HANS EGGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Nordteil des Kartenblattes wurden im Ultrahelvetikum westlich von Straßwalchen (Grabeneinschnitt östlich vom Gehöft Grub) mehrere Proben für Nannoplanktonuntersuchungen genommen. Die grauen, sandig-siltigen Mergel enthielten Floren des Unterpaläozän (NP 2 – *Cruciplacolithus tenuis*-Zone) und werden somit den Oichinger Schichten zugerechnet. Dieser kleine Aufschluß, am Rand eines Rutschgeländes gelegen, ist das einzige Vorkommen dieser Gesteine auf diesem Kartenblatt.

Der Schwerpunkt der diesjährigen Aufnahmestätigkeit lag in den Nördlichen Kalkalpen, im Gebiet der Gaisberggruppe. Der Gaisberg selbst bildet eine Scholle, welche sowohl im Süden als auch im Nordwesten von nachgosauisch aktiven Störungen begrenzt wird. Einhergehend mit dem südlichen Bruch konnte eine deutliche Änderung des Schichtstreichens festgestellt werden: der gegen WSW einfallende Plattenkalk- und Dachsteinkalk des Klausberges grenzt tektonisch an den gegen SSW einfallenden Hauptdolomit der Gaisbergscholle. Dieser Hauptdolomit wird südlich von Unterkoppl von karnischen Opponitzer Schichten unterlagert, welche die ältesten obertags aufgeschlossenen Ablagerungen des Kartenblattes bilden.

**Bericht 1989
über geologische Aufnahmen
im Quartär
auf Blatt 64 Straßwalchen**

Von HORST IBETSBERGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der Bruch im Nordwesten des Gaisberges trennt die Triasgesteine der Gaisbergscholle von Gosauschichten; die Harnische auf der NE-SW-streichenden Bruchfläche, die an einer neuen Forststraße schön aufgeschlossen ist, deuten mit ihren deutlichen Strömungen auf eine Blattverschiebung hin. Die erwähnten Gosaugesteine sind am besten im Graben südöstlich vom Gehöft Hies aufgeschlossen. Dort konnten rote und graue Mergel und Kalkmergel in Wechsellagerung beobachtet werden, sodaß hier die Fazies der Nierentaler Schichten vorliegt. Diese Fazies setzt im Vergleich zu anderen Gosaubecken hier sehr früh ein, denn die Nanofloren belegen eine stratigraphische Einstufung ins Santon bis Untercampan: *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE), *Calculites ovalis* (STRADNER), *Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT, *Reinhardtites anthophorus* (DEFLANDRE), *Eiffellithus eximius* (STOVER), *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFLANDRE), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE, *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI), *Micula decussata* VEKSHINA, *Watznaueria barnesae* (BLACK). Die Nierentaler Schichten bilden den jüngsten erhalten gebliebenen Anteil der Gosauschichtfolge der Gaisberggruppe.

Der Großteil der Gosauablagerungen wird im Arbeitsgebiet von einer konglomeratreichen Abfolge gebildet, in welche sich gelegentlich Kalkarenitbänke und bis zu 5 m mächtige ziegelrote Pelitgesteine einschalten. Die Konglomeratbänke zeigen teils komponentengestütztes teils matrixgestütztes Gefüge; Sortierung und Schichtung der Komponenten können häufig beobachtet werden. Bipolare Erosionsrinnen zeigen unterschiedliche Streichrichtungen (ENE-WSW; SE-NW); Komponenten von rotgädertem Wettersteinkalk, der in vergleichbarer Ausbildung am Untersberg (SW der Stadt Salzburg) ansteht, deuten auf eine Anlieferung dieses Materials aus westlichen Richtungen hin. Die in dieser Schichtfolge nicht seltenen Arenitbänke lassen oft überaus deutliche Kreuzschichtungen erkennen, gelegentlich treten darin auch Kohleschmitzen auf.

Die eben kurz skizzierte Gosauschichtfolge weist fazielle Ähnlichkeiten mit der santonen Streiteckformation im Becken von Gosau auf. Auf eine stratigraphische Einstufung ins Santon deuten auf Blatt Straßwalchen auch die Verhältnisse bei Faistenau hin (s. a. Bericht 1988): dort wird eine vergleichbare Konglomeratabfolge von den Glanegger Schichten des Coniac unterlagert, wie sie aus dem Becken von Bad Reichenhall bekannt sind.

Im Bereich der Gaisberggruppe sind die Glanegger Schichten nicht erhalten geblieben. Die konglomeratreiche Schichtfolge liegt hier mit einer Erosionsdiskordanz über verschiedenen Schichtgliedern des prägosausischen Untergrundes; im Süden, im Gebiet der Glasenbachklamm, bilden die oberjurassischen Ruhpoldinger Schichten die Unterlagerung der Gosaugesteine, weiter im Norden dagegen die Kössener Schichten.

An der Westseite des Gaisberges reicht ein großer Bergsturz von den Wänden östlich des Hotel Kobenzl bis zum Talboden bei Gänsbrunn herab. DEL NEGRO (Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg) nahm die Ausdehnung dieses Bergsturzes viel zu kleinflächig an und stellte Teile davon als anstehenden Fels dar; dadurch wurde auf der genannten Karte die Tektonik dieses einfach gebauten Gebietes viel zu kompliziert dargestellt.

Im Jahre 1989 wurde die Kartierung des Quartärs im Gebiet Seekirchen – Obertrum – Wallersee/Zell und bis an die westliche Begrenzung des obgenannten Kartenblattes fortgesetzt.

Der westliche Teil des Kartierungsgebiets liegt im Gletscherkontaktbereich des Trumerzweiges, mit dem Wallerseezweig des pleistozänen Salzachgletschers und ist durch eine drumlinisierte Grundmoränenlandschaft gekennzeichnet. Der östliche Teil des Kartierungsgebiets befindet sich dagegen im ehemaligen Zentralbereich des Wallerseezweiges des Salzachgletschers, wo neben dem gerade erwähnten Formenschatz auch Abschmelzformen aus der Zeit des Gletscherschwundes anzutreffen sind.

Ablagerungen von Moränenmaterial, die älter als würmzeitlich angesehen werden dürfen, wurden an 3 Stellen, nämlich SE von Bayerham, SE Mirtlgut und bei Huttern gefunden. Im SE von Bayerham findet man einen stark verflachten Rücken, der aus gut verfestigtem, z. T. konglomeriertem Moränenmaterial aufgebaut ist. Nach Aussehen und Verwitterungsgrad dürfte das Moränenmaterial dem Reiß-Glazial zugeordnet werden. Ebenso als rißzeitlich eingestuft werden kann das Moränenmaterial bei Huttern, das in einer Baugrube in ca. 6 m Tiefe aufgeschlossen wurde, und uns in Form einer 2 m mächtigen Konglomeratbank entgegentritt. Darüber findet sich eine mehrere Meter mächtige Würm-Grundmoränenendecke. SE von Mirtlgut findet man im Liegenden der Deltaschotter (Grubenbereich) ebenfalls Reiß-Sedimente aufgeschlossen.

Das gesamte Gebiet der Kartierung ist, mit Ausnahme des südöstlichen Teilbereiches, mit einer mächtigen Würm-Grundmoränenendecke ausgekleidet. Die Morphologie dieser Landschaft wird durch Grundmoränenablagerungen mit Drumlins und drumlinisierten Rücken, besonders im Bereich der Gletscherkontaktzone der beiden Zweigströme (Trumer- und Wallerseezweig) im Westen der Gemeinde Seekirchen, gekennzeichnet. Auf Grund einer deutlichen, im Gelände wie auch auf dem Luftbild, nachvollziehbaren Divergenz der Streichrichtung der Drumlinlängsachsen können die beiden Gletscherteilströme einigermaßen klar differenziert werden. Die Drumlinlängsachsen des Trumerzweiges des Salzachgletschers streichen in N-S, bzw. in NNE-SSW-Richtung, jene des Wallerseezweiges des Salzachgletschers streichen dagegen in NE-SW, bzw. im nordöstlichen Teilgebiet der Kartierung in ENE-WSW-Richtung. Die Linie der Nahtstellen der beiden Gletscherteilströme dürfte über Mayerlehen (K 586) – Unterdichberg (K 582) nach Kothgumprechtung/Zaisberg (K 582) verlaufen. Die Drumlinrücken erreichen Längserstreckungen bis ca. 1200 m und relative Höhenausdehnungen bis max. 40 m (Drumlin von Bayerham oder Zaisberg) und gehen, z. T. nur gering gegeneinander versetzt, ineinander über (Drumlin von Oberleiten).

Die Grundmoräne ist feinstoffreich, stark verfestigt und tritt auf Grund dessen als Stauhohizont besonders deutlich in Erscheinung. So kam es zur Ausbildung von Niedermooren (nördlich Waldprechtung; östlich Mirtlgut;

östlich Mayerlehen) sowie ausgedehnten Vernässungszonen (östlich Wirthenstätten/Götzing). Zum Teil wurden Moorgebiete drainiert (Moor von Unterkriechham; Moor östlich Wies), um diese der landwirtschaftlichen Nutzung zugänglich zu machen.

Im Süden von Seekirchen konnten 2 große Deltaschüttungsbereiche ausgeschieden werden, deren Anlage eine Spiegelhöhe des Wallersees von 550 m zugrundeliegt. Der Schüttbereich westlich des Tales der Fischach bildet auf einem Niveau von ca. 550 m eine Terrassenfläche aus, die mit einem deutlichen Geländeknick (hier kam es zur Anlage von mehreren Schottergruben) auf ein Niveau von 530–520 m abbricht. Die Terrassenfläche wie auch die Terrassenkante wurde postglazial erosiv überprägt. Die Deltaschüttung östlich des Tales der Fischach stellt das gegenüberliegende Pendant zum vorher genannten Schüttkörper, ebenfalls auf dem 550 m-Niveau, dar. Die ursprüngliche Terrassenfläche wurde auch hier erosiv umgestaltet, so daß diese als ebene Fläche nur mehr westlich von Eck erhalten blieb.

Bei Kellerwirt findet man auf einem Niveau von 540 m einen Staukörper, der zur Zeit des beginnenden Eiszerfalls des Trumerseegletschers geschüttet wurde.

Die weite Talung der Fischach im erweiterten Ortsgebiet Seekirchen wird von mehrere Meter mächtigen Seetonablagerungen aufgebaut (in Baugrube bis 4 m), die bis auf ein Niveau von 510/512 m anzutreffen sind. Diese feinsten schluffig-tonigen Sedimente bilden einen Stauhorizont, so daß Oberflächenwasser nur schwer versickert und dies zur Bildung anmooriger Böden führt. Eine ausgedehnte, schilfbestandene Sumpflfläche kennzeichnet den nördlichen Flußabschnitt der Fischach; der mittlere und südliche Flußabschnitt der Fischach ist dagegen trockener, mit nur mehr vereinzelt, kleinen Vernässungszonen.

Alluvionen konnten in den schmalen Sohlenbereichen der beiden namenlosen Bäche – nördlich von Schöngumprechtling – sowie im Schönbach – östlich von Oberkriechham – auskartiert werden.

Der anstehende Flysch (Altenglbacher Schichten) ist im Bereich des Bachbettes des nördlichen und südlichen Armes des Schönbaches deutlich aufgeschlossen. Schichtbänke, die quer zum Flußverlauf streichen, unterteilen die Flußstrecke durch Kaskaden.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von WOLFGANG PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Raum nördlich des Schober wurden der Fuß der Felswand sowie die nördlich anschließende Verebnung einer genaueren Betrachtung unterzogen. Nördlich des Schober ist ein breites Areal erkennbar, in dem eine Mure aus der Schoberwand weit auf das Vorland aufgeföhren ist. In diesem Bereich sind überwiegend stark zerlegte und zertrümmerte Gutensteiner Schichten aufgeschlossen. Knapp östlich der Ruine Wartenfels läßt sich ein Felszug, bestehend aus Juraspatkalken (?Vilser Kalk) in Aufschlüssen als Untergrund unter der Mure nachweisen. Südlich der Jagdhütte sind nördlich

dieser Spatkalke Schrambachschichten entwickelt. Es ist anzunehmen, daß nur noch der untere Teil der Steilflanke nördlich der Schatzwand zur Langbathzone (mit Hauptdolomit, Hierlatzkalk, Vilser Kalk, Schrambachschichten und Tannheimer Schichten) zu zählen ist. In der Verebnung nördlich davon sind vereinzelt Flyschaufrühe erkennbar. Die Juraareale und die Schrambachaufschlüsse in diesem Bereich sind eher als abgerutschte Massen und Bergsturzböckwerk zu interpretieren. Am östlichen Blattrand stoßen erneut Mitteltriaskalke (Gutensteiner Schichten etc.) weit gegen Norden vor. Auch dies könnte auf ein Murenereignis zurückzuführen sein. Die Langbathzone ist noch in den Felsen der Ruine Wartenfels und in den Hängen westlich und südlich davon aufgeschlossen. Diese Zone wird dann von der Wolfgangsee-Störung abgeschnitten und sie erscheint erst wieder nördlich des Gaisberges.

Im Bereich des Eibenseebaches wurden Sandsteine der Kreide (Gosau) und Quartärbedeckung ausgeschieden. Die Abtrennung eines Hauptdolomitstreifens, wie von B. PLÖCHINGER vorgenommen, konnte nicht bestätigt werden. Nördlich und südlich des Tales sind Wettersteindolomite aufgeschlossen.

Ähnliches gilt für den Feldberg. Auch hier kann keine Abtrennung eines Hauptdolomitareals vorgenommen werden. Im Gebiet des Steinbruches nordöstlich des Feldberg konnte eine Auflagerung von Karnserien auf dem Dolomit nachgewiesen werden, und somit ist die Deutung als Hauptdolomit (B. PLÖCHINGER) widerlegt. Im Sattel östlich des Feldberg konnten noch kleine Gosauvorkommen ausgeschieden werden.

An einigen Stellen wurde der Bereich Hauptdolomit – Plattenkalk – Kössener Schichten begangen, um eine genauere Gliederung, unter anderem mit Ausscheidung einer Übergangszone zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk (Wechsellagerung von Kalken und Dolomiten) vorzunehmen (Rannberg, Filbling, Sonnberg).

Weiters wurde die Hirschberg-Synklinale genauer untersucht, um den jüngsten Anteil zu erfassen.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 64 Straßwalchen

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1989 wurde der Bereich südwestlich Straßwalchen kartiert, um auch im Vorfeld des Salzachgletschers eine bessere Abgliederung der älteren quartären Sedimente von den würmzeitlichen Spuren zu bekommen.

Der würmzeitliche Moränenzug südlich des Tannberges setzte sich bis Tannham – Gramling fort. Es ist ein mächtiger, durch ein Trockental vom Hang deutlich abgesetzter Wall, der auf der Innenseite in viele kleinere Wälle untergliedert ist. Östlich Gramling schwenken die Wälle nach SW ein und sind undeutlicher ausgebildet. Sie liegen hier einer Hochfläche auf, die aus älteren quartären Ablagerungen aufgebaut wird. Diese sind in den alten Konglomeratabbauen südlich der Kirche am Johannesberg erschlossen und östlich des Randes der Würmablagerung durch das fast ausschließliche Auftre-

ten von Quarzgeröllen im Waldboden dokumentiert. Diese älteren Sedimente setzen sich nach NW in der Hochfläche von Enharting – Holzfeld fort.

Der Rand des Würmgletschers wird dann noch durch den Wall westlich des Breinberges markiert, an den er im Westen angelagert ist. Von hier zieht er nach Süden Richtung Wertheim und war beim Einschnitt der Umfahrungsstraße gut aufgeschlossen. Von dem Wall geht bei Sighartstein – Wertheim die Niederterrasse aus, die das breite Tal des Pfongauer Baches bis Steindorf erfüllt. Hier vereinigt sie sich mit der Niederterrasse des Tales vom SW (Neumarkt), die auf Höhe des Bahnhofes Neumarkt ansetzt. Diese zeigt eine sehr unruhige Oberfläche mit Toteislöchern und wird von sehr groben Geröllen (bei einem Aushub S des Sägewerkes in Steindorf hatten ca. 20–25 % der Gerölle einen Durchmesser größer als 30 cm) aufgebaut. Die Niederterrasse ist ebenso noch in der Fortsetzung des Trockentaales entlang des Moränenwalles von Tannham entwickelt, wo sie bei einer schmalen Kerbe in den Moränenwällen (Wh. Tili) ansetzt. Die Niederterrasse ist heute von einer ca. 4–5 m tief eingeschnittenen Rinne wieder zerschnitten, die im Niveau der Bahn bei Neumarkt ansetzt und auf einen Abfluß während der ersten Abschmelzphase zurückzuführen ist.

Außerhalb der Würmmoränen sind grobe, meist gut verkittete Kiese zu beiden Seiten der Niederterrasse erhalten. Es sind dies teilweise sehr grobe Kiese (W Stadlberg), die sehr viel Flysch und kalkalpine Gerölle aber wenig Kristallin und Quarz führen. Sie bilden den Breinberg, die Hochfläche östlich Steindorf bis Straßwalchen, sowie die Fläche beim Johannesberg und bei Enharting – Holzfeld. Am Breinberg (bei der neuen Straßenbrücke) und westlich Kleinstadtberg (alter Konglomeratbruch) werden die groben Kiese von feinkornreicheren Sedimenten überlagert, die gekritzte Karbonatgeschiebe führen. Ob hier eine generelle Moränenbedeckung der groben, allgemein am Talrand gut verkitteten Kiese (viele alte Steinbrüche zu beiden Seiten des Tales bei Steindorf) vorliegt, kann nicht gesagt werden. Wahrscheinlich entstammt die ganze Sedimentfolge einem kurzen Gletschervorstoß aus der Rißzeit, der eine kurzzeitige Oszillation während der ersten Abschmelzphase darstellte und eine kurze Sanderschüttung noch randlich überfahren hat. Ein Äquivalent zu diesem Vorstoß könnte am Traungletscher im Irrseebecken der breite Moränenwall bei Neuhofen–Bodenberg sein.

Wesentlich älter sind die Konglomerate nördlich des Irrsberges, die die reich reliefierte Hochfläche zwischen Stadlberg und Straßwalchen aufbauen. Sie bestehen aus gut gerundeten Kiesen, die neben Flysch auch viele kalkalpine Gerölle, sowie Quarz und Kristallin führen. Sie sind sehr gut konglomeriert, wie entlang der Bahn und in dem großen alten Steinbruch beim Bahnhof zu sehen ist. Die Verwitterungsschicht auf diesen Konglomeraten war bis zu 3 m Tiefe beim Bau einer Güllegrube nördlich Stadlberg aufgeschlossen. Es waren dies völlig entkalkte, dunkelgelbbraune Lehme, in denen noch vereinzelt große Flyschgeschiebe als völlig desintegrierte Geschiebeleichen zu erkennen waren. Diese intensive Verwitterung deutet mindestens auf ein mindeleiszeitliches Alter dieser Konglomerate hin, das auch nur durch die hier sehr hohen Niederschlagswerte möglich wäre.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone, den Klippenzonen und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von HANS EGGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden Begehungen einerseits in der Flyschzone zwischen Laudachtal und Almtal unternommen, andererseits im Grünauer Halbfenster und in dessen kalkalpinem Rahmen.

In den nördlichsten Flyschaufschlüssen des erstgenannten Gebiets stehen in südliche Richtungen einfallende Altenglbacher Schichten an; diese lieferten sowohl Nannoplankton des Maastricht als auch solches des Unter- und Oberpaläozän.

Die erwähnten Altenglbacher Schichten werden von einer höheren Schuppe (Bäckerbergschuppe) nordvergent überschoben. Die Schichtfolge der Bäckerbergschuppe beginnt mit der Zementmergelerde, über welcher Pernecker Schichten (Oberste Bunte Schiefer) folgen. Diese enthielten in mehreren Aufschlüssen Nannoplankton des oberen Campan (CC22 – *Quadrum trifidum*-Zone). Die Altenglbacher Schichten, aus denen hier nur Maastricht nachgewiesen werden konnte, bilden die jüngsten Schichtanteile der Bäckerbergschuppe. In den Gräben nördlich des Bäckerbergs ist an der Überschiebungsbahn dieser Einheit eoazäner Stockletten des Ultrahelvetikums eingeklemmt; mittels Nannoplankton konnte daraus sowohl Unter- als auch Mittel- und Obereozän nachgewiesen werden.

Die nächsthöhere Überschiebungseinheit wurde mit der Arbeitsbezeichnung „Hackbergschuppe“ belegt. Auch an der Basalfläche dieser Schuppe ist ultrahelvetische Buntmergelerde hochgeschürft; es sind dies die altbekannten Vorkommen im Wahliner Graben (nördlich von Hinterbuchegg) und im Einschnitt des Greisenbachs nördlich des Hackbergs. Aus diesen Aufschlüssen konnten bislang nur Kreidealter belegt werden, tertiäre Schichtanteile scheinen nicht vorhanden zu sein. Bei den bisher besprochenen Ultrahelvetikumsvorkommen handelt es sich eindeutig um typische Schürflingsfenster, welche an Überschiebungen innerhalb der aufrecht gelagerten und südfallenden Flyschgesteine gebunden sind.

Der oben kurz erläuterte Schuppenbau wird durch einen jüngeren Querbruch gestört, welcher knapp östlich des Laudachtales verläuft. Westlich dieses Bruches, der möglicherweise einen Teil der Traunseestörung repräsentiert, wurden mehrfach paläozäne Altenglbacher Schichten angetroffen: Südlich der Glatzmühle stehen in einem Straßenaufschluß unterpaläozäne Gesteine an (NP2 – *Cruciplacolithus tenuis*-Zone). Sohlmarken belegen in diesem Aufschluß eine Paläoströmungsrichtung von Osten nach Westen. Im Grabeneinschnitt westlich von Wiesberg wurde eine pelitreiche Flyschfazies auskartiert, die dem Oberpaläozän (NP9 – *Discoaster multiradiatus*-Zone) zugeordnet werden konnte. In diesem Profilabschnitt dokumentieren die Kolkungsmarken eine Bewegungsrichtung der Trübeströme von Westen nach Osten. Ein derartiger Umschwung der Paläoströmungsrichtung um 180° im Paläozän konnte auch schon in der Salzburger Flyschzone beobachtet

werden (s. EGGER, 1989, Jb. Geol. B.-A., 132/2) und ist inzwischen auch in der Flyschzone südlich von Amstetten erkannt worden (EGGER, in Vorbereitung).

Als älteste Gesteine des Inhalts des Grünauer Halbfensters wurden Grestener Schichten erkannt, welche vor allem im Süden und Osten des Dachkopfes auskartiert werden konnten. Es handelt sich dabei um gelbliche Quarzsandsteine und um braune hellglimmerführende Arkosen. Letztere enthalten typischerweise oft kleine Bruchstücke von Granatglimmerschiefer.

Zwischen den Grestener Schichten und der kalkalpinen Deckscholle des Dachkopfs, welche aus Gutensteiner Schichten aufgebaut wird, schaltet sich tektonisch ein größeres Vorkommen von ultrabasischen Gesteinen ein. Diese stehen hier in Kontakt zu einem roten Kalk (vermutlich Oberjura). Einzelne Rollstücke zeigen blasige (variolithische) Oberflächenstrukturen, was auf das Vorhandensein von Pillowlaven hindeutet. Zwei weitere kleine Vorkommen von Ophikarbonaten fanden sich östlich des Loskogels und nördlich des Hinteren Krahngrabens, jeweils in der Nachbarschaft von neokomen Aptychenschichten bzw. von Buntmergelserie.

Die Aptychenkalke, in die sich nicht selten Kalksandsteine und gelegentlich auch spätige gebundene Feinbrekzienbänke einschalten, sind die verbreitetsten Gesteine des Fensterinhalts. Vor allem im Gebiet zwischen Schindlbach und Geißstein sind sie häufig anzutreffen. Kleinere Vorkommen existieren aber auch ESE vom Ort Grünau und nicht zuletzt am Kalkalpenrand westlich des Almbachs.

Oft glaukonitführende, splitterig brechende Quarzsandsteine sind vermutlich ins Gault zu stellen und können somit als das stratigraphisch Hangende der erwähnten Neokomgesteine betrachtet werden. Rollstücke dieser Quarzsandsteine sind besonders östlich und nördlich des Dachkopfs häufig zu finden. Etwas westlich davon stehen in einem größeren Grabeneinschnitt grobkörnige, oft dickbankige hellglimmerführende Sandsteine an, welche gelegentlich mit grauen, karbonatfreien Pelitgesteinen wechsellagern. Daneben konnten auch grüne und rote Tonsteine und dünne Siltsteinbänkchen in dieser Abfolge beobachtet werden. Allem Anschein nach handelt es sich dabei um Reiselberger Schichten, worauf auch die Schwermineralspektren hinweisen.

Die jüngsten Anteile des Fensterinhalts bildet die Buntmergelserie, welche vor allem wieder im Gebiet zwischen Schindlbach und Geißstein auftritt.

Zusammengefaßt ergeben die bisherigen Beobachtungen folgendes Bild: Das Auftreten von Grestener Schichten und von Buntmergelserie belegt das Vorhandensein der Grestener Klippenzone. Gaultflysch, Reiselberger Schichten und die Ultrabazitvorkommen, welche am Dachkopf und in der Bohrung Grünau unmittelbar unter der kalkalpinen Trias liegen, verweisen dagegen auf die St. Veiter bzw. Ybbsitzer Klippenzone. Im Grünauer Halbfenster scheinen somit beide Klippenzonen gemeinsam aufzutreten; jüngere Anteile des Rhenodanubischen Flysches hingegen fehlen vollständig.

Der unmittelbare Rahmen des Halbfensters wird von Gutensteiner Schichten gebildet; über diesen liegen Reiflinger Schichten und darüber manchmal noch Wettersteinkalk. Diese Gesteinsabfolge bildet eine aufrechte Antiklinale, in deren Kern die Gesteine des Klippenraumes zutage treten.

Im Norden wird diese Sattelzone von einer großen E-W- bzw. SE-NW-streichenden Störung abgeschnitten, von welcher mehrere kleinere Teiläste abzweigen. Nördlich von dieser Störung liegt eine mächtige invers gelagerte Schichtfolge – vermutlich der Liegendschenkel der Sengsengebirgsantiklinale – die vom Wettersteinkalk des Windhagkogels über Lunzer Schichten, Opponitzer Schichten und Hauptdolomit bis zum Plattenkalk des Hochsalmkammes reicht. Eine vergleichbare verkehrt gelagerte und südfallende Abfolge baut das Gebiet vom Rauhkogel bis etwa zum Hollerberg auf.

Die oben erwähnte Störung, an welcher es zu einer bedeutenden Hebung der Südscholle gekommen sein muß, scheint die Fortsetzung der Teichl-Störung zu sein. Diese streicht damit nördlich des Grünauer Beckens vorbei. Bei der bislang als Teichl-Störung angesehenen Störung am Südrand des Halbfensters hingegen scheint es sich um den Ausstrich der Überschiebung der Höllegebirgsdecke zu handeln: die Gutensteiner und Reiflinger Schichten des eigentlichen Fensterrahmens (s. o.) fallen hier nämlich durchwegs mittelsteil unter den tektonisch hangenden Hauptdolomit ein, welcher selbst ebenfalls gegen Süden geneigt ist. Die erwähnten Gutensteiner und Reiflinger Schichten könnten dann, im Gegensatz zu ihrer bisherigen Zuordnung zum Tirolikum, dem Hochbajuvarikum zugerechnet werden. Vom Tiefbajuvarikum hingegen treten weder im Bereich des Fensterrahmens noch in der Bohrung Grünau irgendwelche Anzeichen auf; damit hat die Ansicht des Verfassers (EGGER, 1988, Jb. Geol. B.-A., 131/2), daß im Mittelabschnitt der Kalkalpen der tiefbajuvarische Faziesraum nicht ausgebildet war, eine weitere Bestätigung erfahren.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von GERD FRIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die quartärgeologische Aufnahme des Almtales, 1988 im Bereich Scharnstein/Pettenbach begonnen, wurde almbwärts bis in den Bereich Vorchdorf/Eggenberg ausgedehnt und mit sedimentologischen Untersuchungen ergänzt.

Die quartärgeologische Situation im Bereich westlich von Scharnstein am Südrand des Arbeitsgebietes konnte weitgehend geklärt werden.

Die im Bauhof in Haid aufgeschlossenen, zum Teil konglomerierten, schlecht sortierten Schotter, die auch vereinzelt gekritzte Geschiebe enthalten, können als durch den Flyschhügel von Dorf konserviertes, sehr moränennahes Sediment angesehen werden. Die nur 15–20 m höhere Lage über den heutigen Niederterrassenschottern und der, im Vergleich zu den Ablagerungen der mindelzeitlichen Alm deutlich geringere, Verwitterungszustand der aufgeschlossenen Ablagerungen machen eine Zuordnung dieser Moränen zu einem Stand der Rißeiszeit sinnvoll.

Im Bereich der Rotte in der Thann und am Südrand des Flyschhügels in Dorf konnten kleine Vorkommen von verschwemmter Moräne der Rißvereisung lokalisiert werden.

Der schon 1988 beschriebene, schmale Schotterstreifen, der sich ab Mühldorf mit 8–10 Metern in S–N-Richtung über die Scharnsteinterrasse erhebt, wird daher als Rest der rißzeitlichen Hochterrasse eingestuft. Ein Neubau in Haid (nördlich Scharnstein) brachte in dieser Terrasse stark verlehnte, oberflächlich schon kräftig angewitterte, schlecht gerundete Schotter ans Tageslicht, die im Vergleich mit der unmittelbar westlich anschließenden Niederterrasse als präwürmzeitlich angesprochen werden können. In Haid ist die Verzahnung dieser Schotter mit der Moräne des Riß morphologisch unmittelbar zu erkennen.

Ein kleines Vorkommen von konglomerierten Schottern am Talrand westlich von Almau wird, wie ein ähnlich positionierter Terrassenrest nordwestlich Almau (Kote 468) und ein verkitteter Schotterkörper am Ostrand des Steinbaches 500 m SE der Mündung in die Alm, als Rest der Hochterrasse angesehen.

Die im Vorjahr noch als „Scharnsteinstand“ bezeichnete Fläche zwischen Scharnstein und Steinfeldern entspricht der Niederterrasse und ist als eigentliche „Hauptterrasse“ des Würm bis in den Theuerwanger Forst bei Vorchdorf kartierbar. Ein weiterer, im Süden 15 Meter, im Norden 7–10 Meter unter der Hauptniederterrasse liegender, ebenfalls durchgehend kartierbarer Terrassenkörper wird als Tiefes Niveau bezeichnet. Er ist aufgrund fehlender Aufschlüsse derzeit nicht als Akkumulations- oder Erosionsterrasse interpretierbar.

Eine zwischen drei und fünf Meter über heutigem Almniveau liegende, durchgehend verfolgbare Fläche wird als (holozäne) Obere Austufe bezeichnet.

Typisch in beiden NT-Niveaus sind die häufig beobachteten Driftblöcke, die diffus im ganzen Schotterkörper verteilt sind. Außerdem wurde in allen einzusehenden Niederterrassenkörpern ein gehäuftes Auftreten von Blockwerk in den obersten drei bis vier Metern unter GOK festgestellt. Diese Häufung ist wohl auf Kondensationserscheinungen zurückzuführen.

Bei Pettenbach stößt der Moränengürtel der Mindelmoräne aus dem Steyrtal weit nach Westen vor. Ob am Aufbau dieses Moränenkranzes auch ein mindelzeitlicher Almgletscher beteiligt war (das würde die weit ins Almtal vorstoßenden Moränenkörper besser erklären), ist wegen der Aufschlußlosigkeit des flachhügeligen Geländes derzeit nicht zu klären.

In den Terrassenkörpern des jüngeren Deckenschotter entlang der Alm sind gut sortierte und gerundete, nur lokal konglomerierte Schotter mit unterschiedlich schön ausgebildeten Strukturen eines „braided river“ zu studieren. Die lithologische Beprobung ergab für diese wie auch für die jüngeren Körper folgendes Bild: Hauptdolomit tritt zu etwa 15–20 %, das restliche kalkalpine Spektrum zu 50–60 % auf. Die Anteile des Flysch (vorwiegend Tonmergel) bewegen sich um die 15–20 %, Kristallin tritt nur stark untergeordnet auf.

Die westlich von Pamet und bei Egenstein aufgeschlossenen Schotter der Weissen Nagelfluh zeigen ausgezeichnete Rundung und Sortierung bei hoher Konglomerierung. Sie weisen daher auf deutlich längere fluviatile Transportwege als die sie umgebenden fluvioglazialen Schotter der anderen Eiszeiten hin. Im Steinbruch Egenstein und an den Hängen zur Alm konnte mehrmals Driftblöcke aufgenommen werden, die die kaltzeitliche Schüttung der Nagelfluh beweisen. In der lithologischen Zusammensetzung gleicht die

Weisse Nagelfluh den jüngeren Terrassenkörpern der Alm.

Eine eindeutige altersmäßige Zuordnung muß allerdings weiter offen bleiben. Zu erkennen ist nur, daß die jüngeren Deckenschotter über dieser Nagelfluh liegen, und daß diese keinerlei Verbindung zu der im Bereich von Pamet unmittelbar westlich anschließenden Günzmoräne zeigt.

Die Aufnahmen an der Erosionsterrasse von Vorchdorf bringen über einem etwa 10 Meter über Almniveau liegenden Schliersockel schlecht sortierte, zum Teil geschichtete, stark verwitterte Schotter ans Tageslicht, die fließend in moränenartige Ablagerungen bis zu Blockwerksfraktion mit gekritzten Geschieben übergehen. Die Anteile an Dolomit sind häufig schon völlig verascht, auch die auftretenden Glimmerschiefer sind meist nur noch als Gesteinsleichen vorhanden.

Die Bodenmächtigkeit liegt um 1,5–2 Meter und ist damit deutlich geringer als für altpleistozäne Ablagerungen zu erwarten wäre, außerdem fehlt die für glaziale Körper dieses Alters notwendige, reife Morphologie. Einige Konglomeratgerölle dieses moränennahen Materials, die knapp unter der Bodenkrume gefunden wurden, deuten auf eine erosive Überarbeitung der moränenahen Ablagerungen wahrscheinlich im Spättriass hin. Eine ähnlich junge Prägung der Oberfläche ist auch für die Fläche der Weissen Nagelfluh um Egenstein anzunehmen.

Abschließend wurde noch der Versuch unternommen, die kristallinen Geschiebe ihrer Herkunft entsprechend zuzuordnen. Das Geröllspektrum der untersuchten Terrassen umfasst Quarzporphyre, (Granat-)Glimmerschiefer, Orthogneis und verschiedene granitische Varietäten. Die Quarzporphyre treten im unmittelbaren Hinterland im Randcenoman des Steinbachtals auf. Die anderen Kristallinanteile lassen sich ausschließlich aus dem geröllführenden Ultrahelvetikum zum Beispiel des Kornsteins herleiten. Es ist für diese Anteile also kein Ferntransport aus anderen Gletschereinzugsgebieten nötig.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen des Gebietes zwischen Laudachsee und Almtal auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von CHRISTINA ROGL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Rahmen einer Diplomarbeit an der Universität Wien sollen die Moränen der Lokalgletscher des Traunstein – Zwillingskogel-Kammes und deren Beziehung zu den quartären Ablagerungen des Almtales neu kartiert werden. Diese Neuaufnahme stellt im wesentlichen eine Überarbeitung der Veröffentlichung von S. PREY (1956) dar.

Das zu kartierende Gebiet liegt auf der Grenze zwischen Kalkalpen, Helvetikum und Flysch. Vor allem der Bereich der Flyschgesteine ist durch zahlreiche Rutschungen und Sackungen, die meist an der Grenze zu den Kalkalpen ansetzen, gekennzeichnet. Das Helvet neigt ebenfalls zu Massenbewegungen. Durch den raschen Wechsel der Lithologie sind die Moränen der Lokalgletscher, die praktisch nur kalkalpines Material führen, auf den anstehenden Flysch- und Helvetgesteinen gut zu erkennen.

Es konnten fünf ehemalige Gletscherbereiche gefunden werden:

Am westlichsten befand sich der Laudachgletscher. Das durch die Vergletscherung entstandene Kar wird an seiner tiefsten Stelle vom Laudachsee erfüllt, der durch Moränenwälle nach Norden hin abgedämmt wird.

Etwas weiter östlich, kurz vor dem Jagdhaus Schratzenau, schließen die Moränen des Schratzenau-gletschers an. In diesem Bereich sind die ursprünglichen Wallformen kaum mehr zu erkennen, das Moränenmaterial dürfte nachträglich wieder ausgeräumt worden sein.

Zwischen diesen beiden Moränenbereichen ist keine Verbindung festzustellen. Eine solche hat auch in der letzten Eiszeit wohl kaum bestanden.

An den drei östlichsten Gletschern, dem Matzinggraben-, Hochreithgraben- und Hauergrabengletscher ist im oberen Bereich eine ehemalige Verbindung anhand von Moränenmaterial gut zu erkennen. Diese Verbindung dürfte aber nur beim Höchststand des Eises intakt gewesen sein.

Der untere Bereich dieser Moränenzungen ist durch die Mobilität des Untergrundes stark verändert worden. Die Wallformen wurden nicht von einem aktiven Gletscher abgelagert. Nur in den Karbereichen sind die ursprünglichen Moränenwälle erhalten.

Im Raum Hochreith und nordöstlich des Gehöfts Hochbuchegg sind noch ältere Moränenreste erhalten.

Die Moräne bei Hochreith dürfte eine ribzeitliche Ablagerung des Matzinggrabengletschers sein. Die Stellung der Moräne beim Hochbuchegg ist noch fraglich, da die Kartierung in diesem Gebiet noch nicht abgeschlossen ist.

Ein weiteres interessantes Phänomen ist die Gehängebreccie, die als Erosionsrest an mehreren Stellen im Gebiet vorkommt. Sie besteht aus eckigem, hellem Wettersteinkalkschutt und enthält praktisch kaum Feinmaterial. Sie weist dadurch zwischen den Komponenten zahlreiche Hohlräume auf. Nur der Breccienrücken westlich des Laudachsees besteht aus verschiedenen Gesteinen, er weist auch eine höheren Feinkornanteil auf und ist daher wesentlich kompakter verkittet. Dieses Vorkommen muß aber noch genauer untersucht werden.

Die Breccien waren vermutlich Teil eines ehemaligen Schuttmantels, die genaue Einstufung ist aber noch nicht ganz sicher.

Der Kornstein, ein hausgroßer Wettersteinkalkblock, die benachbarte Gehängebreccie und ein ca. 200 m nordöstlich anschließender Breccienrücken sind Ausgangspunkt von Schuttströmen, die durch den darunter anstehenden und zergleitenden Flysch begünstigt werden. Das Material dieser Schuttströme entstammt entweder einem Bergsturz oder der Gehängebreccie selbst.

Von den Lokalgletschern erreichten in der letzten Eiszeit nur der Hochreithgraben- und der Hauergrabengletscher den Einflußbereich des Almtales. Wie genau der so markante „Moränenkuchen“ des Hauergrabengletschers zustande gekommen ist, muß erst noch durch weitere Untersuchungen der Ablagerungen im Almtal geklärt werden.

Die Zusammenhänge der Terrassenniveaus von Mühldorf bis Almegg und eine Einstufung der verschiedenen Wallreste in diesem Bereich werden hoffentlich

im Zuge der noch durchzuführenden Kartierung deutlich werden.

Blatt 69 Großraming

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 69 Großraming

Von HANS EGGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden 2 Aufnahmestage für ergänzende Begehungen im Reichraminger Hintergebirge verwendet. Im Bereich des Jörglgrabens stehen steilgestellte, meist leicht nach Norden überkippte Hauptdolomitbänke des Nordflügels der Sengsengebirgsantiklinale an. Südlich des Hauptdolomits folgen Opponitzer und Lunzer Schichten und schließlich im Scheitel der Antiklinale der Wettersteinkalk.

Die nordvergente Überschiebung der Sengsengebirgsantiklinale wird am Ausgang der Haselbachschlucht durch einen Schürfling von Reiflinger Schichten markiert (s. Bericht 1988); leider konnten bislang keine weiteren Hinweise für den Verlauf dieser Störung gefunden werden, welche vermutlich innerhalb des Hauptdolomitareals verläuft.

Eine NW–SE-streichende Störung folgt in etwa dem Graben nördlich der Jörglalm: im Gebiet über 1000 m Seehöhe liegt hier Plattenkalk und Dachsteinkalk im Westen neben Hauptdolomit im Osten. Interessant ist in diesem Bereich auch ein kleines Grundmoränenvorkommen an der Forststraße westlich des erwähnten Grabens. Hinweise auf eine ehemalige Moränenbedeckung lieferte auch ein erratischer Block von Granatglimmerschiefer unmittelbar westlich des Graßlgrabens (südwestlich der Geiernesthütte). Fast 5 km weiter nördlich davon wurde ein Grundmoränenrest mit gekritzten kalkalpinen Geschieben nördlich der Trogtalhütte (Rabenbach) an einer neugebauten Forststraße entdeckt.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär des Hieselberges auf Blatt 69 Großraming

Von HEINRICH PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Entwicklung der Gosauschichten am Hieselberg wurde zuletzt von A. MÜLLER (1984, unveröff. Vorarb. Geol. Inst., Univ. Wien) kartiert. MÜLLER faßte dabei die hier auftretenden Schichten unter dem Sammelbegriff „Tiefere Gosau“ zusammen, wobei mit Übersignatur Basalbrekzien, mergelige Sandsteine und Kalkarenite getrennt wurden.

Neuere Bearbeitungen, v.a. P. FAUPL & M. WAGREICH (1989, Jb. Geol. B.-A., 132, 1989) führten zu einer differenzierteren Betrachtung dieser Schichten, wodurch eine Neukartierung zweckmäßig erschien. Die Gosau des Hieselberges ließ sich dabei in drei verschiedene Faziesbereiche trennen:

- 1) Rot gefärbte Basalkonglomerate.
- 2) Dolomitrekzien („Spitzenbachschichten“).
- 3) „Tiefere Gosau“ (Mergel, Sandstein, bunte Brekzien).

Basale Brekzien und Konglomerate treten ausschließlich südlich des Hieselberges auf. Es sind bunte, meist schlecht gerundete Konglomerate mit bis mehreren dm großen Komponenten, welche sich mit Übergängen aus den unterlagernden Schichten, meist Schrambachschichten, z. T. auch aus Hauptdolomit (Steinbruch an der Straße 150 m WSW Hirner) entwickeln. Ein guter Aufschluß der Basis dieser Brekzien im Hangenden der Schrambachschichten befindet sich an einer neuen Forststraße 250 m N Riesbauer. Die Basalbrekzien haben geringe Mächtigkeiten, sie liegen dem Relief der unterlagernden Schichten mit wechselndem Einfallen auf.

Nördlich an die Basalkonglomerate anschließend, bzw. direkt über den vorgosauischen Schichten treten einförmige Dolomitrekzien auf, welche etwas NW-SE-streichend vom Lumpigraben über den Hieselberggipfel Richtung Rodelsbach streichen. Diese Brekzien bestehen fast ausschließlich aus Dolomitkomponenten, sie treten z. T. wandbildend auf, die Steilabfälle an der Nordseite des Hieselberges werden von ihnen gebildet. Da sie sehr massig ausgebildet sind, können keine Angaben über die Schichtung gemacht werden. Beste Aufschlüsse befinden sich am Ende der Scharreiterforststraße (bei der Jagdhütte) und im Gipfelbereich. Diese Entwicklung wird von P. FAUPL & M. WAGREICH (1989) den Spitzenbachschichten von St. Gallen (FAUPL, Jb. Geol. B.-A., 126, 1983) gleichgesetzt.

Bunte Konglomerate, Sandsteine und Mergel nehmen den nördlichen Bereich des Hieselberges ein. Diese Entwicklung setzt sich auch NW der Rodelsbachmündung und N der Enns am Wachtberg fort. Die Brekzien sind stets bunt entwickelt, als Komponenten, welche über 1 m Durchmesser erreichen können, treten Dolomite, Hornsteine, verschiedene (Jura)Kalke und Merkgelklasten auf. Diese Brekzien sind häufig anstehend, gute Aufschlüsse sind an der Ennstal Bundesstraße stromab Wachtbauer, am Auberg, in den Gräben und an der Forststraße gegenüber Mitterlangerbauer und v. a. an der z. Z. in Bau befindlichen Forststraße nördlich der Rodelsbachmündung zu beobachten.

Kalksteine sind selten anstehend zu finden, Aufschlüsse befinden sich an der Ennstal Bundesstraße oberhalb Wachtbauer und im Graben an der Nordseite des Hieselberges gegenüber Wachtbauer. Graue und rote Mergel treten im Hangenden der Sandsteine im oben erwähnten Graben und am Forstweg gegenüber Mitterlangerbauer auf. Diese Serie konnte mittels Nanno- und Schlammproben von P. FAUPL & M. WAGREICH (1989) als O.-Santon bis Campan eingestuft und damit hangenden Partien der Weißwasserschichten gleichgesetzt werden.

Diskordant über diesen Schichten der „Tiefere“ Gosau folgen östlich des Lumpigrabens (H. PAVLIK, unveröff. Diplomarb. Geol. Inst. Univ. Wien, 1989) die sandstein- und mergelreichen Brunnbachschichten.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 69 Großbraming

Von WOLFGANG PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Gebiet zwischen Mollner Linie, Wendbach und der Enns wurde einer Neubegehung unterzogen. Die im Jahre 1980/1981 vorgenommenen Aufnahmen wurden in einigen Punkten ergänzt. Die Mitteltriasserien (?Gutensteiner Schichten, Annaberger Kalk, Reiflinger Schichten und Raminger Kalk) an der Mollner Linie und in der Hamberg-Antiklinale sowie der Dirnmulde wurden noch einmal beprobt, um genauere Daten über den stratigraphischen Umfang dieser Serien in diesem Gebiet zu bekommen. Die Karnischen Serien (Lunzer Schichten und Opponitzer Schichten) wurden ebenfalls beprobt, um auch hier zusätzliche stratigraphische und mikrofaziale Aussagen treffen zu können.

Der Wettersteinkalk der Dirn-Antiklinale wurde untersucht, um eine fazielle Gliederung durchführen zu können. Die Geländebefunde mit Riffkalen im Westen der Antiklinale und in der Dirnmulde sowie Lagunenentwicklung in der östlichen Antiklinale müssen noch mit einigen Dünnschliffen untermauert werden. Weiters wurden im Gebiet zwischen Hamberg und Anton-Schlosser-Hütte Proben aufgesammelt, um einige tektonische Fragen (Einlagerung von Obertriasspänen in Serien der Mitteltrias und des Karn) genauer fassen zu können. Die Stirnfalte der Reichraminger Decke mit Wettersteinkalken, Lunzer Schichten, Opponitzer Schichten und Hauptdolomit nördlich des Schwarzkogel wurde genauer untersucht, da durch den Forststraßenbau neue Aufschlüsse vorliegen.

In der Losenstein-Mulde wurde die Kreideentwicklung beprobt, um die tektonische Auffassung mit einigen stratigraphischen Daten zu untermauern.

In der Grillenberg-Antiklinale sind die im Hangenden des Hauptdolomits auftretenden Serien beprobt, um auch hier eine bessere stratigraphische Einstufung vornehmen zu können.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 69 Großbraming

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

1989 wurden die Talweitung um Großbraming und die anschließenden Talbereiche kartiert. Die Talweitung wird von der hügeligen Hochfläche beherrscht, auf der am südlichen Rand der Hauptteil des Ortes Großbraming liegt. Der langgestreckte, E-W-streichende Hügel (Kirche) und seine nordwestliche Fortsetzung werden von Opponitzer Rauhwacke aufgebaut, die auch am Hang südlich des Ortes vielfach aufgeschlossen ist. Sie dokumentiert sich durch die häufigen, z.T. recht ausge dehnten Erdfälle, die nördlich des Ortes in den Wiesen auftreten. Die aktiven Lösungsvorgänge sind auch an der Basis der Konglomerate zu erkennen. Die völlig offenen Höhen und Spalten, die weder durch Kiese, Sande, noch feinere Sedimente aus der Zeit der Bildung der Kiesablagerung erfüllt sind, zeigen, daß sie somit

erst nach deren Bildung entstanden sind. Die Rauh-
wacke und die mit ihr auftretenden Dolomite und Ton-
schiefer sind am Fuß des Plateaus nach N bis zum
Neustiftgraben zu verfolgen. Sie setzen sich auch süd-
lich der Enns am orographisch rechten Hang des
Lumplgrabens fort, wo sie wieder auch an den verbrei-
teten Erdfällen erkennbar sind. Die Rauh-
wacke wird nördlich Großbraming von einer Serie quartärer Sedi-
mente bedeckt, die aus der vorletzten Eiszeit (Riß)
stammen. So ist der langgezogene, E-W-streichende
Rücken nördlich Ödtbauer ein breiter Moränenwall des
Ennsgletschers. Es finden sich in den Wiesenhängen
auf der Außenseite des Walles viele grobe Gerölle und
große Blöcke verschiedenster Kalke und von Kristallin
als Erratika. Unterlagert werden die Moränenablagerun-
gen von Bänderschluften, die im Bachgraben unterhalb
Großortbauer aufgeschlossen sind und hier zu ausge-
dehnten Rutschungen führen. Im Norden werden die
Bändertone von Kiesen aus lokalem Material überla-
gert, die einen Staukörper im Neustiftgraben am Glet-
scher des Ennstales darstellen. Die Oberfläche der Kie-
se ist nicht eben, sondern stark reliefiert, was auf eine
Eisüberarbeitung hinweisen dürfte, obwohl keine Be-
weise für eine Bedeckung mit Grundmoräne zu finden
war. Überragt werden diese Kiese noch von einem kur-
zen, S-N-streichenden Wall NW Großortbauer an der
Straße zum Haingraben. Auf diesem Wall finden sich
auch wieder einige Kristallingeschiebe, am Nordabfall
und auf dem Rücken selbst. An diesen schließt sich ein
höherer Staukörper bis zum Haingraben an, der aus
teilweise gut verkitteten, lokalen groben Kiesen aufge-
baut wird. Beide Bildungen belegen eine Ausdehnung
des Rißgletschers, die die ganze Hochfläche bedeckte
und wahrscheinlich nach W weit ennsabwärts und nach
S in den Lumplgraben gereicht hat, ohne daß hier Spu-
ren davon zu finden waren.

Innerhalb dieser Moränen sind noch Konglomerate
am Südrand der Hochfläche und westlich davon erhal-
ten. Die Konglomerate am Südrand werden von sandi-
gen, sehr groben (bis 50 cm Ø) Kiesen und Geröllen
gebildet, die keine besonders fortgeschrittene Run-
dung aufweisen. An der westlichen Flanke liegt das
Konglomerat Bänderschluften auf und wird mehrheit-
lich von lokalem Material gebildet und zeigt eine Delta-
schüttung nach S. Die Bänderschluften führen häufig
dropstones und zeigen Bruchstrukturen differenzieller
Setzungen sowie Diapirismus als Zeugen rascher Sedi-
mentation.

Es sind dies Ablagerungen in einem kurzlebigen
Stausee, der wahrscheinlich während des Abschmel-
zens der Eismassen im Ennstal an der Mündung des
Neustiftbaches gebildet wurde.

Gleich alte Kiese und Konglomerate treten noch süd-
lich der Enns im Lumplgraben und ennsaufwärts östlich
der Mündung des Oberplaißabaches auf. Sie zeigen
eine ebenso weit fortgeschrittene Verwitterung wie die
bei Großbraming mit veraschten Dolomiten, hohlen Gerö-
llen und kaolinisiertem Kristallin und dürften der glei-
chen Stausituation entstammen.

Tiefer als die Reste der Rißzeit sind im Ennstal,
sowie in allen Seitengraben, weit verbreitete Reste der
Niederterrasse erhalten. Wahrscheinlich auch aus die-
ser Zeit des Hochglazials mit seiner intensiven perigla-
zialis Überformung stammt der Schuttstrom unterhalb
Seitweger im Neustiftgraben. Tiefer als die der hoch-
glazialis Periode des Würm entstammenden Terrasse

sind noch zwei Erosionsstufen (z. B. Mündung des
Neustiftgrabens) entwickelt.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der kalkalpinen Oberkreide auf Blatt 69 Großbraming

Von MICHAEL WAGREICH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Für sedimentologische und stratigraphische Untersu-
chungen an Oberkreideserien der Weyerer Bögen stan-
den 7 Geländetage zur Verfügung. Im wesentlichen
wurde die schon 1988 begonnenen Untersuchungen
am Hieselberg S Großbraming und im Gebiet der Pichl-
baueralm fortgesetzt (Aufnahmebericht FAUPL & WAG-
REICH, 1989, Jb. Geol. B.-A., 132), sowie Profile inner-
halb der Tieferen Gosau des Weißwassergebietes auf-
genommen.

Im Gebiet der Branderfleckschichten der
Pichlbaueralm (NNW Bodenwies) wurden vor allem
weitere Makrofossilauflagen und Nannobeprobun-
gen durchgeführt. Dabei konnten sowohl Ammoni-
ten als auch Inoceramen an zwei benachbarten Fund-
punkten an der Forststraße 700 m ENE Kote 1252 ge-
borgen werden, die einer weiteren Bestimmung harren.
Sowohl die Makrofaunen (H. SUMMESBERGER, mündl.
Mitt.) als auch die schlecht erhaltenen Nannofloren do-
kumentieren zumindest zwei stratigraphische Horizonte
(Obercenoman/Unterturon und höheres Turon). Auf
Grund der tektonischen Zerstückelung ist kein durch-
gehendes Schichtprofil aufzunehmen. Die aus mehre-
ren Teilprofilen und den biostratigraphischen Daten re-
konstruierte Schichtfolge beginnt mit stark lokal beein-
flußten Breccien, darüber folgen graue, harte, gegen
das Hangende zu feinkörniger werdende Sandsteine
mit wenigen Makrofossilresten (Bivalven, Einzelkoral-
len, Gastropoden). Diese Sandsteine gehen in die fos-
silreichen grauen, sandig-siltigen Mergel über, die den
Hauptteil der aufgeschlossenen Schichtfolge bilden
und aus denen die Fossilfunde stammen. Weitere
Schwermineralproben aus dieser Serie bestätigen mit
dem Vorherrschen von blauen Alkali amphibolen, Chlo-
ritoid, Chromspinell und Turmalin die Ergebnisse des
Vorjahres.

Innerhalb der tieferen, obersantonen/untercampanen
Breccienserie des Hieselberges SW Großbraming
wurde am Forstweg bei Haus Nr. 50 im Lumplgraben
(vgl. FAUPL & WAGREICH, 1989) eine eingehendere
Untersuchung der Komponenten vorgenommen. Exoti-
sche Komponenten sind nicht vorhanden. Es dominie-
ren v. a. jurassische und unterkretazische Gesteine. Al-
lerdings treten auch graue Kalksandsteinkomponenten
auf, deren charakteristisches Schwermineralspektrum
mit Alkali amphibolen, Chloritoid und Chromspinell die
Aufarbeitung cenoman-turonen Branderfleckschichten
vom Typus der Gesteine der Pichlbaueralm innerhalb
des Obersanton-Campans nahelegt.

Die tiefere Gosau des Weißwassergebietes
wurde an Hand von Profilaufnahmen im Bereich des
Pefingkogels (Kote 1101) und der Blahberg-Forststra-
ße (Südrand des Kartenblattes) untersucht. Hauptaug-
merk lag dabei auf der „Liegendserie“, also auf
dem Abschnitt zwischen basalem Bauxit und den han-

genden Weißwasserschichten des Oberconiac-Santon.

Die Liegendserie zeigt eine Dreigliederung: Der tieferen, bis etwa 60 m mächtige Abschnitt über den Bauxiten setzt sich aus Wechsellagerungen von Mergeln mit Sandsteinen (chromspinellreiche SM-Spektren im Gebiet des Prefinkogels) und wahrscheinlich terrestrisch-limnischen, bräunlichen Kalken mit Pisoiden zusammen. Darüber folgt eine Fan-Delta-Fazies in Form eines bis zu maximal 100 m mächtigen Abschnittes mit Konglomerat-Sandstein-Mergel-Kohle-Zyklen (Blahberg-Forststraße, 1 km W Prefinkogel). Das Material der Konglomerate wird von hellen und mittelgrauen Dolomiten dominiert, exotische Quarzporphyre oder Quarzite treten nur mit wenigen Prozentanteilen und in wenigen Bänken auf. Der hangende Teil mit Mergeln, laminierten Sandsteinbänken und fossilreichen Lagen unterhalb des Hippuritenkalks (RUTTNER & WOLETZ, 1956, Mitt. Geol. Ges. Wien, 48) erreicht eine Mächtigkeit von maximal 80 m. Aus diesem hangenden Abschnitt konnte im Gebiet des Saigerinngrabens (500 m S Forststraßenkreuzung Weißwasser, Kt. 596) und an der Blahberg-Forststraße erstmals marines Unterconiac im Gosaustreifen der Weyerer Bögen mit Hilfe von Nannofossilien nachgewiesen werden. Die Nannofloren mit den Leitformen:

Marthasterites furcatus
Eprolithus floralis
Lithastrinus septenarius
Quadrum gartneri

bei Fehlen von *Micula decussata* und *Lithastrinus grillii* belegen die Nannozone CC13 mit einer Reichweite von oberstem Turon bis Unterconiac. Schlammproben aus diesen Mergeln brachten nur vereinzelt glattschalige Ostrakoden und Miliolidae.

Die Schwermineralspektren der Liegendserie sind durch Dominanz von Chromspinell (bis 97 %) oder Zirkon (bis 60 %) gekennzeichnet. Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Spektren der Brandfleckschichten treten blaue Alkali amphibole und Chloritoid nur in Spuren bis 1 % auf.

Blatt 70 Waidhofen/Ybbs

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 70 Waidhofen/Ybbs

Von MICHAEL ESTERLUS
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologischen Untersuchungen dienten dazu, offene Fragen, die bei der Kompilation im Maßstab 1 : 25.000 der Kartierungen von F. ABERER (Mitt. Geol. Ges., 39-41, Wien 1951) und W. SCHNABEL (Mitt. Geol. Bergbaustud., 19, Wien 1970) für das Projekt NC-9g Naturraumpotential Amstetten – Waidhofen/Ybbs auftraten, zu klären.

Besonders im Grenzbereich zwischen den oben genannten Kartierungen traten erhebliche Differenzen im Streichen der Schichtfolgen und der tektonischen Grenzen auf.

Die N-Grenze der Frankenfeser Decke konnte anschließend an die Kartierung von W. SCHNABEL im S des Redtenbachtals in WSW-Richtung weiterverfolgt

werden. Unmittelbar E des Elmkogels biegt die Deckengrenze scharf nach N bis NE um. Hier kann im Untergrund eine NE-SW verlaufende Störung vermutet werden. Nördlich des Elmkogels dreht die N-Grenze der Frankenfeser Decke wieder in WSW-ENE-Richtung. Die Basis der Frankenfeser Decke besteht aus Rauhdecken und darüber folgendem Hauptdolomit. Im Bereich E des Elmkogels sind im Hauptdolomit auch bis zu 30 m mächtige Rauhdeckenhorizonte eingeschaltet. Die von F. ABERER SE des Elmkogels ausgeschiedene Mulde mit Neokomschichten der Kalkalpen konnte nicht gefunden werden.

Im Liegenden der Frankenfeser Decke treten meist gut gebankte, fein- bis mittelkörnige Sandsteine (Bankmächtigkeiten zwischen 0,5 und 5 dm) und Mergellagen auf. Im Redtenbachtal findet man auch schwarze bis dunkelgraue, tonige bis mergelige Gesteine mit weißen Kalzitadern sowie Aptychenkalke. Die Serie, vermutlich zur Ybbsitzer Klippenzone gehörig, zeigt bei W-E-Streichen einen ausgeprägten Synklinallbau N des Redtenbachtals und Antiklinalbau im Bereich des Redtenbachtals. NE des Gehöfts Pichl konnte am Nordrand dieser Serie ein subansteher Ophiolithkörper gefunden werden. Gesteinsproben dieses Ophioliths werden z.Zt. geochemisch untersucht.

Die Deckschollen bei Schatzöd (Hauptdolomit) und N Eckerwirt (Hauptdolomit, Liasfleckenmergel, bunte Jurakalke) liegen auf dieser Sandsteinserie. Weiters findet man SE Pichl und beim Gehöft Unterwimm (SSW Pichl) kleinere Vorkommen von Konglomeraten und mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen mit exotischen Komponenten der Randcenoman-Zone.

Im Norden grenzt die Sandsteinserie (Ybbsitzer Klippenzone) an die Grestener Klippenzone, die im Aufnahmegebiet durch die Klippenkerne (Hochkogelklippe, Klippen NE Pichl) und die meist schlecht aufgeschlossene Buntmergelserie vertreten ist. Die Klippe an der Straße NE Pichl besteht aus grauen Kalken mit Mergellagen (Aptychenschichten) und einer Einschaltung aus roten fraglichen Arzbergkalken.

Blatt 77 Eisenstadt

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Kristallin, Tertiär und der Permotrias des Leithagebirges auf Blatt 77 Eisenstadt

Von RUDOLF W. DELL'MOUR & WILFRIED RATAJ
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die diesjährigen geologischen Aufnahmen wurden im Gebiet SE bis SSE von Hornstein, im südwestlichen Bereich des Leithagebirges, durchgeführt.

Der thematische Schwerpunkt der Untersuchungen lag in der feldgeologischen Gliederung des Kristallinsockels samt auflagerndem Permomesozoikum und in der Abdeckung zur tertiären und quartären Sedimentbedeckung.

Im untersuchten Abschnitt treten weitverbreitet Orthogneise auf, die in Glimmerschiefer unterschiedlichster Ausbildung als größere und kleinere Körper, bis zur Dimension von über einem Kilometer, eingeschaltet

sind. Neben den Orthogneisen sind noch untergeordnet Amphibolite und Pegmatite in die Schiefergneis-Glimmerschieferhülle eingeschaltet.

Über diesem Kristallin liegt ein geringmächtiges Permoskyth in Form des Alpinen Verrucano vor. Aufgrund der gemeinsamen alpinen Strukturprägung von Alpinem Verrucano und unterlagerndem Kristallin ist bereichsweise eine klare Abgrenzung erschwert.

Über diesem kristallinen Basement lagert eine Tertiärbedeckung auf, die im wesentlichen aus Leithakalk und unverfestigten Lockersedimenten besteht.

Tertiäre und quartäre Verwitterung führten zu einer tiefgründigen Zersetzung der Gesteine, die besonders stärker geschieferte Bereiche des Altkristallins betroffen hat; dementsprechend beruht die Kartierung dieses Raumes im wesentlichen auf Lesesteinen.

Quartär

Tiefgründige, bisweilen rötlich gefärbte, Verwitterungslehme überziehen das Kristallin im Bereich des Äußerer Berg und in den Gräben und Hängen SSE Hornstein. Am Äußerer Berg finden sich in den Lehmböden gut gerundete Quarzkiesel, Glimmerschiefergerölle und Komponenten von Alpinem Verrucano.

Tertiär

Sande und Schotter

Im SE-Ortsbereich von Hornstein wurden in den Baugruben unverfestigte Lockergesteine aufgeschlossen, die vermutlich in das Tertiär zu stellen sind.

Im Besonderen wurden helle, glimmerreiche Quarzarenite mit groben Schotterlagen (Kristallinkomponenten) festgestellt, die SE Hornstein in geringer Mächtigkeit von nur wenigen Metern Orthogneise überlagern.

Leithakalk

Am Westabhang des Fuchsberg und des Äußerer Berg, ca. 2,5 km SSE Hornstein, treten mächtige Ablagerungen von Leithakalk auf. Entsprechend der unmittelbaren Kristallinüberlagerung ist durchwegs ein starker terrigener Siliziklastikaanteil festzustellen. Aufschlüsse sind in zahlreichen Steinbrüchen vorhanden.

Permotrias

Alpiner Verrucano

Gesteine unterschiedlichster habitueller Prägung werden diesem Schichtglied zugeordnet. Die teilweise extreme Deformation erschwert häufig die klare Abgrenzung vom umgebenden "Primärkristallin". Phyllitische Typen zeigen einen feinen (mm) Lagenbau; offene Stauchfaltung ist häufig festzustellen (1,2 km WSW Sonnenberg); während der Hauptbruch phyllitische Überzüge aufweist, zeigt der Querbruch häufig rötlichbraune (Hämatit?) Erzimprägnationen.

Eine relativ eindeutige Zuordnung zum Alpinen Verrucano erlauben die klastischen Gesteinstypen, die häufig geplättete, mitunter auch verfaltete Quarzgeröllchen enthalten. Auf die Problematik der Grenzziehung zum unterlagerndem Kristallin wurde bereits hingewiesen (DELL'MOUR & WIDDER, Verh. Geol. B.-A., 1989), jedenfalls scheint hierin eine Kernproblematik für die Kartierung des Leithagebirges zu liegen.

Altkristallin

Glimmerschiefer, Schiefergneise und Quarzphyllite

Die bei der diesjährigen Kartierung erfaßten Glimmerschiefervarietäten, die alle Übergänge bis hin zu Schiefergneisen und Quarzphylliten aufweisen, fügen sich in

die bereits im vorjährigen Aufnahmebericht (l.c.) erfaßten Gesteinstypen ein, und werden hier nicht wiederholt beschrieben.

Der Versuch, eine Gliederung hinsichtlich des Auftretens von Biotit, Muskovit oder Granat durchzuführen, schien nicht zielführend zu sein. Allenthalben ist diese Paragenese festzustellen und häufig ist auf engstem Raum auch eine Wechsellagerung von phyllitischen (diaphthoretisierten?) und glimmerreichen Gesteinen festzustellen. Besonders auffälliger Granatreichtum wurde in grobschuppigen Bi-Glimmerschiefern ca. 500 m WNW Äußerer Berg festgestellt.

Auf die durchwegs schlechten Aufschlußverhältnisse wurde bereits hingewiesen, umso mehr sind daher die wenigen anstehenden Gesteinspartien für strukturelle Untersuchungen von Bedeutung:

Glimmerschiefer am Bergrücken 700 m NW Äußerer Berg: s 138/20, 165/30, 300/40.

An einer Hellglimmerelongation eines phyllitischen, feinlagigen, granatführenden Glimmerschiefer (1 km SW Sonnenberg), wurde die Lineation mit I 255/00 festgestellt.

Weitere Lineationenmessungen: WSW Sonnenberg I 070/20; 600 m SSE Sonnenberg weisen quarzreiche Gneise eine mehrphasige Deformation auf, wobei I 210/10 als die relativ ältere Lineare zu I 123/05 festgestellt wurde.

Orthogneise

Grobkörnige Augen-Flaser-Bänder- und Migmatitgneise, wie sie aus dem Bereich weiter nördlich (s. Aufnahmeber. 1988) bereits beschrieben wurden, treten in größerem Ausmaß auch SE Hornstein auf; länglich gestreckte, bisweilen auch stockförmige Körper bilden durchwegs die markantesten morphologischen Erhebungen in diesem Gebiet.

Die Randbereiche der Orthogneise zeigen häufig graduelle Übergänge zu Paragesteinen und weisen eine verstärkte Schieferung auf; strukturell sind diese Randbereiche durch einen straffen Zeilenbau und feinkörnigen Habitus definiert.

Mylonitisierte Randbereiche zeigen sich durch Kataklastite, die makroskopisch bestimmten Varietäten des Alpinen Verrucano ähneln können (1,2 km WNW Cte. 430). Vereinzelt treten auch Orthogneise als deformierte Granitapophysen in den Paragesteinen auf (z.B. NW „Beim Juden“).

Amphibolite

Geringmächtige (1–2 m) ebenflächig geschieferte Amphibolite finden sich mit quarzitischen Gneisen im Bereich 1 km WSW Sonnenberg als nördliche Begleitgesteine eines größeren Orthogneiskörpers in ENE–WSW-Erstreckung.

Ein stockförmiges Amphibolitvorkommen von etwa 15 m Durchmesser, ist an der Forststraße, 1 km SSE Ortsende Hornstein aufgeschlossen.

Pegmatite

Grobkörnige Mu-Bi-Knaf-Pegmatite finden sich im Randbereich der Orthogneise unmittelbar W „Beim Juden“ (125 m), sowie N und NW Äußerer Berg. Aufgrund der erhöhten Verwitterungsresistenz sind diese Gesteine als Härtlinge auch in schlecht aufgeschlossenem Gebiet gut kartierbar.

Blatt 78 Rust

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im prätertiären Grundgebirge auf Blatt 78 Rust

Von JULIAN PISTOTNIK

Im Nordosten des Kartenblattes wurden die Kristallinaufbrüche westlich des Bahnhofes Neusiedl am See sowie des Jungen- und Hackelsberges abgegrenzt, die unter jungtertiären schluffig-sandigen Kiesen, Leithakalken und Lößvorkommen auftauchen. Im Gebiet des Hanftalwaldes, wo HERRMANN 1973 Semmeringquarzit verzeichnet, ist von diesem anstehend nichts zu finden. Allerdings sind die z.T. groben Kiese, die diesen Bereich einnehmen, praktisch ausschließlich aus Komponenten dieses Gesteins – und diese teilweise nur kantengerundet – zusammengesetzt. Trotzdem wird dieses monomikte Kiesvorkommen als tertiäres Aufarbeitungsprodukt interpretiert, da vergleichbare Lokalschuttbildungen im Ruster Höhenzug eindeutig als solche (und vielleicht auch als altersgleiche) vorliegen. Die Gipfelbereiche von Schiefer- und Zeilerberg, die beide aus Leithakalk aufragen, bestehen über ca. 220 bis 240 m SH aus dunkelgrauen, feinkristallinen Dolomiten (mit stellenweise kalkigen Anteilen), die der tieferen Mitteltrias angehören dürften. Zwischen beiden liegen im wesentlichen Semmeringquarzite vor, nur am S-Rand des Schieferberges tritt unter diesem noch ein kleiner Streifen von feldspatführenden Glimmerschiefern zutage.

Wesentlich andere als bisher verzeichnete Grenzverläufe zwischen Kristallin und Tertiärbedeckung ergaben sich im Gebiet W Donnerskirchen. Die Glimmerschiefer zeigen eine – eigentlich aus dem Relief zwingende – deutlich von Gräben, Rücken und Kuppen diktierte Abgrenzung gegen die Leithakalke bzw. (am Westrand des Blattes) tertiären Kiese, die von bisherigen Darstellungen kraß abweicht.

Im Ruster Höhenzug wurden die dortigen Kristallinaufbrüche ebenfalls detailliert begangen und abgegrenzt. Die Kristallininsel W Mörbisch konnte nur bis knapp jenseits der Staatsgrenze gegen Ungarn begangen werden, da dort der „Eiserne Vorhang“ noch nicht entfernt und eine Passage nicht möglich war. Neben Orthogneis (Grobgneis), Paragneisen und Glimmerschiefern bis Quarziten sind hier auch mehrere Amphibolitzüge vorhanden. Bemerkenswert ist, daß sämtliche dieser Kristallinvorkommen von Grobkiesen (Ruster Schotter) umgeben sind, die sehr sensibel den jeweiligen Untergrund anzeigen. Obwohl neben Komponentengrößen bis zu Blöcken in m-Dimension, die z.T. nur kantengerundet sind, vorwiegend gut gerundete dm-Komponenten vorliegen, scheint die Aufarbeitung nur lokal und ohne größere Transportweite erfolgt zu sein. Ein Beispiel dafür bietet die kleine (einige Quadratmeter), bisher noch nicht verzeichnete Aufragung von Grobgneis im Bereich Seeberg (S Goldberg), die in den sonst aus Paragesteinen bestehenden umhüllenden Schottern durch eine lokale Anreicherung von Orthogneiskomponenten deutlich gekennzeichnet wird.

Nach megaskopischen Befunden ist die Zuordnung der Kristallinbereiche zu tektonischen Großeinheiten nur äußerst fragwürdig möglich. Relativ klar ist die Situation im Bereich des Ruster Höhenzuges, wo das

Auftreten von Orthogneisen die Zugehörigkeit zur Grobgneisserie nahelegt. Gleiches wird aus lithologischer Ähnlichkeit für Hackels- und Jungenberg sowie die kleinen Vorkommen weiter östlich angenommen. Die Hauptmasse der Glimmerschiefer des Leithagebirges dürfte eher der Wechselserie zuzuzählen sein, Unsicherheit herrscht noch in den Bereichen S Mannersdorf und Sommerein, wo neben deutlich feldspatführenden Glimmerschiefern fast immer Paragneise auftreten. Für den Fall der nach weiteren Untersuchungen erfolgenden Zuordnung zur Grobgneisserie würde sich das Problem der Grenzziehung gegen die Wechseleinheit in einem praktisch nur mit Hilfe von vereinzelt auffindbaren und relativ untypischen Kleinstschuttstückchen zu kartierenden Gebiet, wie dies im zentralen Leithagebirge der Fall ist, stellen.

Blatt 99 Rottenmann

Bericht 1989 über Revisionsbegehungen auf den Blättern 99 Rottenmann und 100 Hieflau

Von BENNO PLÖCHINGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die vom Laussatal zum Maiereck-Südwestfuß in Richtung Admonter Höhe streichenden Losensteiner Schichten des tiefbajuvarischen „Kampertalfensters“ (B. PLÖCHINGER in B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1964) zeigen sich in ähnlicher Weise mit den Gosauablagerungen verschuppt wie im Kampertalbereich nördlich der Laussa.

Im Querprofil, das der vom Pölzenbachgraben zum Maiereckzug führende Forstweg aufschließt, sind graue, glänzende Mergelschiefer der Losensteiner Schichten in 810 m NN und dann wieder fallweise zwischen 900 und 960 m NN anzutreffen. Das tiefer gelegene Vorkommen führt in der Probe 584 *Watznaueria barnaese*, *Prediscosphaera cretacea*, *Nannoconus* (det. H. STRADNER, Mittelkreide) und Echinodermerreste, das höher gelegene Vorkommen die Mittelkreide-Foraminifere *Hedbergella* sp. (det. M. SCHMID, Bericht 1977, S. A89).

Die am Forstweg zwischen 840 und 860 m NN, oberhalb einer Schottergrube, aufgeschlossenen, flysch-ähnlichen, hellgrauen bis bräunlich-grauen, glimmerreichen Sandsteine weisen in der Probe 579 nach der Schwermineraluntersuchung P. FAUPL's 63 % Granat, 16 % Apatit, 10 % Zirkon, 6 % Staurolith, 3 % Turmalin und 2 % Rutil auf. Sie entsprechen damit am ehesten den Brunnbachschichten der höheren Gosau. In Mergelzwischenlagen (Proben 566 bis 568) sind sandchalige Foraminiferen (det. M. SCHMID) enthalten. Auch bei den liegend im Bereich einer Stützmauer in ca. 820 m NN anstehenden, grauen, sandigen Mergeln (Proben 569 und 595) handelt es sich um Gosauablagerungen; die Probe 569 führt Sandschaler (M. SCHMID), die Probe 595 *Watznaueria barnaese* und *Micula staurophora* (det. H. STRADNER, ab Coniac).

An der südlichen Basis der vorwiegend aus Wechselfarbigen Oberalmer Kalken des Kimmeridge-Tithon aufgebauten Scholle des Raucher Schober (1475 m) ist westlich der Schoberhütte (1220 m)

ein grünlichgrauer Ton mit kleinen Einschaltungen eines dunkelgrauen, brekziösen Kalkes anzutreffen, der *Normapolles* (det. I. DRAXLER, Oberkreide) führt und eine Gosauablagerung nahelegt. An der Forststraße 120 m östlich der Hütte, in 1180 m NN, befindet sich eine 2 m mächtige, steilstehende, WNW–ESE-streichende Lage aus einer tektonischen Radiolaritbrekzie, die auf 8 m Erstreckung von einem verruschetten, im allgemeinen steil NNE-fallenden, roten Radiolarit der tiefmalmischen Kiesel- und Radiolaritschichten überlagert wird. Im normal Hangenden folgt ein nur auf wenige Meter aufgeschlossener, steil SSE-fallender, überkippter, gebankter, hornsteinführender, sandiger, bräunlichgrauer Kalk der Wechselfarbigen Oberalmer Schichten (Kimmeridge/Tithon).

Am Platzl, unmittelbar südlich der Brücke über die Laussa, ist am nördlichen Straßenrand eine 20 m lange und 5 m hohe Scholle aus einem wahrscheinlich mitteltriadischen, massigen Brekziendolomit der Reiflinger Scholle (Sulzbachdecke) angeschnitten. Unter ihrem Westrand zeigen sich schwarze, nach H. STRADNER nannosterile Tonschiefer. Es sind möglicherweise Tannheimer Schichten, die dem sonst aus Tithonmergeln aufgebauten, tiefbajuvarischen „Platzl-Fenster“ (B. PLÖCHINGER, 1987) zuzurechnen sind. Der Ostteil der Scholle wird von einem grünlichgrauen, glimmerreichen Werfener Schiefer ummantelt. Man darf annehmen, daß der Dolomit beim westvergenten Schub von der großen Reiflinger Scholle absplitterte und von deren Werfener Schichten überlagert wurde.

Im Tal des Buchauer Baches befindet sich westlich gegenüber des Gasthofes Eisenzieher, an der Kuppe der Kote 587, ein grauer bis leicht rötlich gefärbter, tonig-flaseriger bis crinoidenspätiger, kieselliger, rhynchonellidenführender Liaskalk. Er gehört zweifellos zum tiefbajuvarischen, am ESE-Ausstrich der Windischgarstener (Teichl-) Störung gelegenen, vorwiegend durch cenomane Losensteiner Schichten gekennzeichneten „Holzmeister-Fenster“.

Am Stichweg, der an der Ostseite der Admonter Höhe in 720 m NN von der Forststraße gegen Süden abzweigt, sieht man flyschähnliche Gosausandsteine und -feinbrekzien, ein Gestein, das wie das ausgedehnte Sandsteinvorkommen am Nordrand des Holzmeister-Fensters zu den Brunnbachschichten gezählt werden kann. Im Schwermineralpräparat der Probe 576 sind nach P. FAUPL 41 % Granat, 21 % Apatit, 20 % Zirkon, 9 % Rutil, 4 % Turmalin, 3 % Chromspinnell und 1 % Brookit enthalten. Zwischen den genannten Sandsteinvorkommen tritt an einem Wiesenstreifen ein bläulichgrauer Ton auf, der nach der palynologischen Untersuchung von I. DRAXLER *Cicatricosisporites venustus* DEAK, *Costatoperforosporites cf. fistulosus* DEAK und Dinoflagellaten-Zysten der Gattung *Cleistosphaeridium* (Apt–Alb) führt. Es sind offenbar Tannheimer Schichten eines tiefbajuvarischen Schürflings.

Am Westhang des Zinödlberges zweigt an der Kote 860 von der Schwarzsattel-Forststraße ein nordgerichteter Stichweg ab, der im zerrütteten Gutensteiner Kalk der Reiflinger Scholle beginnt, dann in den Hauptdolomit des tiefbajuvarischen „Oberreithfensters“ gelangt und schließlich auf etwa 350 m Erstreckung in Oberkreideablagerungen verbleibt. Es sind zuerst steil NE-fallende, vorwiegend massive Mergelkalke mit Mergelschieferzwischenlagen, dann zum Teil pflanzenhäckselreiche, weichere Mergel. Sie erweisen sich bisher als fossilifer. Möglicherweise handelt es sich um Mit-

telkreideablagerungen des „Oberreithfensters“. Als Basisbildung tritt am Nordende des Weges eine Dolomitbrekzie auf. Die Proben 674B bis 678 sollen eine Klärung bringen.

Blatt 100 Hiefiau

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Palfau auf Blatt 100 Hiefiau

Von FRANZ K. BAUER

Das Gebiet nördlich der Linie Großreifling – Palfau wird von mittel- bis obertriadischen Schichten aufgebaut. SW Palfau erstreckt sich der Hauptdolomit in einem schmalen Streifen auf das nördliche Ufer der Salza. Darüber liegen Züge von Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk, die NE–SW verlaufen. Diese Gesteine werden durch eine Störung abgeschnitten und grenzen an Alpinen Muschelkalk, der von Reiflinger Kalcken überlagert wird. Diese Schichten streichen ebenfalls NE–SW und grenzen tektonisch an Hauptdolomit, der südlich des Kreistengrabens eine größere Fläche einnimmt.

Im Gebiet Stecheralm – Mooswirtalm – Sulzkogel gibt es eine interessante Antiklinale. Dank der guten Aufschlüsse an Forststraßen kann diese gut erfaßt werden. Sie besteht aus Gestein des Alpinen Muschelkalles, Reiflinger Kalcken, Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk. Diese Schichten tauchen antiklinal gegen Westen unter Hauptdolomit ab. An der von der Mooswirtalm gegen NE führenden Straße ist eine ungestörte Überlagerung des Alpinen Muschelkalles durch Reiflinger Kalke zu sehen.

An der Straße E Gr. – Kl. Sulzkogel ist der Muschelkalk teilweise steil aufgerichtet und stark verfault. Die Antiklinale wird im S tektonisch abgeschnitten. Der hier auskeilende Hauptdolomit wird gerade noch von einer Forststraße erfaßt und zeigt deutlich die intensive tektonische Zerrüttung.

Nördlich Palfau wird ein etwa 400 m breiter Geländestreifen von Alpinem Muschelkalk aufgebaut, der Übergänge zeigt in hellere, etwas massigere Kalke. Diese werden von Reiflinger Kalcken überlagert. Von der Bergbaueralm bis zur Moaralmhütte wird der Gutensteiner Dolomit von einer Störung durchzogen, in der Werfener Schichten liegen. Im Norden schließt ein größeres Areal von Wettersteinkalk an, den Kamm Gamsteineck – Hochkogel aufbauend.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 100 Hiefiau

Von ANDREAS BLAUHUT
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im bearbeiteten Gebiet südlich der Enns diente die geologische Karte der Gesäuseberge im Maßstab 1 : 25.000 von O. AMPFERER (1933) als Grundlage.

Am Ausgang des Johnsbachtales läßt sich der große Schwemmkegel des Johnsbaches auch morphologisch gut gegenüber den jungen Flußaufschüttungen der Enns abgrenzen. Gegenüber dem Gasthof Bachbrücke liegt ein kleiner, ca. 10 m über heutigem Niveau aufgeschütteter Terrassenrest der Enns.

Am Mitterriegel treten über einer Moräne Gehängebreccien bis ca. 1200 m Seehöhe auf. Sei bestehen zur Gänze aus Dachsteinkalkblöcken und feinerem Dolomitschutt und sind fest verkittet, sodaß sie teilweise freistehene Wände bilden. Am gegenüberliegenden Kainzenalpl wurde nur in ca. 700 m Seehöhe eine Gehängebreccie aufgefunden, daran anschließend ist der aus Moräne aufgebaute Hang mit großen Dachsteinkalkblöcken bedeckt.

Im langgestreckten Ortsgebiet von Johnsbach wurde durch einen Aufschluß im Zuge straßenbaulicher Maßnahmen festgestellt, daß die Geländeerhebung von Oberkainz Richtung SW aus anstehendem Dolomit besteht.

Entlang der Forststraße vom Kainzenriegel zum Kaltenbachgraben traten immer wieder Rutschungen in den mobilen Werfener Schichten und in den damit verbundenen Gipszonen auf, sicherlich zusätzlich durch die feuchte Witterung sehr begünstigt.

Östlich und südöstlich des Gasthofs Kölbl konnte anhand der Moränen sehr schön die Nichtmischbarkeit der Lokalvergletscherung nachgewiesen werden. Während auf der orographisch linken Seite des Tales nur Grauwackengesteine in der Moräne inkorporiert sind, tritt im Bereich des Jagdhauses und des Gasthofs Kölbl nur kalkalpines Material auf.

Entlang des Weges zur Heshütte konnten auf der Stadlalm die bekannten Erratika aufgefunden werden, wobei es sich sowohl um zentralpine Gesteine als auch Grauwackenmaterial handelt (Gneise, Amphibolite, Chloritschiefer, Quarzit, Tonschiefer, Werfener Schiefer). Eine signifikante Korngrößenänderung ließ sich nicht feststellen.

Knapp nördlich der Heshütte befindet sich mit ca. 20 m Wandhöhe der größte Aufschluß von Gehängebreccien lokaler Zusammensetzung.

Die Moräne am Wolfbauersattel umfaßt nur den Sattelbereich, nördlich davon besteht der Hang aus Werfener Schichten.

Entlang des Ennstals treten nur im Bereich größerer Kare lokale Moränen auf, etwa im Haindlkar oder am Planspitzgraben. Offenbar bedingt durch die Lokalvergletscherung und eine starke Reliefenergie konnte eine Fernmoräne des Ennsgletschers nur an einer Stelle, nämlich beim Staubecken Kummerbrücke, aufgefunden werden. Weitere Belege für den Würmgletscher des Ennstals, etwa die oft postulierte Endmoräne beim Hartelsgrabenausgang, konnten nicht nachgewiesen werden. Wohl aber befindet sich dort eine deutlich ausgebildete Terrasse mit sämtlichen Komponenten des Einzugsgebiets der Enns. Die von O. AMPFERER als Moräne des rißzeitlichen Ennsgletschers angesprochene Moräne am oberen Ausgang des Hartelsgrabens besteht hingegen nur aus Lokalmaterial.

Auf der Sulzkaralm liegt einer der wohl am deutlichsten ausgeprägten Endmoränenwälle des Gesäuses. Die komplexere morphologische Ausbildung der Moränenwälle zum Sulzkarhund und Rotofen hin zeigt einen Rückzug und Zerfall dieses Lokalgletschers an.

Entlang des Erzbaches und des Radmerbachs ab Krautgarten lassen sich in den Terrassenschottern des

Würm deutlich zwei verschiedenen Höhenniveaus abgrenzen. Im Bereich Bahnhof Radmer liegt ca. 40 m über heutigem Talniveau eine erste Verebnung und wiederum über 40 m darüber ein zweite, meist wesentlich kleinere Fläche.

Auf der Südseite des Waaggrabens kommt es unterhalb des Mühlsteinbruchs zu einer großen Massenbewegung, welche durch die extrem unruhige Morphologie und verschiedene Vernässungen hervortritt, und auf die unterlagernden mobilen Gosauergel zurückzuführen ist. Eine nähere sedimentologische Untersuchung des sogenannten „Hiefbauer Konglomerats“ vom Praunseisbruch = Mühlsteinbruch als, laut Literatur, ältestem Quartärsediment ist noch ausständig.

Im Krautgartengraben konnte vor allem durch eine neu angelegte Forststraße die Lokalvergletscherung wesentlich genauer erfaßt werden. Am Ausgang des Grabens verzahnt sich die Moräne mit den Terrassen des Radmerbachs.

Im Bereich der Riritzmoos-Jagdhütte, des Vogeltenns sowie des Sulzbachs konnten weitere Vorkommen von Gehängebreccien neu erfaßt werden.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Gosauschichten der Vorderen Gams auf Blatt 100 Hiefau

Von ROMAN LAHODYNSKY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Westlich der ausgedehnten Quartärbedeckung von Landl reichen Gosauergel bis ins Gebiet der Jodlbauernalm und Weberalm hinauf (Forststraßenböschungen) und sind auch an der neuen „Ringstraße“ NW Dunkelboden aufgeschlossen. Sowohl die über Tamischbach als auch die aus Richtung Bahnhof Landl heraufführende Forststraße mußte nach Murbrüchen streckenweise neu trassiert werden. Eine neue Sackstraße von der Jodlbauernalm nach Westen streift zunächst Haselgebirge und führt an einem Dolinenschwarm vorbei ins Hauptdolomitareal des Ischbauernkopfes. In einem kleinen Steinbruch zur Gewinnung von Straßenschüttgut wurde ein bis mehrere dm mächtige bituminöse Lage im Hauptdolomit vorgefunden und eine Probe davon für H. LOBITZER (Alginitprojekt) entnommen.

Die innerhalb der santonen Sandsteinzone der Gams Gosau auftretenden kohleführenden Mergel sind nicht nur an der Akogl-Westseite, sondern auch weiter südöstlich im Haspelgraben-Unterlauf bei der Straßenkehre SE Mandlbauer aufgeschlossen. Das Schichtglied der santonen Tonmergel (höchster Abschnitt der Concavata-Zone) enthält auch Brekzienbänke (westlich der Radstatthöhe und an der Nordrampe der B25). Im Verbreitungsgebiet der Kalke des Obercampan am West- und Nordhang des Bergsteins sind entlang neuer Forststraßen auch Mergellagen aufgeschlossen.

Gipsführende verquetschte Tone der Werfener Schichten treten an mehreren Stellen in unmittelbarer Nähe von tektonischen Störungen auf: bei der Quelle südöstlich der Reiteralm, im westlichen Seitenbach des Grabens östlich Kohlhuber, beim Fischteich des Mandlbauern, oberhalb der Abzweigung zum Bischofbauer (Rutschung an der Noth-Umfahrungsstraße) und im Oberlauf des Sulzbachs.

Das die Gosauschichten der Vorderen Gams durchziehende rhombenförmige Störungsgitter setzt sich nach Osten in die Aufbruchzone östlich der Noth fort und ist auch noch im Norden in den Jurakalken des Akogls und Annerlbauernkogels und im Hauptdolomitareal des Südrahmens (Krampl-Steinberg-Goßkogel) das dominierende Trennflächensystem. Im Zuge einer Erkundung der tektonischen Störungen entlang der Aufbruchzone östlich der Noth wurde unter der Führung von H. EDLINGER (Bergwacht Gams) das Bergmandloch, eine wasserführende Höhle im Plassenkalk, befahren. Neben den kleinen Dolinen beim Sattel der Noth-Umfahrungsstraße (Bornluckerbauer) soll es auch eine kleine Schachthöhle gegeben haben. Weitere Dolinen sind entlang NNE streichender Störungsabschnitte aufgefädelt (Bischofbauernhöhe – Bergstein, Bornluckerbauer – Gorner). Letztgenannte Störung streicht am Steinberghang in die Überschiebungslinie der Göllederdecke hinein.

Deckengrenzen werden auch von parallelen Isoanomalien und streckenweise durch das Auftreten magnetischer Anomalien markiert (F. WEBER, 1983, Taf. 1). Die darin abgebildeten Deckengrenzen widersprechen dieser Aussage an einigen Stellen. Wenn man jedoch die Stirn der Göllederdecke südlich von Gams im Sinne von H. KOLLMANN (1964) einzeichnet, gibt es eine gute Übereinstimmung zwischen geophysikalischer Erkundung und geologischer Aufnahme. Die gravimetrischen Konturlinien (D. ZYCH, 1988) scharen sich mitunter an Deckengrenzen, ausgeprägter jedoch an Brüchen und Lineamenten (D. ZYCH, 1988: Abb. 14, 17, 18 und Taf. 3). Ein Kartenvergleich mit den Satellitenbildlineamenten von M. BUCHROITHNER (1984) zeigt außerdem eine gute Übereinstimmung mancher Lineamente mit einer Aneinanderreihung von Anomalien. Auffallend gut bildet sich auch die Gamser Gosau im Schwerebild ab. Die Überschiebungslinie der hochalpinen Einheit (Hochschwabdecke) streicht gegen Südwesten in einer Störung aus, die als Hieflauer Bruch vom Hinteren Schwabertal über Winteralm (Werfener Schichten) und Randelseggbach ins Ennstal zieht und sich als Gesäusestörung nach W fortsetzt, was auch von den geophysikalischen Aufnahmen bestätigt wird.

**Bericht 1989
über geologische Aufnahmen
im Quartär des Ennstales
(Gesäuseausgang bis Altenmarkt)
auf Blatt 100 Hieflau**

Von MAX F. SEIFERT
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die im letzten Jahr begonnenen Aufnahmen der quartären Ablagerungen des Quartärs im Ennstal wurde heuer unter anderem auf das Salzatal bis Palfau ausgehend.

Sind im Ennstal bis zu vier Niveaus der Niederterrasse zu erkennen, so finden sich im viel steileren und engeren Tal der Salza nur zwei, wobei die oberste Stufe aber auch hier die größere Ausdehnung gegenüber der tieferen hat.

Neu gefunden wurden in der Palfau an beiden Talflanken zwei höhere Terrassenkonglomerate vom Typus Urbaberger. Obwohl das Einzugsgebiet der Salza rein

kalkalpin ist, finden sich in diesen Terrassenresten einige Komponenten, die unter anderem einen Einfluß der Grauwackenzone während der Ablagerung belegen. Eine genauere Analyse steht noch aus. Weitere Schottereste, die mit den zwei Niveaus der Urbaberger-Hochterrasse gleichzusetzen sein dürften, finden sich beim Brückenwirt/Kirchland und bei Altenmarkt, obwohl sich deren Ausdehnung seit ihrer Beschreibung durch G. SPAUN (1964) vornehmlich durch den Straßenbau sehr verkleinert hat.

Auch im Salzatal sind wie in der Wandau und im Becken von Hieflau in ca 800 m Seehöhe deutlich Vererbnungsflächen zu erkennen, die auf dem Niveau eines alten Talbodens liegen dürften.

Weiters finden sich in etwa der gleichen Seehöhe von 670 bis 720 m Reste alter Deckschotter. Die bereits seit langem bekannten Konglomerate vom Gorzer (jetzt Ganser – Hemmermoser) und vom Kupferbauer bei Altenmarkt dürften aber nicht nur deswegen mit den hohen Schottern vom Waaggraben und Scheibenbauer bei Hieflau zu parallelisieren sein, sondern zeigen auch einen ähnlichen Grad der Verfestigung und Verkittung. Petrographische Untersuchungen, die die Beziehungen dieser Deckschotter genauer festlegen könnten, werden noch durchgeführt.

Im obersten Niveau – dem Hauptniveau – der Niederterrasse wurde beim Gehöft Mitterau bei Altenmarkt, 10 m vom Rand des Terrassenhangs zur Enns entfernt, eine aktive „geologische Orgel“ gefunden. Zu der Eintiefung von zehn Metern bei einem Durchmesser von maximal dreißig dürfte es nach Aussagen ortsansässiger Bauern im Verlauf des letzten Jahrzehnts gekommen sein.

Weiters wurden sowohl an der Oberfläche der älteren Deckschotter, als auch der jüngsten Terrassen, meist in einer Linie liegende Abfolgen kaum eingetiefter Mulden gefunden, die sich vielleicht durch verlandete Flußläufe erklären lassen und auch in Beziehung zu den „geologischen Orgeln“, wie sie G. SPAUN (1964) beschrieben hat, stehen könnten.

Eine aktive Massenbewegung wurde in den Ablagerungen der Moräne beim Gehöft Whöry beobachtet. Das durch starke Regenfälle mit Wasser vollgesogene Material hat, obwohl nur ein minimales Gefälle vorhanden ist, in Form einer kleinen Mure auf einem 50–70 m² großen Areal die Bodenschicht aufgerissen und für exzellente Aufschlußverhältnisse gesorgt.

**Bericht 1989
über geologische Aufnahmen
im Quartär der nördlichen Gesäuseberge
auf Blatt 100 Hieflau**

Von MARKUS WEISSENBÄCK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Von Gstatterboden ennsaufwärts finden sich am Fuße des Bruckstein und beim Rauchboden kleine Reste von Ennskonglomeraten etwa 20 m über dem heutigen Ennsniveau. Sie zeigen sehr hohe Kristallinanteile (ca. 85 %) und deutliche b-Imbrikationen, die auf einen fluvialen Transport schließen lassen. Häufig sind darin bis 1,5 m große kristalline Blöcke eingeschaltet, die keine Kantenrundung aufwiesen und daher nur durch Eistransport und abschmelzende Eismassen hier zurückgelassen werden konnten. Eine ähnliche Bildung

befindet sich auch bei der Bahnhaltestelle Kumberbrücke, wobei hier zusätzlich große Dachsteinkalkblöcke als Felssturzmaterial die Oberfläche bedecken. Diese geringmächtigen Terrassenbildungen können keinesfalls mit den bei Hieflau beginnenden Niederterrassen der Waghochfläche parallelisiert werden, wenn man nach A. PENK (1909) das Ende des Würmgletschers bei Hartlsgraben annimmt. Wahrscheinlich sind es Eisrandterrassenbildungen des abschmelzenden Würmgletschers, die aber ein eindeutiges Indiz für das Eindringen des Ennsgletschers in die Gesäuseschlucht trotz der mächtigen Eigenvergletscherung der Gesäuserberge sind.

Vom Brucksattel bis knapp unterhalb des Buchsteinhauses ist entlang des Wanderweges Grundmoränenmaterial aufgeschlossen, wobei im Kühgraben, östlich des Weges, Aufschlüsse von Gehängebreccien unter der Moränenbedeckung hervortreten. Die Mächtigkeit der Grundmoräne nimmt kontinuierlich bis zum Buchsteinhaus auf etwa 1 m ab. Am Brucksattel ist morphologisch ein leichter Wall erkennbar, der eine Endmoräne des Lokalgletschers darstellt. Der Kühgraben und der weiter östlich gelegene Rotgraben stellen zwei mächtige Schuttrinnen (Wildbäche) dar, die nur bei größeren Niederschlägen oberflächliche Wasserführung aufweisen und dabei deutlich ausgebildete Schwemmfächer in der Gesäuseschlucht aufgeschüttet haben. Weiters sind zwei Seitenmoränenäste eines Lokalgletschers des Rotgrabens bei Sh. 800–750 m im Sulzenwald erkennbar. Weitere lokale Grundmoränen mit zugehörigen Seitenmoränen befinden sich im Oberen Rohr, wobei bei Sh. 1120 m unterhalb des Bäuchelkogels, zwei aufeinander folgende Wälle erkennbar sind. Die Ansatzpunkte der Seitenmoränen liegen ca. bei Sh. 1200 m.

Knapp oberhalb des Hotel Gesäuse konnte die von O. AMPFERER kartierte rißeiszeitliche Grundmoräne nicht angetroffen werden. Stattdessen liegen hier im bewaldeten Gelände weitverstreut große Mengen an metergroßen Dachsteinkalkblöcken, die als Fels- und Bergsturzmaterial der dahinter aufragenden Stock- und Rohrmauer zu betrachten sind. Im beschriebenen Bereich konnte kein erratisches Material gefunden werden.

Im Raum von Gstatterboden hat der nur periodisch wasserführende Weißenbachgraben tief in die Moränenablagerungen des lokalen Buchsteingletschers eingeschnitten und seinerseits etwa 30 m kalkig-dolomitisches Feinschutt angehäuft und wieder erodiert. Stellenweise finden sich lateral länger anhaltende grobblockige Lagen innerhalb des Feinschuttes, die auf eine früher enorme Wasserführung und Transportkraft hinweisen. An der orographisch linken Seite ist eine dreifache treppenförmige Gliederung erkennbar. Diese, wahrscheinlich erosionsbedingte, Abstufung weist eine durchschnittliche Stufenbreite von 10 m auf und keilt abschnittsweise gänzlich aus. Im unteren Weißenbachgraben wird das Schuttmaterial heute maschinell abgebaut und als Baustoffzuschlag verwendet. Bis zu 80 m Mächtigkeit erreicht der Moränenwall des Winklriedls bei Gstatterboden, der von metergroßen Kalkblöcken bedeckt wird, die nur durch Eistransport in ihre heutige Lage gebracht werden konnten. Der Moränenkörper zeigt in wenigen kleinen Aufschlüssen eine lehmig braune Matrix mit gut facettierten bis zu 30 cm großen Kalkgeröllen, wobei nicht entschieden werden konnte, ob der Kern des Winklriedls von anstehendem Fels ge-

bildet wird oder nicht. Der Moränenwall stellt wahrscheinlich eine Mittenmoräne dar, die von dem aus dem Hinterwinkl herausreichenden Buchsteingletscher und einem kleineren Lokalgletscher im Draxltal östlich davon, gebildet wurde. Der Wall läßt sich morphologisch vom Bauertrog bei Sh. 700 m bis in einen Sh. 1200 m verfolgen. Weiters ist bei der Niederscheibenalm, im Dachlerwald und im Scheibengraben Grundmoräne aufgeschlossen, die sich bis zum Gehöft Reitegger zieht, bei Sh. 690 m. Das daran anschließende sanft gegen die Enns abfallende Wiesengelände beim Gstatterbodenbauer besteht aus Schwemmmaterial des Baches im Draxltal und im Scheibengraben, das hier durch die rückstauende Wirkung der Mühlmauer an der orographisch linken Seite am Ausgang des Klausbachs angeschüttet wurde und die darunter liegende Moräne bedeckt. Gute Aufschlüsse von Gehängebreccien liefert die Forststraße bei Sh. 800 m zwischen dem Draxltal und der Niederscheibenalm, wobei die Breccien durchwegs von Grundmoränenmaterial überlagert werden. Hier sollen auch die von O. AMPFERER beschriebenen „älteren Lehmlager“ durch den Bau der Forststraße aufgeschlossen sein, aber bis auf Hinweis eines gefaßten Quellaustrittes sind diese nicht mehr sichtbar. Der Nordabhang des Gstattersteins ist durchgehend von Bergsturzmaterial bedeckt, das bis Sh. 860 m herabreicht. An seiner nordwestlichsten Flanke ist ca. bei Sh. 1000 m sehr junges Bergsturzmaterial sichtbar, bei dem noch dürre Baumstämme aus den Felsmassen herausragen. Für die Ursachen dieser Instabilitäten ist noch eine genauere geologische Aufnahme vor Ort notwendig.

Unterhalb des Scheibenbauer sind direkt neben der Bundesstraße am Gesäuseausgang schräggeschichtete Ennskonglomerate aufgeschlossen. Sie bestehen zu 80 % aus kristallinen Komponenten mit sehr guter Rundung und einem Einfallswinkel von etwa 30°. Sie sind dem Niederterrassenniveau der Waghochfläche zuzuordnen und stellen wahrscheinlich eine Seedeltaschüttung dar, deren Seetone bei den Aufschlußarbeiten beim Krafthaus Hieflau auf 50 m erbohrt wurden. Beim Scheinbauerntal zeigt sich eine deutliche Verzahnung von Niederterrassenschottern mit grobblockigem, kaum kantengerundetem Kalkgerölle, die Einschüttungen des Sanders der lokalen Endmoräne am Ausgang des Scheibenbauernkars und Hochkars darstellen dürften. Ab Sh. 620 m sind an der Zufahrt zum Scheibenbauerhof stark verwitterte und konglomerierte Terrassenkörper sichtbar, die sich bis Sh. 830 m entlang des Scheibenbauerboden erstrecken. Diese 200 m mächtige Schotterbildung liegt direkt am Felsuntergrund auf und

Unterhalb des Scheibenbauer sind direkt neben der Bundesstraße am Gesäuseausgang schräggeschichtete Ennskonglomerate aufgeschlossen. Sie bestehen zu 80 % aus kristallinen Komponenten mit sehr guter Rundung und einem Einfallswinkel von etwa 30°. Sie sind dem Niederterrassenniveau der Waghochfläche zuzuordnen und stellen wahrscheinlich eine Seedeltaschüttung dar, deren Seetone bei den Aufschlußarbeiten beim Krafthaus Hieflau auf 50 m erbohrt wurden. Beim Scheinbauerntal zeigt sich eine deutliche Verzahnung von Niederterrassenschottern mit grobblockigem, kaum kantengerundetem Kalkgerölle, die Einschüttungen des Sanders der lokalen Endmoräne am Ausgang des Scheibenbauernkars und Hochkars darstellen dürften. Ab Sh. 620 m sind an der Zufahrt zum Scheibenbauerhof stark verwitterte und konglomerierte Terrassenkörper

per sichtbar, die sich bis Sh. 830 m entlang des Scheibenbauerboden erstrecken. Diese 200 m mächtige Schotterbildung liegt direkt am Felsuntergrund auf und ist in Bezug auf ihre Höhenlage und Ausbildung am Besten mit der Gorzerterrasse (Rückzugsschotter der Mindelvereisung) vergleichbar.

Auf der Stanglalm finden sich bei Sh. 890 m drei kleine Endmoränenwälle von etwa 5–6 m Höhe. Im davon westlich gelegenen Haslingergraben ist ebenfalls ab Sh. 700 m Moränenmaterial entlang der Forststraße sichtbar, wobei an der orographisch rechten Seite ein deutlich ausgebildeter Moränenwall sich bis Sh. 860 m erstreckt. Im Tamischbachgraben ist kaum Moränenmaterial erhalten geblieben, bedingt durch die hohe Erosionsleistung und der durchaus rezenten Schutthäufung. Lediglich an seinem Ausgang ist an der orographisch rechten Seite zwischen dem Gehöft Kohlleitner und der Bundesstraße im Erbtal lokales Moränenmaterial bzw. verschwemmte Moräne, die hier an die Bergflanken geklebt wurde, erhalten geblieben. Weitere Moränenablagerungen erstrecken sich von der Lechneralmhütte über die Ischbauernalm bis zur Weberalm.

Am Fuße des Kirchenberges, zwischen dem Brettergraben und Kirchengraben, findet sich bei Kirchlandl ein kleiner Rest von Reißmoränenmaterial. Ein weiterer sehr kleiner Aufschluß von Reißmoräne liegt am westlichen Abhang des Sattellbereiches am Übergang und knapp oberhalb der Hackenschmiede. Die Aufschlüsse sind gekennzeichnet durch das Auftreten von gut gekritzten Geschieben und bis zu faustgroßen Erratika (Grünschiefer, Gneise). Beim Gasthof Schnabel, im unteren Erbtal, sind beiderseits der Bundesstraße bis zu 15 m mächtige Terrassenkörper aufgeschlossen. Sie zeigen keine kristallinen Anteile und sind in Bezug auf ihre Höhenlage wahrscheinlich in eine lokale Vorstoßphase der ausgehenden Reißzeit zu stellen. Eindeutige Reißmoränenreste im Erbtal finden sich noch beim Hof des Grünbauers und Sittlingers, gegenüber dem Ausgang des Mühlbachgrabens. Vom Erbsattel gegen St. Gallen erstreckt sich ein breiter Reißmoränenstreifen an der orographisch linken Seite, zwischen dem Gehöft Abel und Wiesenbauer. Für diese erwähnten Reißmoränen im gesamten Verlauf des Erbtals muß im Bereich von Kirchlandl für die Reißhauptvereisung eine Mindesthöhe von Sh. 700 m angenommen werden, weil mit Sicherheit der Eisstrom vom Ennstal aus in das Erbtal eingedrungen ist.

Der Lokalgletscher im Mühlbachgraben hinterließ seine Grundmoränenreste im Bereich der Bruckwirtalm und Haslingeralm, aber er konnte die Schluchtengänge an seinem Ausgang in das Erbtal ab Kote 705 m nicht mehr überwinden. Da sich Gletschereis annähernd wie ein idealplastischer Körper verhält, quoll es, bedingt durch die Talenge, über den Sattellbereich am Tanneck gegen das Erbtal hinaus und lagerte Grund- und Seitenmoränen am Nordhang des Tannecks ab. Am weiter westlich gelegenen Sticklsboden finden sich zwei sehr gut erhaltene, hintereinander kaskadierte Endmoränenwälle mit einer Höhe von etwa 4 m. Der äußere Wall ist stark zerschnitten, dürfte für die Aufschüttung eines kleinen Sanderkegels im Wiesengelände zwischen Kotgraben und Maierbachl verantwortlich sein.

Am Schwarzsattel liegt bei Sh. 1100 m ein kleiner Grundmoränenrest, der gekennzeichnet ist durch im Gelände verstreut liegende gerundete und facettierte Dachsteinkalkgerölle. Bedingt durch die große Höhenlage und mangels Einzugsgebiet für die Ausbildung

eines Lokalgletschers, ist dieses Material in die Reißzeit zu stellen, als zum letzten Mal eine derart mächtige Vergletscherung erreicht wurde.

*

Siehe auch Bericht zu Blatt 99 Rottenmann von B. PLÖCHINGER

Blatt 103 Kindberg

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf der Veitschalpen-Südseite auf Blatt 103 Kindberg

Von FRANZ K. BAUER

Bei der Kartierung am Südrand des Veitschalpenplateaus ging es um die Erfassung der permoskytischen Abfolge und um die Abgrenzung zum Gutensteinerdolomit bzw. -kalk. Ein größeres Areal nehmen Prebichlschichten im Raum Aschbach – Rotsohlbach ein. Im Gebiet Hochwiese – Teufelssteig werden die Konglomerate der Prebichlschichten von Werfener Schichten überlagert. Die fazielle Grenze von den Konglomeraten zu den feinklastischen Sedimenten ist sehr deutlich. Diese vorwiegend grün gefärbten Gesteine gehören zum liegenden Profilteil der Werfener Schichten. Nach oben gehen sie in braun verwitternde dünnbankige Kalke über, den hangenden Teil bildend.

Die Werfener Schichten lassen sich nordwärts am Westrand von Hohe Veitsch – Wildkamm verfolgen. Ebenso streichen sie auf der Südseite herüber, wo östlich des Teufelssteiges Kalke reichlich Crinoidenschutt führen. Auf der Südseite bildet der Schwarzkogel ein größeres Areal von aus Konglomeraten, Sandsteinen und feinklastischeren Gesteinen zusammengesetzten Prebichlschichten. Sie lassen sich in einem etwa 200–500 m breiten Streifen ostwärts bis zu den Veitschalpmhütten verfolgen. Hinweise auf die Hämatitvererzung, die es im Raum Aschbach gibt, wurden hier keine gefunden. Die Grenze zu den Werfener Schichten wurde auch hier mit dem Einsetzen der grün oder dunkelrot-violett gefärbten feinklastischen tonig-siltigen Gesteinen gezogen.

Der Gabbro auf der Südseite der Hochveitsch („Rotsohlschneid“) ist seit langem bekannt und auch auf der Geologischen Karte 1 : 75.000 (1936) eingetragen. Man findet den Gabbro nicht direkt anstehend im Gebiet Fadeneben in einem sehr flachen Geländestück. Die zahlreichen lose liegenden Stücke sind aber von hier zu beziehen. Etwas südlich Fadeneben setzen Werfener Schichten mit Sand- und Siltsteinen ein und gehen über in Karbonate mit Rauhewacken. Der Gabbro liegt den Aufnahmen nach in einer Schuppenfläche, welche die permoskytische Abfolge in zwei Schuppen teilt. Diese Schuppe zeigt sich deutlich etwa 800 m weiter östlich an der Forststraße, wo Prebichlschichten über hier ebenfalls Rauhewacken führenden Werfener Schichten liegen.

**Bericht 1989
über geologische Aufnahmen
auf der Veitsch
auf Blatt 103 Kindberg**

Von WERNER LEITHNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Bearbeitung der Hohen Veitsch im Rahmen eines Forschungsprojektes an der TU Wien (Fonds zur Förderung der wiss. Forschung Nr. 6588) wurde mit der Kartierung an der Nordseite fortgesetzt. Die im Vorjahr erfaßten Bereiche mit Beckenablagerungen wurden zum Zweck einer feineren Interngliederung erneut begangen. Für im Zuge dieses Berichtes genannter Fundpunkte wird bei genauer Bezeichnung das österreichische Bundesmeldenetz benutzt.

Die Hochfläche der Veitsch wird durchwegs aus massigem, unterschiedlich zerlegtem, hell- bis mittelgrauem Wettersteinkalk aufgebaut. In erfaßbaren Bereichen liegt flaches NNE- bis NE-Einfallen vor. Fazielle Untersuchungen wurden von H. LOBITZER 1986 durchgeführt (Jb. Geol. B.-A., 130/3, 1987). Dolomitische Bereiche wurden bis zu 500 m westlich des Seebodens und am Weg von der Gingatzwiese zum Veitschgipfel erfaßt. Ihre Streichrichtung ist etwa – ohne Aussagen über die räumliche Stellung machen zu können – etwa 260–080, bei einer maximalen Breite von 300 m. Im Bereich der Dolinen des Seebodens treten karbonatisch verfestigte Schuttmassen mit stückigen bis kleinstückigen Komponenten auf, die am Südrand durch Einbruchstrichter im Kleinbereich gegliedert sind, auf.

Die an der Süd- sowie Westseite entwickelten Reiflinger Kalke, Bankkalke und hellen Massenkalken konnten von etwa 300 m S' der Gingatzwiese an nicht mehr weiter nach Norden verfolgt werden. Ausgenommen ist ein kleines Vorkommen von Bankkalken unterhalb des Weges von der Gingatzwiese auf das Hochplateau bei 1780 m innerhalb dolomitierter Wettersteinkalke (?primärer Dolomit).

Die Nordseite der Veitsch ist im Bereich der wandbildenden Kalke (Wettersteinkalk) durch in das Plateau reichende, etwa 040–220 streichende Kare stark gegliedert. Der Seeboden, sowie einzelne Teilbereiche südlich des Hohen Muckenriegels sind durch Absenkung gegenüber der Umgebung um etwa 20 bis 40 m, sowie ansatzweise Hochmoorbildung gekennzeichnet. Gosauspaltentfüllungen konnten im Bereich Gingatzwiese – Ausstieg Rodel am Weg, sowie in der östlichen Fortsetzung zum Teil im Anstehenden beobachtet werden. Durchwegs liegen dabei rotbraune bis hellgraue Sandsteine, zum Teil mit aufgearbeitetem Nebengestein vor.

Die Ausräumung der Kare reicht gegen Westen ansteigend bis etwa 1750 m. Durchwegs sind Moränenreste vorhanden, die auf Grund der unterschiedlichen Höhenlage auf zeitlich verschiedene Vereisungen bezogen werden könnten (Rodel: Oberkante des Stirnwalls bei etwa 1450 m; Schütt: ? Seitenmoränen bei etwa 1000 m).

In Einzelbereichen der Nordseite liegen massige Riffknospen in andeutungsweise gebankten (etwa N bis NE einfallenden) Kalken vor (Westseite Weitengrund, Brändewand-Grünwasenwand).

Die tektonische Beanspruchung an der Nordseite ist stark unterschiedlich und kann möglicherweise mit der Annäherung an die „Dobreinlinie“ in Zusammenhang

gebracht werden. Im Bereich der wandbildenden Wettersteinkalke treten bis zu mehrere Meter mächtige, sandig bis grusig, teilweise kataklastisch zerlegte, kalzitisch wiederverheilte Zerrüttungsstreifen auf. Bisher konnten steil einfallende, etwa E–W und NW–SE streichende, derartig zerlegte Bereiche ausgegliedert werden.

Am Grat südlich des Ruthbodens liegen helle, zum Teil stark umkristallisierte und plastisch deformierte, mittelsteil bis steil NW-einfallende Kalke bis Marmore vor. Altersbestimmungen liegen bisher nicht vor. Liegend davon sind im Bereich N des Ruthbodens grusig zerfallende Dolomite (Wettersteindolomit?) aufgeschlossen, die im Streichen bis zur Dobreinbachbrücke bei 860 m verfolgt werden können.

Entlang des Dobreinbaches sind darin bis zu 40 m lange Schollen von hellen, Wände geringer Höhe bildende Kalke (S' Brücke Kote 868 m) eingeschaltet.

Rotbraune, braune und grüne Werfener Siltsteine, sind östlich des Dolomits großflächig im Hangschutt aufgeschlossen. Bankige Werfener Kalke liegen im Hangenden vor. Die Obergrenze liegt bei etwa 1200 m. Ein charakteristisches Profil kann nicht angegeben werden. Der Hangabschnitt über den Werfener Schichten bis zum Hangfuß ist mit Hangschutt bedeckt.

In den Werfener Schichten stecken Späne von massigen hellen Kalken, die möglicherweise die streichende Fortsetzung vom Kamm S' des Ruthbodens sind.

An der Forststrasse östlich des Ruthbodens treten schwarzbraune bis dunkelgraue, teilweise Hellglimmer führende, schiefrige Tonsteine auf, deren Stellung noch ungeklärt ist (?Silur, Tonschiefer nach CORNELIUS, 1939).

Im Bereich einer Hangschuttentnahme der Forststrasse zum Ruthboden (Höhe 1090 m, BMN r 682030, h 282020) wurden im oberen Bereich des Anrisses

- Feldspat führende, grüne Sandsteine mit Korngrößen bis 3 mm (?Prebichschichten),
- Eisenglimmer,
- ein Stück Serpentin etwa fingernagelgroß, sowie
- ?Äquivalente zu Inoceramensandsteinen mit darin aufgearbeiteten Hallstätter Buntkalken (Blöcke bis zu 0,3 m³)

vorgefunden.

Die Zuordnung dieser Gesteine konnte bisher auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht durchgeführt werden.

Zusätzlich zur tektonischen Zerlegung ist im Bereich der Kare die Abtrennung von Türmen und Schollen in Richtung zur freien Seite an etwa wandparallelen, steilstehenden und mittelsteil in Richtung der Kare einfallenden Trennflächen mehrfach zu beobachten. Die Oberseite der Kare, sowie der Nordrand des Plateaus sind durch abgesenkte Bereiche gekennzeichnet, deren Begrenzungen im Grundriss oftmals gebogen verlaufen.

Auf der Veitsch ist auffallend, daß gosauische Sandsteinfüllungen in etwa E–W-streichenden, steilstehenden Trennflächen vereinzelt an der Westseite der Veitsch und bei der Gingatzwiese, sowie im großen Einbruchstrichter westlich des Vorkogels und im Hangschutt der Nordseite vorkommen.

Die Gliederung der Nordseite wird durch das Fehlen von Leithorizonten (z.B. Reiflinger Kalk) und die weitreichende Hangschuttbedeckung stark erschwert.

Eine gültige, stratigraphische Einstufung und in weiterer Folge Zuordnung der einzelnen tektonischen Spätere kann nur mit Hilfe von Lösproben und Schriffvergleichen durchgeführt werden.

**Bericht 1989
über geologische Aufnahmen
im Raum Krampen – Neuberg
auf Blatt 103 Kindberg**

Von GERHARD W. MANDL

Die Aufnahmestätigkeit konzentrierte sich auf den Inneren (= „Im Tirol“) und den Äußeren Krampengraben (= Karlgraben) und die Gosau beiderseits der Mürz zwischen Krampen und Neuberg.

Das Kartenbild wird von zwei steilstehenden Störungssystemen beherrscht, die östlich des Karlgrabens in spitzem Winkel zusammenlaufen und ein Schollenmosaik einschließen, welches gegenüber der nördlich anschließenden äquivalenten Serienabfolge um mindestens 500 m abgesenkt erscheint. Das nördliche Störungssystem streicht etwa WNW–ESE, von der Lachalm durch den Lachalpengraben herab Richtung Siebenquellen, die südliche Störungslinie streicht etwa WSW–ENE vom SE-Fuß des Blahstein herab, südlich der Krampener Klause vorbei über den Kuhkogel zu den Siebenquellen. Die Schichtfolge dieser eingesenkten Scholle umfaßt hellgrauen, lokal auch dunklen Wettersteindolomit, graue, rötliche und bräunliche Hallstätter Kalke und Zlambachschichten, in welchen häufig schwarze Kalke gegenüber den Mergeln dominieren. Die Zlambachschichten erreichen westlich der Krampener Klause bedeutende Mächtigkeiten von 300 m oder mehr, eine tektonische Anschoppung unter der auflagernden Lachalpendecke dürfte aber dafür mitverantwortlich sein.

Zum Altersumfang der Hallstätter Kalke liegen erst einige wenige Conodontendaten vor, besonders aus dem unmittelbaren Kontaktbereich zum unterlagernden Dolomit konnten noch keine Faunen gewonnen werden. Am Südhang von K1173 (östl. des Karlgrabens) schneidet eine Forststraße auf Höhe 1060 m den Fuß einer kleinen Wandstufe aus Hallstätter Kalk an. Der Liegendabschnitt wirkt massig und zeigt dunkelrote internknollige bis gelblichbraune Kalke, beide Farbvarianten enthalten lokal gehäuft cm bis dm große graue Kalkkomponenten. Conodontenproben der bunten Kalke enthielten massenhaft aber ausschließlich *Gondolella steinbergensis*, das Alter kann daher nicht genauer als Mittel- bis Obernorr angegeben werden. Die grauen Kalkkomponenten erbrachten lediglich ein Exemplar von *Gondolella cf. steinbergensis*. Die obere Hälfte der Wandstufe bauen dm-gebante blaßbunte Hallstätterkalke auf, die bisher nur unbestimmte Conodontenbruchstücke lieferten.

Während nördlich dieser abgesenkten Scholle im Tirol nur noch Wettersteindolomit, im Karlgraben auch Wettersteinkalk aufgeschlossen ist, wird südlich davon die flache tektonische Auflagerung des Dolomites auf Werfener Schichten sichtbar. Der tektonische Charakter dieser Grenzfläche wird durch das Fehlen der tieferen Mitteltriasserien und durch den basalen Schrägzchnitt des Wettersteindolomites deutlich – nordöstlich

der Falkensteinalm grenzt bereits der Hallstätter Kalk an die unterlagernden Werfener Kalke.

Die bisher genannten Hallstätter Kalke mit ihren auflagernden Zlambachschichten werden als stratigraphisch Hangendes des Wettersteindolomites betrachtet, vergleichbar der Situation weiter im Norden (Rötelswand, Jausensteinwand etc.). Dagegen waren jene Hallstätter Kalke die als Wandstufe ESE der Falkensteinalm ins Mürztal hinabziehen schon im Vorjahr (Aufnahmebericht MANDL & MÜLLER, 1989) aufgrund dazwischen eingeklemmter sevatischer Aflenzer Kalke vom unterlagernden Dolomitsockel abgetrennt worden. Die Basis dieser Hallstätter Kalke konnte nun am Wandfuß in der Schottergrube nördlich der Riesbrücke ins Oberkarn und Unternorr eingestuft werden:

89/39 *Gondolella polygnathiformis*

Gondolella nodosa

Epigondolella cf. primitia

Tuval 3/IIa

89/40 *Gondolella primitia Gondolella navicula*

Lac 1

Die Krampener Gosau wurde bis zu ihrem tektonischen Auskeilen nördlich Neuberg auskartiert. Wie westlich Krampen dominieren auch hier die rötlichbraunen Orbitoidensandsteine. Die Wiesenflächen auf dem Höhenrücken zwischen Karlgraben, Mürztal und Neudörfel markieren ungefähr die Verbreitung einer grauen, sandigen Mergelserie, die dem Gestein des bekannten Fossilfundpunktes bei Krampen entsprechen dürfte. Gegen Norden grenzt diese Serie an steilstehenden, ostwest streichenden Brüchen an Orbitoidensandstein und Werfener Schichten. Bemerkenswert erscheint hier noch ein kleines Vorkommen (lose Blöcke und einige Kalkrippen im Waldboden) eines überwiegend roten Biogenschuttkalkes mit Korallen und Lithothamnen, wahrscheinlich ein neues Vorkommen des paleozänen Kambüelkalkes. Gleichartige rote und gelblichweiße Korallenkalke finden sich auch in der Nachbarschaft der Orbitoidensandsteine westlich Krampen. Hier bilden sie untergeordnet einerseits Komponenten in einer kompakten, groben Breccie, andererseits zusammen mit dunklen Kalken Gerölle in einer Matrix aus ?Gosau-mergeln, bunten Werfener Schiefen und dunklen ?Zlambachmergeln. Die flächige Verbreitung dieser Serie kann nur schematisch anhand von Lesesteinen abgeschätzt werden, einzige Aufschlüsse finden sich nahe dem Südende jener Forststraße, die in Höhe 960 m von der Hinteralmstraße abzweigend über den Klauskogel nach Süden verläuft.

Im Gegensatz zu diesen umgelagerten Kambüelkalk-Komponenten liegen im Westen des Kartenblattes am Ochsenboden vergleichbare bunte Biogenschuttkalke als großflächige (ca. 0,5 km²) autochthone Sedimentauflage über Gutensteiner Kalk der Brachkogeldeckscholle – vgl. Aufnahmebericht LEITHNER, MANDL & POBER (1986). Einige nun verfügbare Dünnschliffe bestätigen die fazielle Verwandtschaft mit Kambüelkalk, paleozänes Alter ist wahrscheinlich, ebenfalls enthaltene oberkretazische Großforaminiferen könnten umgelagert sein:

M38/1, M41/2, M42/3 (det. R. OBERHAUSER):

– Korallen, feinmaschige Lithothamnenknollen und andere Kalkalgen, benthonische Kleinforaminiferen, etwas Plankton, *Globigerina ex gr. triloculinoidea* und in einer Probe Großforams: *Orbitoides*, *Lepidorbitoides*, *Siderolithes* und *Nummofallotia*.

**Bericht 1989
über geologische Aufnahmen
auf Blatt 103 Kindberg**

Von AXEL NOWOTNY

Die im Berichtsjahr durchgeführten Begehungen konzentrierten sich auf den unterostalpinen Bereich nördlich der Mürz zwischen Krieglach und Kindthal.

Der Grenzbereich zum überlagernden mittelostalpinen Kristallin wird von mächtigen Scherzonen begleitet. Tektonisch beansprucht sind sowohl das Kristallin, aufgebaut durch gebänderte Biotit-Plagioklasgneise, häufig von Pegmatit begleitet, Zweiglimmerschiefer und Amphibolit, als auch das Semmeringmesozoikum, das liegend gegen S folgt.

Als hangendstes Schichtglied treten im Letztgenannten Karbonate auf. Es handelt sich um grau gebänderte bis helle Kalkmarmore und untergeordnet Dolomit. Liegend folgt Rauhwacke und im Mehlstüblgraben stark tektonisch zerscherter mit Quarzphyllit entlang NE-SW gerichteten Achsen verfalltet. Der Quarzphyllit setzt sich gegen Süden unter der Permotrias in einem schmalen Band fort.

Der flächenmäßig größte Teil des kartierten Gebiets wird von Grobgnais aufgebaut. Innerhalb dieses Komplexes sind mächtige Quarzitlagen anzutreffen. Vor allem nördlich von Rittis sind mehrere alte Abbaue zu beobachten.

Die größten Quarzitvorkommen sind zwischen dem Kindthalbach und dem Scheibigraben aufgeschlossen, welche die Höhenrücken nördlich Michlbauer aufbauen.

Einschaltungen von Quarzphyllit treten im gesamten Grobgnaisbereich auf. Es handelt sich durchwegs um schmale geringmächtige Lagen mit gneisigem Habitus.

Während der Grobgnaiskomplex im wesentlichen nach NE einfällt, zeigt der überlagernde Anteil des Semmeringmesozoikums eine deutliche Muldenstruktur.

Junge Bedeckung von grobklastischem Miozän findet sich am Karner Kogel und am Bergl nördlich Mitterdorf. Dabei handelt es sich im Hangenden hauptsächlich um Brekzie (Kristallin – und untergeordnet Karbonatkomponenten). Im Liegenden nahe dem heutigen Talboden finden sich NW von Freßnitz und W vom Schloß Pichl kaum verfestigte Schotter aus kristallinen Komponenten.

**Bericht 1989
über geologische Aufnahmen
im Gebiet Roßkogel – Waxeneck
auf Blatt 103 Kindberg**

Von WOLFGANG PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Auf der Westseite des Seekogels sind helle, feinkörnige Dolomite (Wettersteindolomit) aufgeschlossen. Der Hauptteil dieses Hügels wird von Gosaukonglomeraten und Gosausandsteinen aufgebaut. Auf der Nordseite liegen in einer kleinen Verebnung Lesesteine von Phylliten und Chlorit-Aktinolith-Schiefern. Somit ist auf der Nordseite ein Span der Grauwackenzone aufgeschlossen. Der Graben im Süden des Seekogels wird von Werfener Schichten und Gosausandsteinen gebildet.

Die Schichtfolge des Roßkogels ist tektonisch sehr zerstückelt. Über Mitteltriasserien (Gutensteiner Dolo-

mit, Gutensteiner Kalk, Steinalm-Wettersteinkalk) liegen Hallstätter Kalke. Die Position von Wettersteindolomiten und -kalke zu diesen Serien ist noch zu überprüfen. Am Hochriegel sind vereinzelt zwischen den Mitteltriasserien und den Hallstätter Kalken schwarze, wellig schichtige, kieselige Kalke bis Flaserkalke aufgeschlossen. Im Liegenden der Hallstätter Abfolge sind hellgraue, gebankte Hallstätter Kalke entwickelt, gefolgt von rötlichen bis rotbraunen Hallstätter Kalken im Hangenden. Eine zeitliche Einstufung dieser Serien steht noch aus.

Diese Abfolge liegt als dünne Haut auf dem Nordhang des Roßkogel-Waxeneck-Zuges. In den Gräben ist an einigen Stellen noch die Unterlage bestehend aus Zlambachschichten und Werfener Schichten aufgeschlossen.

Westlich des Grasbach streicht eine Zone mit Wettersteindolomiten und Hallstätter Kalken gegen Nordosten über die Kalte Mürz und über die Blattgrenze. Die Nordseite und die Westseite des Steinalps besteht aus Wettersteindolomiten.

Vom Taborsattel zieht ein schmaler Streifen Zlambachschichten Richtung Jagdhaus Edelbacher. Auf der Nordseite der Zlambachschichten sind an wenigen Stellen Werfener Schichten aufgeschlossen. Diese dürften dem Roßkogel-Waxeneck-Zug zuzuordnen sein.

Im Kar nördlich des Kleinen Waxeneck sind Hallstätterserien, beginnend mit Lumachellenpartien, grauen, gebankten Hallstätter Kalken und rötlichen Hallstätter Kalken, anzutreffen. Diese Schichtfolge erinnert sehr an die des Fallenstein.

Insgesamt liegt die Vermutung vor, daß die Hallstätter Kalke des Hohen Waxenecks, wie am Fallenstein z.T. mit einer Schichtlücke auf der Mitteltrias auflagern.

Blatt 104 Mürzzuschlag

**Bericht 1989
über geologische Aufnahmen
in den Kalkalpen
auf Blatt 104 Mürzzuschlag**

Von PETER GRUBER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In diesem Jahr wurde mit der Kartierung des NW-Anteiles des Blattes im Bereich Hinternaßwald – Wasseralmbach begonnen.

Die sanften Hänge N des Wasseralmbaches bis ca. 1000m Höhe bestehen aus Werfener Schichten, die gegen das Hangende überwiegend durch mächtige Hang- und Blockschuttfächer überlagert werden, sodaß eine genaue Abgrenzung gegen höhere Serien nur an wenigen Stellen möglich ist. Im Hangschutt finden sich gehäuft dunkelgrau-rosa fleckige Kalke, daneben aber auch schwarze, dünnplattige Gutensteiner Kalke.

An einigen Aufschlußpunkten können über geringmächtigen graubraunen, siltigen, glimmerführenden Kalkareniten und Tonmergeln, die dem Niveau der Werfener Schichten angehören und im Bereich N Lettingkogel hangend von Rauhwacken überlagert werden, reduzierte Horizonte Gutensteiner Kalk auftreten. Nach

wenigen Metern gehen diese in dunkelgrau-rosa fleckige Kalke (Steinalmkalk?) über, die an einigen Stellen der Forststraße Sonnleiten einzelne Riffstotzen und Riffschuttlagen enthalten.

Typische, sehr helle, gut gebankte Wettersteinkalke sind an der Forststraße S Amaiswieshütte aufgeschlossen. Eine Zuordnung in Vorriff/Rückriff-Fazies ist derzeit nicht möglich. An wenigen Stellen konnten lange mit Riffschutt und „mass-flow“-Kalkbreccien beobachtet werden. Die Abgrenzung zu den unterlagernden Steinalmkalken erfolgte zu einem späteren Zeitpunkt.

Im Bereich Kreuzsattel – Amaiswieshütte ist das Steinalmkalk/Wettersteinkalkniveau stark reduziert; Harnischflächen konnten hier gehäuft beobachtet werden. Eine tektonische Grenze ist hier nicht auszuschließen. Die Vermulung Kaisersteig – Amaiswies besteht im wesentlichen aus Werfener Schichten mit einem schmalen, zwischengeschalteten Streifen Gutensteiner Kalk. Die Werfener Schichten keilen gegen Osten (Oh-nemoaskogel) allmählich aus. Der Lettingkogel und Oh-nemoaskogel bestehen aus Steinalmkalken, die gegen S von Wettersteinkalken abgelöst werden. W Kreuzsattel verschwinden die Steinalmkalke an einer N/S-Störung.

S Kreuzsattel keilt (tektonisch reduziert?) eine Serie aus schwarzen Bankkalken, die teilweise hornsteinführend sind, grauschwarzen, siltigen Mergeln und grauen Mikritkalken mit fleischfarbenen, pelagischen Lagen, aus. Teilweise sind allodapische Strukturen zu erkennen. Diese Zone erreicht N Gr. Goldgrubenhöhe eine maximale Breite von 400 Metern und wird gegen N von Werfener Schichten abgelöst. N Kl. Goldgrubenhöhe ist eine Faltung mit N-Vergenz zu beobachten; gegen die Werfener Schichten ist die Serie tektonisch begrenzt. Eine stratigraphische und fazielle Zuordnung dieser Entwicklung ist aufgrund noch fehlender, eingehenderer Untersuchungen nicht möglich.

Blatt 104 Mürzzuschlag

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von ALOIS MATURA

Im Herbst des Berichtsjahres wurde die Grauwackenzone von der östlichen Blattgrenze bis zur Linie Prein – Schwarzkogel kartiert. Bei der Aufnahme war vor allem Blatt Mürzzuschlag von H.P. CORNELIUS 1936 zu berücksichtigen.

Den südlichen Rahmen bilden mit steilem N-Fallen die Karbonatgesteine des Semmeringmesozoikums: Feinkristalliner, hellgrauer Kalk, grauer Dolomit und vereinzelt Rauhwacke. Sie bilden die Felskulissen nördlich des Adlitzgrabens und seiner westlichen Fortsetzung und wurden bisher bis zum Sattel nördlich Hahnkogel verfolgt.

Nördlich davon schließen die Verrucanoschiefer der Tattermannschuppe an, deren Position und Verlauf morphologisch gut markiert ist. Die Mächtigkeit dieser Zone schwankt beträchtlich. Im Sattelpbereich zwischen Haakogel und Hahnkogel erreicht sie mehrere hundert

Meter, im hinteren Moselbachgraben und westlich Breitenstein scheint sie zu fehlen. Den Verrucanoschiefern sind nicht selten auch Quarzitlagen eingeschaltet, die den im nördlich Hangenden folgenden, gebankten, grünlichen bis grauen Semmeringquarziten ähnlich sind. Die Grenzen zwischen den Verrucanoschiefern und den Semmeringquarziten sind daher nicht exakt faßbar. Diese Quarzite erreichen im Bereich des Haakogel südöstlich von Prein mit 200 bis 300 m die größte Mächtigkeit im kartierten Gebiet. Sonst sind nur je eine schmale Linse nördlich von Orthof und östlich Breitenstein in dieser Position anzutreffen. Am Haakogel oder nordwestlich von Orthof treten Dolomite und Rauhwacken im Hangenden der Quarzite auf.

Mit typischen grauen Schiefern, Sandsteinen und massigen Konglomeraten folgt im Norden mit etwa 200 bis 300 m Mächtigkeit die Serie der Veitscher Decke. Östlich Orthof ist sie auf einer Strecke von einem Kilometer unterbrochen. Im Sattelpbereich zwischen Luckete Wand und Falkenstein südwestlich Orthof hat schon H.P. CORNELIUS innerhalb der südlichen mesozoischen Karbonatgesteine ein Vorkommen von Karbonkonglomeraten eingetragen. Es hat aber entgegen der Darstellung bei CORNELIUS eine eher dem WNW–ESE-gerichteten regionalen Streichen angepaßte Erstreckung. Versucht man diese Situation zu interpretieren, so ist entweder eine südvergente Schuppung anzunehmen oder – wenn man bedenkt, daß dieses Vorkommen nur in Form von bis zu rucksackgroßen Blöcken vorliegt, ein Material das anstehend markante Härtlingsrücken bildet hier aber in einer Sattelposition auftritt – Blockschutt aus der Veitscher Decke aus fernen quartären oder tertiären Zeiten, als ihre Felsen die Gesteine des Semmeringmesozoikums hier im Norden noch überragten.

Die Gesteine der Norischen Decke bilden den Hauptteil des kartierten Gebietes. Die tektonische Gliederung, die der Bereich östlich jenseits der Blattgrenze erkennen läßt (siehe Kartierungsbericht zu Blatt 105 in diesem Heft) ist im Kartierungsgebiet nur mit einiger Mühe wiederzufinden.

Die Gesteine der Silbersberggruppe folgen auch hier direkt über der Veitscher Decke; zwischen Blattgrenze und Orthof auf wenige Meterzehner reduziert und stark durchbewegt gewinnt diese Serie erst wieder im Raume um Prein eine breitere Entwicklung mit den charakteristischen Einlagerungen von Geröllphylliten und den Riebeckitgneis-verwandten Aplitgneisen nördlich und nordöstlich von Prein. In dem Sattel etwa 1 km östlich von Orthof bei K 980 hat H.P. CORNELIUS ein Riebeckitgneis-Vorkommen eingetragen. Dort kann man jetzt aber nur einzelne Scherben davon in der Nähe eines neugebauten Sommerhäuschens finden. Kristalline Gesteinseinschlüsse waren innerhalb der Silbersberggruppe keine anzutreffen.

Über der Silbersberg-Gruppe folgt wie im Osten Grünschiefer. Die breite Entwicklung im Bereich des Payerbachgraben wird in der Südflanke des Kreuzberges auf eine Reihe von Schollen reduziert. Dabei zieht sich die Hangend- oder West-Grenze aus dem Schwarzatalbereich entlang der Blattgrenze, über die Stojerhöhe, dort wenige hundert Meter nach Osten zurückspringend, dem hinteren Payerbachgraben (hier in der Karte Kreuzberg bezeichnet), bis zum Sattel östlich des Kreuzberges nach Süden zurück. In dieser Grenzlage tritt SSE des Gh. Flackl bei der Rothschild Stiftung ein stark phyllonitisierter Metadiabas mit zer-

drückten Plagioklas-Einsprenglingen im Albit-Chlorit-Grundgewebe auf. Eine üppigere Grünschieferentwicklung stellt sich wieder westlich des Kreuzberg-Gruberkogel-Rückens zwischen Katharinenhof und dem Preinerbach-Tal ein, übersetzt dieses Tal östlich Dörfel und setzt in dessen Nordwestflanke gegen Westen allmählich ansteigend fort.

Im Bereich des Grabens zwischen Stojerhöhe und Rothschild-Stiftung läßt H.P. CORNELIUS in seiner Karte mehrere Grünschieferzüge von Osten her mehrere hundert Meter weit nach Westen spitzen. Das entspricht nicht den vorgefundenen Gegebenheiten, denn von den vorhin beschriebenen Grünschiefern umrahmt breitet sich im Bereich der Kreuzberg-Anhöhe bis zum Talgrund zwischen Dörfel und Reichenau eine fast Grünschiefer freie Masse von vorwiegend dünn-schichtigen Grauwackenschiefern und Blasseneckporphyroid aus. Im unteren Hangbereich gegenüber Edlach hat schon H.P. CORNELIUS Einschaltungen von Lyditen, die Nebenstraße auf den Kreuzberg querend, festgehalten und als einen Bestandteil einer hier sehr schmalen Einschaltung von Radschiefern dargestellt.

Blasseneckporphyroid besetzt die Anhöhe des Kreuzberges nicht als geschlossene Masse sondern ist durch Schiefereinlagerungen lappig zerteilt. Ihm ist NNE des Kasbühel ein fast bis in 600 m Höhe hinreichender Porphyroidkörper vorgelagert. Diesem sind östlich der Kasbühel-Kapelle und südwestlich der Stojerhöhe zwei kleinere Porphyroidkörper benachbart. Der letztere zeigt im Dünnschliff erstaunlicherweise nur Plagioklaseinsprenglinge und ist damit dem vorhin erwähnten phyllonitischen Metadiabaszug südöstlich des Gh Flackl ähnlich. Im Bereich des Kasbühel-Rückens sind die begleitenden Grauwackenschiefer auffallend quarzreich und bilden dm-schichtige, sandsteinartige Einlagerungen. Zwischen Speckbacherhütte und Gruberkogel grenzt ein kleines Vorkommen von massigem, feinkörnigem, Leukogabbro artigem Fels an den Porphyroid.

Nördlich des Preinerbach-Tales ist den feinschichtigen Grauwackenschiefern, die ich vorläufig der Radschiefer-Formation zuordnen möchte, zwischen Marienhof und Kronichhof Grünschiefer eingeschaltet. Eine Zone von kataklastischen Porphyroiden kann von der Anhöhe südöstlich Wegkreuz K 712 nach Osten hinunter in den nördlichen Ortsbereich von Edlach verfolgt werden und dürfte sich auch weiter östlich, südlich des Schloßparkes von Schloß Wartholz, fortsetzen. Sie trennt die feinschichtigen Grauwackenschiefer im Süden von dem im Norden anschließenden Blasseneckporphyroidkörper. Die Grauwackenschiefer in der Talweite von Großau werden auf den umgebenden Anhöhen von Porphyroid umrahmt (Schendleck, Schwarzkogel, Bärenriegel). Das Porphyroid des Schwarzkogel ist erstaunlich frisch und teilweise unverschiefert erhalten. Dem Verdacht, ob es sich hier um permischen Quarzporphyr handeln könnte, wird nachgegangen werden.

Die Lagebeziehung zwischen dieser von den feinschichtigen Grauwackenschiefern dominierten Serie und dem Blasseneckporphyroid ist nicht ganz klar. Einerseits besetzen die Porphyroidmassen gewöhnlich die Anhöhen, woraus auch eine höhere tektonische Position der Porphyroidmassen abgeleitet werden könnte; andererseits scheinen die feinschichtigen Grauwackenschiefer im südlichen Bereich unter den Porphyroidmassen des Kreuzberges und des Bärenriegel zu feh-

len, was allerdings auch mit geringer Mächtigkeit wegen tektonischer Abscherung in Verbindung mit schlechten Aufschlußverhältnissen zu tun haben könnte, denn die relativ harten Porphyroide lassen steilere Hangneigungen zu, wodurch die Untergrenze meist durch eine breitere Schuttschürze bedeckt ist.

Die flache Erhebung im Westteil des Parkes von Schloß Wartholz zeigt über den nur an wenigen Stellen entblößten Blasseneckporphyroid eine Auflagerung von größtenteils unverfestigtem, polymiktem, kaum gerundetem Schwemmschutt. Die Größe der Komponenten reicht von cm bis maximal zwei dm. Das Lithospektrum dieses Schuttes enthält neben Gesteinen der Grauwackenzone auch kristalline Komponenten.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von JAN MELLO
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In der zweiten Hälfte des August und September 1989, jeweils im Zeitraum von zwei Wochen, führte ich Kartierungsarbeiten am Kartenblatt ÖK 104 Mürzzuschlag durch. Die Westhänge des Rax-Plateaus und teilweise (als Ersatzprogramm) die Osthänge der Schneealpe, also die Hänge der Täler Altenberg und Reißtal, wurden kartiert.

Als Ausgangspunkt zur neuen Kartierung diente die Geologische Karte des Raxgebietes von H. P. CORNELIUS (1936) im Maßstab 1 : 25.000.

Das kartierte Gebiet ist (außer der Quartärsedimente) von triassischen Gesteinen aufgebaut, welche der Mürzalpen- und Schneebergdecke angehören. Gerade im kartierten Gebiet an der Grenze der beiden Decken beobachtet man Komplikationen im Bau, welche sich außer einer intensiven Faltung von Teilen beider Decken durch die Anwesenheit von zwei Schuppen (H. Gupf und Rauwand) bemerkbar machen. Im lithofaziellen Inhalt beider Schuppen, im Vergleich mit den erwähnten Decken, bestehen bestimmte Unterschiede und so ist eine der Aufgaben der gegenwärtigen Kartierung, zu beurteilen, ob die Schuppen abgesonderte Teile dieser Decken darstellen oder ob es sich um entferntere Elemente handelt (z. B. Ultranaappe im Sinne TOLLMANN'S).

Mürzalpendecke

Im Raume von Schneealpe-Ostrand – Hinternaßwald – Kaisersteig (W-Hänge der Rax) bildet sie eine Antiklinale mit einer nach Norden abtauchenden Achse. Der Westflügel bildet den Ostrand der Schneealpe, der Ostflügel taucht unter die Schneebergdecke an den W-Hängen der Rax ab.

Die Mürzalpendecke bietet hier auf eine Entfernung von ca. 8 km eine herrliche Illustration von lateraler Faziesänderung in der mittleren (und teilweise oberen) Trias.

Direkt ein Lehrbuch-Beispiel der Beziehung von Riff-, Vorriff-, Hang- und Beckensedimenten befindet sich an den O-Hängen der Schneealpe zwischen Lohmstein (1742 m ü. M.) und Naßkamm. In wunderbaren Aufschlüssen und Profilen kann man hier die Beziehung des Wettersteinkalkriffes Lohmstein über Vorriffbrek-

zien zu den Hangsedimenten mit erhaltenem primärem Schichtfallen (Raminger Kalk) studieren. Für sie sind alldapische Lagen mit Riffdetritus typisch.

Die Beckenfazies der Reifflinger Kalke befindet sich im Liegenden des Riffs oder in distalen Teilen der Raminger Kalke als autochthones Sediment. In Richtung zum Ameisbühel und Hinternaßwald keilt die Hangfazies aus und geht in Wettersteindolomit über.

Auf Langobard (und jüngerer) Alter des höheren Teiles der Raminger Kalke weisen die Conodonten (alle Conodontenfunde wurden von G.W. MANDL bzw. L. KRYSZYN bestimmt) hin (Probe SCH-1 aus der Plateaukante 500 m O der Lurgbauer Hütte): *Gondolella inclinata* und *tethydis*-ME.

N vom Naßkamm bilden die Reifflinger Kalke nur Linien und Streifen inmitten von Dolomiten, stellenweise keilen sie völlig aus. Eingehender wurden vorläufig die Vorkommen der Raminger Kalke in der Reißtal-Klamm untersucht. Der grundlegende mikrofazielle Typ ist hier Biopelmikrit. Hauptsächlich in den höheren Partien der Kalke, welche hier eine Mächtigkeit von 80–100 m erreichen, kommen alldapische Einlagerungen mit Krioiden vor.

In direkter Fortsetzung der Kalke der Reißtal-Klamm (unterbrochen durch das Vorkommen von Dolomiten) treten graue bankige Kalke im unteren Teil des ausgeprägten Rückens Simonriegel auf. Wegen des Verbotes des Eintrittes in das Jagd-Revier im September war es nicht möglich, ihre Position in genügender Weise zu untersuchen. Sie liegen im Hangenden von Dolomiten und im Liegenden der Reingrabener Schiefer. Im gesamten Charakter und in Mikrofazies unterscheiden sie sich von den typischen Reifflinger Kalken. Es ist nicht ausgeschlossen, daß es sich schon um die „Mürztaler“ Kalke karnischen Alters handelt.

Der Übergang in die hangenden Reingrabener Schiefer ist allmählich über mikritische und Pellet-Bankkalken.

Die Reingrabener Schiefer enthalten Körper von Rutschbrekzien. Als Bruchstücke überwiegen in ihnen dunkle Riffkalke.

Aus den Reingrabener Schiefen wurde im Einschnitt der Forststraße 200 m S vom Peter Jokel Steig, Seehöhe 980, die Probe NAS-5 für palynologische Bearbeitung entnommen, bestimmt von Dr. PLANDEROVA. Es wurden bestimmt: *Tigrisporites* cf. *halleinis* KLAUS, *Aequitriodites minor* MÄDLER und *Cyclotriletes* cf. *microgranus* MÄDLER. Auf Grund dieser Formen kann behauptet werden, daß es sich um Ladin bis Karn handelt. Zur genaueren Einordnung ist es notwendig, eine größere Zahl von Proben zu bearbeiten. Neben den Sporen wurden in der Probe häufige Fragmente von marinem Plankton der Gattung *Veryhachium* gefunden.

Im Hangenden (und offensichtlich auch inmitten mehrerer Lagen) der Reingrabener Schiefer treten helle und graue massive Dolomite auf, welche stellenweise (50 m S von Peter Jokl Steig, 980 m Seehöhe) Riffcharakter haben.

Die Anwesenheit der Hallstätter oder Zlambacher Fazies ist nicht festgestellt worden. Eine ca. 10 m mächtige Linse von rosa Styrolitenkalken wurde unmittelbar unter den Wettersteinkalken der Schneebergdecke S vom Peter Jokl Steig (1160 m Seehöhe) festgestellt. Mikrofaziell entspricht sie aber nicht der pelagischen Fazies und auch die zwecks Conodonten gesammelte Probe (NAS-15) war negativ.

Schneebergdecke

Sie bildet das Hauptbauelement des Rax-Plateaus. Im kartierten Gebiet ist an den Osthängen des Reißtals der westliche Erosionsrand der Decke einer Untersuchung zugänglich. In ihm dominieren Felswände, gebildet von Wettersteinkalken, nur stellenweise mit Einlagerungen von Kalken Reifflinger Typs. An des SW-Hängen der Rax zwischen Am hohen Stein und Gr. Fuchsloch befindet sich eine herrliche aufgeschlossene mitteltriassische Schichtenabfolge unter den Wettersteinkalken. Hier greifen fingerartig ineinander Fazies des Randes der Karbonatplattform, des slopes, fore-slopes und Beckens. Unmittelbar unter dem Wettersteinkalkriff tritt eine Lage von Tuffiten auf.

Die lateralen Veränderungen und Beziehungen der Fazies sind durch eine Serie von 7 Profilen dokumentiert. Im Gebiet der Hänge unter der Heukuppe (gewaltiges Wettersteinkalkriff) ist die liegende Übergangsfazies vorwiegend massiv ausgebildet (Raminger Kalke), nur mit untergeordnetem Eingreifen der fore-slope oder pelagischen Fazies (Grafensteigkalk und Reifflinger Kalke). In Richtung nach NW (zum Am hohen Stein) werden die kleinen Wandstufen der Übergangsfazies dünner und zahlreicher. Sie wechsellagern mit verhältnismäßig dicken Lagen von Mergeln. Die Kalke mit häufigen Lagen von plastiklastischen Hangbrekzien haben wir vorläufig als Grafensteigkalk bezeichnet. Die Mergel sind bisher nicht lithostratigraphisch eingestuft worden. Es handelt sich um eine besonders monotone, aphanitische Fazies, wovon auch die Tatsache zeugt, daß von sieben zwecks Conodonten entnommenen Proben sechs steril waren und nur in einer, der tiefstgelegenen, unbestimmbare Fragmente von Conodonten gefunden worden sind.

Günstigere Fazies befindet sich in Richtung nach Südosten, wo von drei Proben drei positiv waren. Die Probe RX-16 stammt aus typischen grauen Reifflinger Hornsteinknollenkalken, welche sich zwischen ausgeprägten Wandstufen der Gutensteiner und Raminger Kalke befinden. Auf Grund der Conodonten *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella constricta* und *G. cf. szaboi* können die erwähnten Kalke altersmäßig ins Unterfissan gereiht werden.

Die Probe RX-19/B wurde ungefähr in der Mitte der Felskulisse über den Reifflinger Kalken entnommen. Es handelt sich um bankige bis massive Kalke immer noch von Übergangscharakter, stylolithisch mit rosa Mikrit-Einlagerungen, nur stellenweise sind Laminae von organischem Detritus zu sehen. Gewonnen wurden die Conodonten *Gladigondolella tethydis* und *tethydis*-ME. Auf Grund dessen und der allgemeinen geologischen Verhältnisse kann auf ein Alter höheres Fissan-Langobard geschlossen werden.

Höher in der Wand sind stylolithische bankige Kalke mit Anzeichen von Knolligkeit. Sie enthalten Einlagerungen von rotem Mikrit in Form eines internen Sedimentes, welches von spartischem Zement gesäumt ist. Wie aus den Dünnschliffen der alldapischen Einlagerungen zu sehen ist, beginnen in Form von Bruchstücken schon an der Basis Riffelemente vom Rande der Karbonatplattform zu erscheinen. Die ganze Kulisse von der Mächtigkeit ca. 50 m wurde zu den Raminger Kalken gereiht.

Über den Felsen der Raminger Kalke folgt wieder ein flacheres Gelände mit einigen Stufen, in welchen bankige Kalke und zwischen ihnen weichere Mergelkal-

ke und Tuffite auftreten. Die gesamte Mächtigkeit dieses Abschnittes bis unter die Felsen von massiven Wettersteinkalken ist ca. 40–50 m. Das Vorkommen von verschiedenen plastischen Brekzien von grauen und rosa Kalken ist wieder interessant. Hauptsächlich in Bezug darauf wurde dieser Teil der Sequenz als Grafensteigkalke bezeichnet, was aber als vorläufig betrachtet werden soll. Der Frage des Vorkommens der Grafensteigkalke im untersuchten Gelände muß noch besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden.

Die Lage der Tuffite („Pietra verde“) befindet sich, wie schon die vorhergehenden Forscher bemerkt haben, unmittelbar oder nur einige Meter unter den Wettersteinkalken. Es handelt sich um ein Gestein von typischer olivgrüner bis klargrüner Farbe, sehr feinkörnig, vorwiegend homogen, manchmal laminiert. Die Mächtigkeit variiert von 50 cm bis zu einigen Metern. Inmitten der Tuffite befinden sich Körper von Rutschbrekzien, in welchen Bruchstücke von dunklen Kalken überwiegen. Dies zeugt von einer beträchtlichen Unruhe im Sedimentationsraum in diesem Zeitraum.

Nach dem Funde von *Gondolella inclinata* (hoch entwickelte Form), welche einige Meter vom Hangenden der Tuffite und vom unmittelbaren Liegenden der Wettersteinkalke stammt, fällt dieser Zeitraum der Unruhe und vulkanischen Tätigkeit in den Zeitraum des obersten Langobards bis Unterjuls, also in den Bereich der Ladin/Karn-Grenze.

Die höchsten Partien der Sequenz der Schneebergdecke an den W- und SW-Hängen der Rax sind von Wettersteinkalken gebildet, von welchen 200–400 m erhalten sind (die höheren Partien wurden durch Erosion abgetragen). Die Wettersteinkalke sind im wesentlichen wohl unterkarnisch. Die Rifforganismen selbst wurden noch nicht zwecks der eventuellen genaueren Altersbestimmung untersucht.

In Bezug darauf, daß wir die Beschreibung der Schneebergdecke von den Übergangs- und Beckenfazies nach oben begonnen haben, ist es notwendig, noch zu ergänzen, was sich in ihrem Liegenden befindet. Dies kann eigentlich nur S und SO von der Karrer Alm, hauptsächlich im Raume Blasriegel – Gr. Fuchsloch festgestellt werden. Unter den Reiflinger Kalken treten Gutensteinkalke auf, welche 80–100 m hohe Felswände oder Stufen bilden. Vom mikrofaziellen Standpunkt sind Mikrite, Dismikrite und (Algen-) Biopelmikrite am häufigsten. Von der Basis der Felsen stammt der Fund einer Bryozoe.

Unter den Gutensteinkalken tritt eine Masse (70–100 m) von grauen Dolomiten des Blasriegels auf. Sie sind mittelkörnig, oft porös, detritisch oder laminiert. Im unteren Teil des Blasriegel-Rückens treten wieder im stufenartigen Aufschluß Gutensteinkalke verschiedener Typen auf. Ihre Sequenz ist von 4 m heller Kalke beendet.

Die Gutensteiner Schichtfolge erreicht im Gebiete Blasriegel – Gr. Fuchsloch die Mächtigkeit um 300 m. Möglicherweise ist es tektonisch verursacht, durch Ausklingen der Gutensteinkalke und Dolomite der H. Gupf-Struktur aus dem Gebiet unterhalb des Am hohen Stein.

Die Werfener Schichten im Raum S von Blasriegel sind nur sporadisch erhalten, nirgends ist ein Kontakt mit mitteltriassischen Karbonaten der Schneebergdecke aufgeschlossen. Wir müssen aber annehmen, daß es sich um einen tektonischen Decken- oder Aufschiebungskontakt handelt.

Struktur des Hohen Gupf

Es handelt sich um eine Schuppe zwischen der Mürzalpen- und Schneebergdecke. Bei der Ansicht des H. Gupf (1554 m Seehöhe) von Westen und Süden sind von weitem zwei Streifen von Felswänden auffällig. Der untere ist von Steinalmkalken (Anis), der höhere von Wettersteinkalken (Unterladin) gebildet. Das flachere Gelände zwischen den Steinalm- und Wettersteinkalken ist von Reiflinger Kalken aufgebaut (schon in der Karte von H. P. CORNELIUS, 1936, eingetragen).

Conodonten von vier Proben wurden aus ihnen gewonnen und zwar: *Gondolella constricta*, *G. cf. inclinata*, *G. excelsa*, *G. cf. pseudolonga*, *Gladigondolella tethydis*-ME. Wir können die einzelnen Proben in den Zeitraum von Oberanis bis Langobard einreihen. Von der Superposition und von im weiteren Erwähnten ausgehend, betrachten wir die Spannweite des Alters Oberanis–Fassan als sehr wahrscheinlich für die Reiflinger Kalke des H. Gupf.

Auch über dem oberen Streifen der Felsen, also über den Wettersteinkalken, treten bankige Kalke von pelagischem oder eher Übergangstyp auf. Ihr Charakter ändert sich beträchtlich lateral und vertikal: von Plattenkalken (bilden Wiesen und bewaldete Partien) bis massive Kalke, welche einige Meter hohe Felswände bilden. 5 Proben von diesen Kalken waren auf Conodonten positiv. Es wurden bestimmt: *Gladigondolella tethydis*, *tethydis*-ME, *Gondolella inclinata*, *G. transita*, *G. trammeri*, *G. cf. bakalovi*.

Auf Grund dieser Vergesellschaftung, aber auch auf Grund der Superposition reihen wir diese Kalke (vorläufig als Grafensteigkalke bezeichnet) ins Langobard ein. Die erhaltene Mächtigkeit der Kalke ist ca. 60–80 m. Wie das lithologische Profil durch die Kalke 150 m SW der Gamsecker Hütte, sowie auch die Proben von weiteren Lokalitäten zeigen, sind in ihnen häufige allodapische Lagen mit Detritus vom Rande der Karbonat-Plattform (? Codiaceae).

Die jüngeren Schichtfolgen sind in der Struktur des H. Gupf nicht erhalten geblieben (sind vom Bruch, resp. von der höheren Rauwand-Schuppe abgeschnitten). Die Schichtfolge scheint in Richtung zum Liegenden im Gebiet des Lipmets-Grabens erhalten zu sein, wo im Liegenden der Steinalmkalk die Gutensteinkalke und noch unter ihnen die Werfener Schichten vorkommen, abgetrennt durch eine Lage von Rauhwacken. Es ist eine analoge Situation wie an der gegenüberliegenden Seite des Altenberg-Tales in der Mürzalpendecke. Es ist aber voreilig, daraus den Ursprung oder die Zugehörigkeit der Struktur des H. Gupf abzuleiten. In Richtung nach Norden sind die Steinalmkalke in tektonischer Berührung mit den tieferen Partien der Werfener Schichtfolge.

Im W–O-Schnitt des H. Gupf – Gamseck hat die Struktur des H. Gupf die Form einer Synklinale. Die Berührung mit der Schneebergdecke ist tektonisch nach dem steilen Bruch, was deutlich im Gamseck-Steig und unterhalb des Am hohen Stein ersichtlich ist. Unklar ist die Situation im Gebiet NW der Rippe Am hohen Stein, wo in einem gewaltigen Felsmassiv eine direkte Beobachtung nur dem Alpinisten möglich wäre. Es scheint, als ob dieses Felsmassiv aus Wettersteinkalken der Schneebergdecke in Form eines Keiles die Struktur des H. Gupf in zwei Teile „spaltete“. Der höhere Teil (Wetterstein- und Grafensteigkalke) dreht sich zum Gamseck und bildet den Ostflügel der erwähnten Synklinale, der tiefere Teil (Steinalmkalke, Gutensteinkalke und

Dolomite), auch in Form einer Synklinale, bildet die unteren Teile der Hänge unterhalb des Am hohen Stein. Die Berührung dieses Teiles der Struktur des H. Gupf mit der Schneebergdecke ist auch deutlich tektonisch entlang eines steilen Bruches.

Im Ostflügel der Synklinale des H. Gupf können Überlagerungen einer schwachen Dynamometamorphose (Druck-Regelung, Zersplitterung, Rekristallisierung) beobachtet werden.

Rauhewandschuppe

Es handelt sich um eine nicht große Schuppe (mit kleinerem Grundriß als 1 km²), auf der Synklinale des H. Gupf im Gebiet des Rauhe Wand-Rückens ruhend, welcher vom Sattel unter dem Gamseck (1531 m) in NW-Richtung fast senkrecht zum Streichen der Schichten von der Werfener Formation bis zu den Reiflinger Kalken verläuft.

Die Rauhewandschuppe hat ähnlich wie die H. Gupf-Schuppe eine synklinale Form, was deutlich in ihren südlichen Teilen zu sehen ist; an der nördlichen und westlichen Seite ist sie durch Brüche abgeschnitten, und so entsteht der Eindruck, daß sie hier einen monoklinalen Charakter hat.

Die Werfener Schichtfolge, sporadisch an der Basis der Schuppe erhalten, ist durch bunte sandigschieferige Schichten sowie auch plattige mergelige oder sandige Kalke, aber nur in dünnen ausgequetschten Streifen, vertreten. Ähnlich ist es auch mit den Gutensteiner Dolomiten (Gutensteiner Kalke sind nicht vertreten), welche sporadisch erhalten und zermalmt sind. Eine zusammenhängendere Lage, die Mächtigkeit bis 100–150 m erreichend, wird vom Steinalmdolomit gebildet, aus welchem oftmals bizarre Felsformen und ein wildes, unpassierbares Gelände, besonders in Richtung nach Rehboden (Reißtal), herausmodelliert sind. Die hellen Steinalmkalke im Hangenden erreichen eine Mächtigkeit von ca. 60–80 m. Es ist aber bisher nicht gelungen, von ihnen eine typische anisische Vergesellschaftung von Algen, Foraminiferen oder Brachiopoden zu gewinnen.

Das oberste erhaltene Glied der Schichtenabfolge sind typische Reiflinger Kalke mit Hornsteinen, welche besonders im höchsten Teil der ca. 70 m mächtigen Sequenz, sehr gut aufgeschlossen im Gipfelteil des Rückens zwischen Simon und Gamseck Graben in Seehöhe von 1400–1460 m, vorkommen. In den basalen Teilen des Profils kommen Lagen von gröberbankigen bis massiven grauen organodetritischen Kalken vor, welche bei der Gelände-Untersuchung als Nachklänge der Fazies der Steinalmkalke beurteilt wurden. Das mikroskopische Studium zeigt aber, daß es sich um ein Turbidit-Sediment vom Rande der Karbonat-Plattform, handelt, kaum verschieden von schon beschriebenen allodapischen Raminger Kalken, hauptsächlich der Mürzalpendecke.

Die Conodonten *Gladigondolella tethydis* und *Gondolella tadpole* (oder hoch entwickelte *G. inclinata*), welche für ein langobardisches, eventuell jüngeres Alter der Kalke zeugen, weisen darauf hin, daß dieser Teil des Profils sich schon sehr hoch über den Steinalmkalken befindet und auch von diesem Standpunkte aus wäre also eine Korrelation mit den Raminger Kalken begründet.

Nach den Conodonten *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella inclinata* und *Neocavitella latrica* ist auch der oberste 20 m-Teil des Profils mit typischen Reiflinger Kalken auch von langobardischem Alter, eventuell jünger.

Die Rauhe Wand-Schuppe wurde in Vergangenheit zu noch höheren Elementen als die Schneebergdecke gereiht. Vom Standpunkte des lithofaziellen Inhaltes ist sie aber den ruffnahen Teilen der Mürzalpendecke von den Osthängen der Schneeealpe O der Lurgbauer Hütte sehr nahe.

Die Reiflinger Kalke der Rauhewand-Schuppe sind am Niveau des Simon Grabens von einem ungefähr in nord-südlicher Richtung verlaufendem Bruch abgeschnitten und kommen an diesem Bruch mit Dolomiten und Kalken in Berührung, welche wir als normales Hangendes der Werfener Formation des Naßkamms (Mürzalpendecke) betrachten können. Diese Formation ist besonders reich an Kalkbanklagen verschiedener Art (mergelig, sandig, mit Lumachellen, Ooiden und Krinoiden). An der Basis der Gutensteiner Formation ist eine einige Meter dicke Lage von dunklen Bankkalken und dolomitischen Kalken, in welchen Mikrite und Pelmikrite überwiegen. In ihnen sind Strömungsrillen (mm–cm), ausgefüllt von Karbonat-Sandsteinen, interessant.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von AXEL NOWOTNY

Die Begehungen im Berichtsjahr konzentrierten sich einerseits auf den Bereich Pretulbach – Wassertal – Wolfbauerhöhe und andererseits auf das Gebiet Traibachgraben – Almbauer – Kreßbachhöhe.

Die an den Südhängen des Pretulbachgraben angebotenen Gesteine sind Granat-Chloritphyllit und Glimmerschiefer häufig mit gneisigem Charakter. Sie gehen allmählich in Chloritphyllit über und bilden die Verebnungsfläche zwischen Wolfbauerhöhe und Hiasbauerhöhe. Die Basis des überlagernden Semmeringmesozoikums ist nur am Südrand mit Quarzit und stellenweise Porphyroid zu beobachten und setzt sich über Geißwand und Jägerfeichte gegen W fort.

Die tiefsten Schichtglieder dieses Komplexes finden sich E der Wolfbauerhöhe vertreten durch Albit-Epidot-Chloritschiefer und hellem Mikroklingneis, der zum Teil granatführend ist. Diese Gesteine setzen sich nördlich und südlich des Traibaches gegen W Foret. Innerhalb dieser Serie findet sich häufig silbriger Phyllit und Quarzit und S des Jagdhauses Hasenbauer Metagabbro mit Einschaltungen von Orthogneis.

Junge Überlagerungen von grobklastischem Miozän finden sich im N randlich zum Mürztal. Daneben konnte mächtige Hangschuttbrekzie im Pretulgraben E des Gehöftes Lenzbauer und N der Ruine Althohenwang aufgefunden werden.

Blatt 105 Neunkirchen

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 105 Neunkirchen

Von ALOIS MATURA

Im Frühjahr 1989 wurde das Kreuzberg-Eichberg-Gebiet westlich Gloggnitz zwischen dem Schwarzatal im Norden und der Heidbach-Auebach-Talung im Süden

kartiert. Es wird hauptsächlich aus Gesteinen der Grauwackenzone aufgebaut mit einem schmalen Streifen von zentralalpinem Mesozoikum im Süden. Die Arbeiten konnten vor allem an die Aufnahmen von H.P. CORNELIUS anschließen, die in einer unpublizierten Manuskriptkarte und mit ausführlichen Beschreibungen in den Mitt. Geol. Ges., 42.–43. Bd., Wien 1952, dokumentiert sind.

Mit spitzem Winkel zum regionalem Streichen schneidet die klammartige Talung westlich Schottwien und das östlich anschließende Auebachtal die Schichtfolge an. Das tektonisch Liegende der gesamten Schichtfolge im Süden wird daher nördlich der Heidebachklamm durch einen schmalen Zug von feinkristallinem Kalkmarmor, Dolomit und Rauhwacke gebildet, dessen Nordgrenze etwa 500 m östlich von Schottwien zur Südseite des Tales hinüberschneidet.

Nördlich schließt eine Zone von Verrucanoschiefern und lichten bis grünlichen, bankigen Semmeringquarziten an, die nach A. TOLLMANN der Tattermannschuppe zugezählt werden. Die Semmeringquarzite bilden dabei keinen durchgehenden Horizont sondern nur mehrere Meterzehner mächtige, langgestreckte Züge im Hangenden der Verrucanoschiefer. In dem Quertal westlich Klamm reichen die Semmeringquarzite bis an den Karbonatgesteinszug nach Süden, solcherart schiefwinklig die Verrucanoschiefer zerteilend.

An der Grenze zu den im nördlichen Hangenden folgenden karbonen Gesteinen der Veitscher Decke treten lichte, karbonatführende Serizitschiefer bis bräunlich verwitternde Karbonatquarzitschiefer, Rauhwacken, und, vor allem im Bereich der "Farbgrube" südlich des Kreuzbergsattels, grauer Dolomit auf. Diese Gesteine sollen zur Tattermannschuppe gestellt werden, weil sie als Alpiner Röt, bzw. als zentralalpine Mitteltrias aufgefaßt werden können.

Südwestlich Gloggnitz treten im Südostfuß des Eichberges lichtgraue, z.T. grünliche Serizit-Quarzitschiefer mit einzelnen geröllführenden Streifen auf. Sie werden hier ebenfalls dem Verrucanozug zugeordnet, obwohl sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch eine große Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Silbersberg-Formation festzustellen ist.

Mit typischem Lithospektrum folgt nördlich darüber steil nordfallend das Karbon der Veitscher Decke: Überwiegend dunkelgraue, schiefrige Sandsteine und sandige Schiefer mit reichlich Hellglimmerflitter, kompakte, eher massige Quarzkonglomerate, dunkelgraue Schiefer und kristalline Karbonatgesteine (Magnesit im Verband mit Siderit, Ankerit und Dolomit). Das teilweise intensiv rotbraun verwitterte westlichste Vorkommen dieser Karbonatgesteine in dem Quergraben südlich des Kreuzbergsattels wurde offensichtlich zur Herstellung von Farbe abgebaut. Davon zeugen Stollen und ein Werksgebäude an dieser Stelle, die in älteren Karten auch als "Farbgrube" bezeichnet ist. Südlich K 780 des westlichen Eichbergrückens tritt eine solche Eisendolomitlinse zusammen mit grauen, massigen Quarziten an der Basis der Karbonfolge auf.

Vom westlichen Blattrand bis gegenüber dem Ungarhof im Auebachtal hält die Lamelle der karbonen Veitscher Decke konstant ihre tektonische Position. Östlich davon stellen sich aber Komplikationen ein. Innerhalb der Gesteine der höheren Einheiten der Grauwackenzone sind im südlichen und südöstlichen Fuß des Eichbergrückens westlich Weißenbach ein kleineres, zwischen Weißenbach und Furth ein größeres Vorkommen

karboner Gesteine anzutreffen, die somit aus dem regionalen Streichen staffelförmig nach Norden versetzt erscheinen. Das letztere besteht aus den Karbonatgesteinsmassen der alten Magnesitabbau nördlich Weißenbach und Furth im Verband mit typischen klastischen Gesteinen des Veitscher Karbons und reicht nach Norden bis in den Graben, der vom Riebeckitgneis-Steinbruch Richtung Südosten heraufreicht.

Die Magnesit-Eisendolomitvorkommen des Eichberges, früher intensiv bergbaulich genutzt, bilden einen Kränz von Vorkommen im Liegenden der Blasseneckporphyroidmasse des östlichen Eichberges bei den Koten 818 und 760. Sie wurden bisher als tektonisch in die Anteile der auflagernden Norischen Decke eingequetschte Teile der Veitscher Decke gedeutet. Sie werden von dunklen Schiefen begleitet, die vorläufig der Silbersberg-Formation zugeordnet werden. Ob diese ganze Anlage mit den erwähnten tektonischen Komplikationen des Veitscher Karbonzuges bei Weißenbach und Furth in ursächlichem Zusammenhang steht, etwa durch die Annahme einer Schuppung, ist noch unklar.

Der Hauptanteil des kartierten Gebietes wird, wie oben erwähnt, von den altpaläozoischen Gesteinen der Norischen Decke aufgebaut. Nach den Erkenntnissen der Neuaufnahme in diesem Gebiet läßt sich dieser Bereich in drei tektonische Schuppen untergliedern. Vom Liegenden zum Hangenden sind dies: Die Silbersberg-Schuppe, die Grünschiefer- oder Payerbachgraben-Schuppe und die Blasseneckporphyroid-Radschiefer-Schuppe.

Die liegende Silbersberg-Schuppe wird aus den Gesteinen der Silbersberg-Gruppe aufgebaut. Es sind dies sehr typische Glieder, typisch jedes allein und erst recht im Serienverband. Dazu gehören die Geröll führenden, polymikten, meist auch etwas karbonatischen Phyllite des sog. "Silbersbergkonglomerates", bläulich-graue bis mittelgraue, quarzreiche Schiefer, die nur lokal, wie etwa im Hellgraben bis m-mächtige Marmorlager enthalten, charakteristische basische Metavulkanite (Grünschiefer mit mehrere Millimeter bis Zentimeter großen, dünnen Chlorit-Fischen – vielleicht nach ehemaligen Biotiten oder Pyroxenen – brecciöse Metapyroklastite, teils violettgrau durch hohen Ilmenitanteil, wie etwa zwischen Vöselhöhe und Kotstein, teils durch höheren Chloritanteil grünlich wie gegenüber Ungarhof im Auebachtal), und der Riebeckitgneis mit seinen bekannten Vorkommen bei Gloggnitz und im oberen Teil des Seitengrabens des Payerbachgrabens zwischen Vöselhöhe und Kotstein.

Mit häufig geröllführenden Phylliten ist die Silbersberg-Schuppe direkt über der Veitscher Decke in der Südflanke des Kreuzberg-Eichberg-Rückens als dünner, höchstens bis 20 m mächtiger Zug nur im Bereich zwischen Schottwien und Ungarhof angetroffen worden und dürfte sonst fehlen oder durch weniger charakteristische Glieder vertreten sein. Unter den höheren Einheiten tauchen die Anteile der Silbersberg-Schuppe mit größerer Verbreitung im Nordhang des Eichbergrückens zwischen der Vöselhöhe im Westen und Gloggnitz im Osten auf.

Über der Silbersberg-Schuppe folgt ein Phyllonit-Horizont mit einer Reihe von Kristallingesteinsschollen, die vor allem in der Südflanke des Kreuzberg-Eichberg-Rückens auftreten und wenige Meterzehner mächtig werden können. Sie bestehen vorwiegend aus stark zerschertem und phyllonisiertem Paragneis und Glimmerschiefer, daneben auch aus Amphibolit und lokal

aus Serpentin und bilden die westliche Fortsetzung des Kristallins von Schlöglmühl-Vöstenhof. Das kleine, von H.P. CORNELIUS (1952, S. 37) erwähnte Serpentin-vorkommen nordöstlich Kobermannsberg konnte wieder gefunden werden; es zeigt sich, wie es auch CORNELIUS beschrieb, nur in Form von Hangschutt. Serpentin-Rollstücke in der Straßenböschung nördlich von Klamm zeigen in dem Hangbereich darüber ein weiteres Serpentin-vorkommen in dieser tektonischen Position an. Im Felssockel der Terrasse des Mühlhofes nördlich Küb stehen im Bereich des Gutshofes Mühlhof Amphibolite an, die in der streichenden Fortsetzung der Amphibolite im Fuße des Kohlberges bei Schlöglmühl liegen und daher wohl auch dieser Kristallinlamelle zugezählt werden können.

Ob man nun diese Kristallin-Schollen mit den Phylloniten in welchen sie auftreten als ein eigenes tektonisches Element betrachtet, sie entweder der höheren Grünschiefer-Schuppe oder der tieferen Silbersberg-Schuppe zuordnet, sie markieren jedenfalls einen tektonischen Horizont. Aus Gründen, die ich bereits in meinem Kartierungsbericht aus dem Vorjahr dargelegt habe, stelle ich diesen Horizont von Kristallingesteinen zur liegenden Silbersberg-Schuppe als die kristalline Basis einer hier invers liegenden Folge. Die begleitenden Phyllonite nach Grünschiefern und Grauwackenschiefern stellen die eigentliche Bewegungsfuge dar.

Darüber folgt die Grünschiefer-Schuppe, die vor allem im Bereich des Payerbachgrabens, also in dem Dreieck Reichenau – Totenberg – Küb die größte Verbreitung besitzt. Es sind dies vorwiegend aus Chlorit und Albit zusammengesetzte Allerwelts-Grünschiefer mit örtlich starken Schwankungen in den Mengenverhältnissen der beteiligten Minerale. Einschaltungen von Serizit-Chlorit-Quarz-Phylliten stellen Übergangstypen zu Grauwackenschiefern dar. Die Spitze des Kotstein wird durch massige, mittelkörnige Epidot-Chlorit-Hornblende-Plagioklas-Felse aufgebaut, die wohl als stark veränderte Metadiorite oder Metagabbros zu interpretieren sind. Zwischen Küb und dem nördlichen Ende des Grabens westlich Kotstein ist innerhalb dieser Grünschiefermasse ein mittelsteil nordfallender Zug von phyllonitartigen Serizit-Chlorit-Quarz-Phylliten mit mächtigeren, kiesdurchstäubten Quarzmobilisaten eingeschaltet, der möglicherweise einen schuppeninternen Bewegungshorizont markiert. Die Grünschiefer-Schuppe überlagert im Bereich Kreuzbergsattel – Vöselhöhe – Kotstein die tieferen Einheiten mit einem weitgespannten, gegen Westen axial abtauchenden Gewölbe. Östlich des Kreuzbergsattels dünnt die Grünschiefer-Schuppe rasch aus und ist nur mehr im Südfuß des Kobermannsberges und östlich des Bahnhofes Klamm-Schottwien feststellbar. Ob das Grünschiefer-Vorkommen im Hang nordwestlich Weißenbach zur Silbersberg-Schuppe oder zur Grünschiefer-Schuppe zu zählen ist, ist unsicher.

Daß die Auflagerungsfläche des Blasseneckporphyroids diskordant die unterlagernden Einheiten abschneidet, wurde seit H.P. CORNELIUS schon mehrfach festgestellt und damit auch eine Bewegungsfläche an der Basis des Blasseneckporphyroids abgeleitet. Im vorliegenden Aufnahmegebiet liegt die Porphyroidmasse des Kobermannsberges nur zum Teil auf Anteilen der Grünschiefer-Schuppe; die Porphyroidmasse des östlichen Eichberges bei K 818 und K 760 liegt dagegen direkt und zur Gänze der Silbersberg-Schuppe auf, ohne Zwischenschaltung der Grünschiefer-Schuppe.

Nördlich der Talenge zwischen Reichenau und Payerbach folgt nördlich einer markanten Felskulisse aus Grünschiefern ein steilstehender etwa 100 m mächtiger Blasseneck-Porphyr. An ihn schließen im Norden streifenweise Lydit führende Radschiefer an. Die Untergrenze dieser oberen Teilschuppe der Grauwackenzone schneidet im südlichen Ortsbereich von Reichenau zur südlichen Talseite.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen

Von ALEXANDER TOLLMANN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Schlußbegehung im Semmeringgebiet für die geologische Karte Blatt 105 Neunkirchen beschränkte sich auf die Revision der Grenzzone zwischen Unter- und Mittelostalpin im Raum Klamm, die Prüfung tieftriadischen Detailprofilen am Gr. Otter-SE und Hintertotter-W und die Einholung von Kalk-Lösproben zur Crinoiden-Untersuchung aus dem Anis und Rhät.

Das Mittelostalpin im Raum um Klamm ist aus tektonischen Gründen auf eine nur sehr schmale Zone zwischen dem Semmeringsystem und der Grauwackenzone reduziert, stark ausgequetscht und zerrissen. Dabei sind die Schichtglieder aus dem bloß erhaltenen Permoskyth und der tiefen Mitteltrias durch Eisenvererzung mehrfach stark betroffen (vgl. aufgelassener Stollen und Aufbereitungsgebäude vom Jahr 1937 im Wald in 770 m Höhe oberhalb der Bahn S Kreuzberg im Quarzitschiefer), sodaß namentlich die unteranische Rauhwacke und der damit verbundene tiefanische mittelgraue Dolomit oft schwer als solcher zu erkennen sind. Im Kessel oberhalb der Bahnlinie SE Kreuzberg zieht z. B. in 780–800 m Seehöhe ein solcher tiefanischer vererzter Dolomit in WNW–ESE-Richtung dahin, der noch von Resten typischer ocker Rauhwacke begleitet ist und den Oberrand des Mittelostalpins gegen die darüber folgenden Karbonschiefer einnimmt.

Wiederum anders ausgebildet ist das äquivalente unteranische Rauhwacken-Niveau 2,2 km E zu S davon, nördlich von Aue, knapp unter der Bahnlinie: hier sind in dem mittelostalpinen Streifen über dem Rötenschiefer in einer Straßenkehre, horizontal lagernd, kräftig vererzte, stark brekziöse Rauhwacken untypischer Art aufgeschlossen, in deren streichender östlicher Fortsetzung sich aber in 300 m Entfernung die gewohnten, ocker verwitternden unteranischen Rauhwacken, Schrofen bildend, einstellen. Wiederum markieren sie hier die Grenze des Mittelostalpins, durch Karbon der Unteren Grauwackendecke unmittelbar überlagert.

Erwähnenswert ist ferner der Oberrand des Unterostalpins am Ostende des Muschelkalk-Wandzuges vom Klamm. Im Tälchen unmittelbar NE der Straßenbrücke in Schottwien am Ostrand des Adlitzgrabens trifft man über dem mächtigen Aniskalkzug, mittelsteil nordfallend, zunächst einen mittelgrauen, nicht unbedeutenden Unteranis-Dolomit, darüber eine ebenfalls mächtige ocker verwitternde Rauhwacke und dann gut geschichteten skythischen Semmeringquarzit. Dieser zeigt mit seinem ss 050°/33° ein schräges internes Streichen gegenüber den regional W–E hinziehenden

Gesteinsgrenzen, auch gegenüber dem darüber folgenden permischen Alpenen Verrucano, mit dem die mittelostalpine Schuppe bei Klamm einsetzt. Es zeigt sich also, daß hier das Unterostalpin gegen oben hin mit dem Rest eines Verkehrsschenkels einer Falte endet, was bei dem intensiven Großfaltenbau in dieser Region nicht Wunder nimmt. Auch in anderen Abschnitten nördlich des Adlitzgrabens endet das Semmeringsystem mit verschiedenen umfangreichen Resten einer solchen verkehrten Serie. Die Diskordanz des Semmeringquarzits gegen den Alpenen Verrucano hin gibt lokalen Hinweis auf die Grenzziehung gegenüber der damit einsetzenden nächsten, wiederum aufrecht lagernden Einheit („Tattermann-Schuppe“).

In mehreren Rhätalkvorkommen wurden Lösproben zur möglichen Gewinnung von Crinoiden genommen; als hoffigste Punkte wurden die Abschnitte SW vom Eselstein (E von Myrthengraben), im Gebiet des ehem. Krenthaler Steinbruchs NW von Göstritz im Gehänge E von Göstritz und schließlich in Raach selbst erachtet. In den drei erstgenannten Lokalitäten wurden bei der Probenahme bereits makroskopisch Trochiten von *Isocrinus bavaricus* (WINKLER) angetroffen.

Als interessant für die Suche nach Crinoiden im Anis erwiesen sich Proben von einem von Dolomitschlieren durchzogenen dünnplattigen Kalk, der in großen Platten an der neuen Forststraße rund 500 m SW vom Sonnwendsteingipfel dzt. erschlossen ist. Bereits im Felde sind Trochiten verschiedener Stilregionen von *Dadocrinus gracilis* (BUCH) erkennbar, sodaß die Lösung einer größeren Materialmenge gutes Fossilmaterial verspricht.

Inzwischen ist während der Drucklegung dieses Berichtes die Crinoiden-Studie aus dem Semmeringsystem, gemeinsam mit E. KRISTAN-TOLLMANN ausgeführt, erschienen (Jb. Geol. B.-A., 133/1, 89–98, 1990).

Blatt 106 Aspang

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt Aspang 106

Von GERHARD FUCHS

Im Anschluß an die vorjährigen Kartierungen wurden die westlich des Pittentales gelegenen Blattanteile aufgenommen. Damit wurde der Westteil des Scheiblingkirchner Fensters und dessen Umrahmung kartiert.

Wie im Bereich von Witzelsberg finden sich auch westlich davon im Gebiet zwischen Hafning und Kirchau größere und kleinere Schollen von Semmering-Quarzit. Diese schwimmen in den Glimmerschiefern der Grobgnais-Serie, in welche sie offensichtlich aus dem Liegenden eingeschuppt wurden. Weite Bereiche dieses Gebietes sind von tertiärem Blocklehm bedeckt (Thann – Witzelsberg – Hafning).

Die Gesteine des Scheiblingkirchner Fensters treten bei Scheiblingkirchen auf die W-Seite des Pittentales über. Wieder finden wir die inverse Abfolge von Semmering-Quarzit über der Karbonatfolge. Im untersten Haßbachtal ist der Semmering-Quarzit in Einzelschollen zerlegt, S des Tales abgesehen von zwei kleinen Linsen, gänzlich verdrückt. Die Karbonate

sind im Gebiet SW Warth-Leiding mächtig entwickelt. Noch weiter südlich bauen sie den Kulmriegel auf. In der S-Flanke dieses Berges lagern einige Schollen von Semmering-Quarzit den Karbonaten auf. Im Bereich Eben E – Kunzgraben bildet der Semmering-Quarzit einen geschlossenen Zug im Hangenden der Karbonatfolge. Er wird seinerseits von z.T. konglomeratischen Schiefen und Porphyroiden des Verrucano überlagert, worauf Hüllschiefer folgen. Zwischen Eben und Himberg finden sich in den Schiefen eingeschuppt größere Schollen von Semmering-Quarzit mit Fetzen von Verrucano. Sie liegen in der achsialen Fortsetzung des gegen WSW abtauchenden Scheiblingkirchner Fensters. Gegen S tauchen die Fenstergesteine Karbonate, Quarzit und Verrucano im S-Gehänge des Kunzgrabens unter die Hüllschiefer. Einförmige Glimmerschiefer bauen das weite Gebiet W Grimmenstein – Hohegg – Feistritz auf. Nur SW Grottendorf findet sich in ihnen eine unbedeutende Intrusion von Grobgnais.

E des Pittentales wurde die Kartierung des Scheiblingkirchner Fensters mit dem Bereich Petersbaumgarten – Hütten abgeschlossen. Die Glimmerschiefer, die den Kern des Fensters bilden, verschwinden S von Petersbaumgarten unter den Karbonatgesteinen. Diese tauchen bei Hütten im untersten Raintal gegen SE ab. Sie werden von schollig zerlegten Semmering-Quarziten überlagert (Raintal, W Bernreith). Im Raintal und bei Bernreith finden sich über den Semmering-Quarziten, z.T. aber auch in direktem Kontakt mit den Karbonaten, konglomeratische Schiefer und Porphyroide des Verrucano. Auch dieser ist anscheinend in zwei größere Körper zerlegt. Es ist interessant, daß Verrucano nur am S- und SW-Rand des Scheiblingkirchner Fensters auftritt.

Einförmige Hüllschiefer umrahmen das Fenster auch im Gebiet Grimmenstein – Kienegg – Kaltenberg. Gelegentlich ist in ihnen eine gewisse Quarz-Mobilisation und Albitporphyroblastenbildung festzustellen.

Auch die diesjährigen Aufnahmen haben die Erfahrung bestätigt, daß der unterostalpine Deckenbau in späteren Einengungsphasen weiter deformiert wurde. Dabei wurden die Semmering-Quarzite, z.T. auch die Karbonate oder der Verrucano schollig zerlegt und in die Hüllschiefer eingeschuppt. Gelegentlich kam es auch zu S- oder quer zum Streichen gerichteter Verschuppung.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 106 Aspang

VON ALFRED PAHR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmearbeit im Jahre 1989 diente vor allem dazu, Kartierungslücken nordwestlich Kirchschatz (Raum Thomasdorf – Gehring – Ransdorf), östlich Krumbach (Lindenhof – Ganzenriegel – Tanzler – Zöberntal), südwestlich Krumbach (Seisbühel – Kraxenberg – Heißenberg) sowie östlich und südlich von Zöbern zu schließen.

In der Südwestecke des Kartenblattes wurde nach Norden bis zur Linie Feigelwirt – In der Au kartiert.

Im Raum Thomasdorf ist der Rücken östlich des obersten Reißbachtals zum größten Teil aus Grobgnais aufgebaut, nur im Bereich von Oberaigen sind kleinere Hüllschieferbereiche vorhanden.

Nördlich Tiefenbach erstreckt sich ein ausgedehnter Komplex biotitreicher Phyllite bis Biotitgneise mit eingelagerten Amphibolitlinsen. Sie sind im Süden durch den Arbesbach, weiter nördlich in einem Streifen von der Kapelle Pkt. 736 im Westen bis gegen Thal nach Osten aufgeschlossen. Die tektonische Zuordnung dieser Gesteine muß vorläufig offen bleiben (Wechsel- oder Grobgnaisheit). Die petrologische Untersuchung dieser Gesteine ist im Gange.

Auf den genannten biotitreichen Gesteinen liegt eine (vermutlich) postvariszische klastische Serie: An der Basis grobes Konglomerat (Quarz- und Gneisgerölle in chloritischer Matrix), nach oben zu treten Meta-Arkonen und -Sandsteine auf.

Diese Gesteine, die infolge der alpidischen Metamorphose oft im Handstück (parallel zur Schieferungsfläche) Glimmerschiefern sehr ähnlich sein können (erst der Querbruch zeigt das klastische Gefüge), setzen sich gegen Nordwesten bis gegen Wiesleck fort, wo Porphyrmaterialschiefer (Wetterkreuzriegel) bzw. Porphyroid (Ebenhofer Höhe) damit verbunden sind.

Dieser Komplex ist von Süden her (Tiefenbach – Straß) von Grobgnais überschoben, während er im Norden (Pkt. 736 – Nestgraber – Thal) von diesem unterlagert wird. Wir haben hier ähnliche tektonische Verhältnisse wie am Nordrand einiger Fenster von Wechselgesteinen im Nordostsporn der Zentralalpen.

Einige Schwierigkeiten bildet die Abgrenzung der Krumbacher Schichten gegen die angrenzenden Kristallinbereiche: Infolge der großen Mobilität der (groben) Gerölle sind diese oft weitverbreitet in Rinnen und Gräben zu finden und täuschen so in dem sehr aufschlußarmen Gelände größere Verbreitung vor, als ihnen zukommt.

Im Bereich südlich Zöbern reichen beiderseits des Schlager Baches zwei Lappen der (mittelostalpinen) Siegrabener Serie (vorwiegend Amphibolit mit und ohne Granat), nördlich von Pichl auch Metaperidotit enthaltend, noch auf das Kartenblatt.

In der südwestlichen Ecke des Blattes sind Sinnersdorfer Schichten weit verbreitet (Hartberg 888 m – Stübbegg). Ein größerer Bereich kristalliner Gesteine (Wechsel-Albitgneis, Hüllschiefer + Grobgnais) ragt im östlichen Bereich von Knolln durch das Tertiär, östlich des Feigelwirt sind kleinere Vorkommen von Grobgnais bzw. Amphibolit durch den Bau der Wechsel-Autobahn erschlossen worden.

stein und im Süden von der rezenten Talaue begrenzt. Im Osten wurde die linke Seite des Höttinger Grabens und der Raum bis St. Nikolaus bearbeitet.

Das oberostalpine Festgestein baut sich überwiegend aus triadischen Karbonaten auf und beeinflusst lokal die Petrographie der Terrassenschotter, aber auch die der Moränen. Ansonsten überwiegt das Innspektrum in den quartären Sedimenten.

Die älteste quartäre Ablagerung stellt die Höttinger Breccie dar. Sie wurde im Mindel-Riß-Interglazial geschüttet und kommt in dem bearbeiteten Gebiet im westlichen Teil über Allerheiligen als weiße, im Höttinger Graben als rote Breccie vor. Die obersten Bänke können stark aufgelockert sein. Sie wird von Terrassensedimenten oder Grundmoräne überlagert.

Die dem Festgestein und der Höttinger Breccie aufliegenden Reste des ehemals durchziehenden Terrassenkörpers können teilweise nur mehr morphologisch ausgeschieden werden. Die Terrassenablagerungen sind generell gut gerundet, nur die lokalen Gerölle sind oft nur kantengerundet. Teilweise sind die Schotter konglomeriert. Es treten fluviatile Schüttungen auf, die mäßig sortiert sind und typische fluviatile Strukturen (Imbrikation, etc.) aufweisen. Nach Osten sind sie durch die lokalen, aus den größeren Gräben verursachten Schüttungsrichtungen beeinflusst und fallen leicht hangauswärts ein. Nördlich und östlich von Sadrach treten gut sortierte, steil einfallende Kiese und Sande in Wechsellagerung auf, die als Deltaschüttungen interpretiert werden können. Feinklastische lakustrine Ablagerungen fanden sich nur in 2 Aufschlüssen (St. Nikolaus und östlich von Sadrach). Es sind dies wechselgelagerte Sande, Tone und Schluffe, die horizontal geschichtet sind und auch Rippellagen aufweisen können. Andere massige Sande finden sich auch in höheren Bereichen, sind dort aber eher fluviatile Bildungen.

Die die Terrassenschotter überlagernde Grundmoräne ist in weiten Bereichen bereits umgelagert. Das Geröllspektrum ändert sich vom Liegenden zum Hangenden. Der kalkalpine Anteil nimmt nach oben hin deutlich zu; in den obersten Partien treten nur mehr vereinzelt kristalline Gerölle auf. Auch der Rundungsgrad der Karbonate nimmt nach oben deutlich ab.

In einigen Bereichen unterscheidet sich diese Kartierung von älteren Arbeiten. Dies ist auf die verschiedenen Aufschlußverhältnisse sowie auf eine veränderte Ansprache der Sedimente, insbesondere einer vorsichtigeren Moränenzuordnung zurückzuführen.

Blatt 122 Kitzbühel

Bericht 1989

**über geologische Aufnahmen
auf Blatt 122 Kitzbühel**

Von HELMUT HEINISCH & ALEXANDER ZADOW
(Auswärtige Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Die im Jahr 1988 begonnenen Diplomarbeiten südöstlich Kitzbühel zwischen Bichlalm, Gebraranken, Berghaus Kelchalm und Oberaurach stehen kurz vor der Fertigstellung. Um ein vollständiges Profil durch die Kitzbüheler Grauwackenzone zu erhalten, wurden

Blatt 118 Innsbruck

Bericht 1989

**über geologische Aufnahmen
des Gebietes zwischen Kerschbuchhof
und Höttinger Graben
auf Blatt 118 Innsbruck**

Von MECHTHILD SUTTERLÜTTI
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das bearbeitete Gebiet beginnt am westlichen Rand des Kartenblattes 118, wird im Norden vom Festge-

die Aufnahmen in den nördlich anschließenden Abschnitt zwischen Lachtal Grundalm, Karstein und Fieberbrunn ausgedehnt. Ziel ist die Gesamtdarstellung des tektonischen Großbaus der Nördlichen Grauwackenzone bis zur winkeldiskordanten Überlagerung durch die Postvariszische Transgressionsserie.

Neu begonnen wurde mit Arbeiten im Grenzbereich zwischen Nördlicher Grauwackenzone und Innsbrucker Quarzphyllit am SW-Rand des Kartenblattes (Aufnahme-Maßstab 1 : 10.000). Im Vordergrund des wissenschaftlichen Interesses stehen hier strukturelogische Gefügekundliche Untersuchungen. Es ist die Fortsetzung des vom Nachbarblatt Zell a. See bekannten Schuppenbaus im Grenzbereich Ostalpin/Penninikum zu klären, ebenso die Art des Kontaktes zwischen Utendorfer Schuppenzone und dem als Unterostalpin geltenden Innsbrucker Quarzphyllit. Hinzu tritt die Problematik der als Mittelostalpin angesehenen Steinkogelschiefer und Kellerjoch-Augengneise (Schwazer Augengneise). Im fraglichen Grenzbereich wurden zwei Diplomkartiergebiete neu vergeben und von den beiden Autoren jeweils eigene Aufnahmen durchgeführt.

Lithologische Gliederung im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone – Innsbrucker Quarzphyllit – Penninikum

Grundsätzlich sind die tektonischen Einheiten hier durch kontinuierliche Übergänge und/oder komplexe Schuppenzonen miteinander verbunden. Aus der Kartierung ließ sich von N nach S folgende Zonengliederung ableiten, die als Grundgerüst für die Gesteinsbeschreibung verwendet wird:

- Nördliche Grauwackenzone (NGZ)
- Schuppenzone NGZ/Innsbrucker Quarzphyllit
- Innsbrucker Quarzphyllit und enthaltene Kristallinspäne – Penninikum

Nördliche Grauwackenzone

Auf engem Raum sind fast alle aus dem Zentralbereich der NGZ bekannten Gesteine vertreten (vgl. HEINISCH & SCHLAEGEL, 1987, 1988, 1989). Den größten Anteil stellen Siliciklastika dar, die aus der üblichen Wechselfolge von Metasandsteinen, Metasiltsteinen und Tonschiefern bestehen. Meist sind noch sedimentäre Reliktgefüge erhalten. Weiter finden sich dunkelgraue Kalkmarmore (ungefaltet und kataklastisch deformiert, im Gegensatz zum Verhalten ihrer Schuppenzonen-Äquivalente) und Dolomitmarmore. Auch eine reiche Vielfalt von basaltischen Metavulkaniten tritt auf (Metagabbros, Metabasalte, Tuffe, Tuffite).

Schuppenzone NGZ/Innsbrucker Quarzphyllit

Der Übergang zu einer höher metamorphen, bunten Gesteinsfolge vollzieht sich innerhalb weniger Zehnermeter. Es wurden folgende Gesteine auskartiert:

- Schwarzphyllit/Graphit-Glimmerschiefer
Schwarze bis dunkelgraue graphitische Phyllite bilden die Matrix der Schuppenzone. Mit zunehmender Korngröße (Quarz, Glimmer) gehen die Gesteine in Graphit-Glimmerschiefer über. Der Anteil von hellen Quarzbändern und -mobilisaten ist deutlich geringer als im Quarzphyllit.
- Serizitquarzit
Der dm-gebante, weiß-grau gebänderte Quarzit zeigt Übergänge zu Quarzitschiefer. Er kommt konkordant im Schwarzphyllit in mehreren Linsen und

Bändern vor. Quarz-Rods bilden gut ausgeprägte Lineationen.

- Dolomitmarmor
Es treten ovale bis langgestreckte Späne von Dolomitmarmoren auf. Der weiße bis hellgraue Marmor reagiert im Gegensatz zu benachbarten Kalkmarmoren auf Beanspruchung spröde.
- Kalkmarmor
Kalkmarmore treten einerseits in unmittelbarer Nachbarschaft zu den Dolomitmarmoren auf (Typ A). Fließgefüge, duktile Falten und eine wesentlich schwächere Klüftung zeigen ein im Gegensatz zu den Dolomitmarmoren plastisches Deformationsverhalten an. Zum anderen kommen Lagen und dünne Bänke in Glimmerschiefern und Kalkphylliten vor (Typ B). Der hell- bis mittelgraue Kalkmarmor ist im cm-Bereich gebändert und stets leicht quarzhaltig.
- Kalkphyllite/Kalkglimmerschiefer
Es handelt sich um dunkelgraue, feinkörnige Schiefer mit mm-dünnen, beige-grauen Karbonat-Lagen. Einschaltungen von Kalkmarmor-Bänken sind häufig. Die Gesteine liegen konkordant im Schwarzphyllit. Variable Glimmer-Korngrößen lassen in Teilbereichen die Bezeichnung „Kalkglimmerschiefer“ zu.
- Glimmerschiefer
Es finden sich hell- bis mittelgraue, wenige mächtige Lagen, die mit stärker quarzhaltigen Bereichen wechsellagern (Biotit < 0,5 mm; Hellglimmer < 1,5 mm). In einzelnen Zonen herrscht Chlorit vor.
- Chlorit-Calcit-Schiefer
Er tritt in geringmächtigen Lagen und Linsen auf. Auffallend sind seine hell- bis mittelgrüne Farbe und seine glänzenden, dicht mit Chlorit besetzten Schieferungsflächen. Der Wechsel zwischen chloritreichen Lagen und Bereichen mit überwiegend Hellglimmer u. Quarz erfolgt im mm-Bereich. Dünne, grau-beige Calcitlagen sind stets zwischengeschaltet.
- Grünschiefer/Prasinite
Sie bilden aufgrund ihrer Verwitterungsbeständigkeit morphologisch hervortretende Rücken. Es werden Mächtigkeiten bis 180 m erreicht. Ihre oliv- bis dunkelgrüne Farbe wechselt bei Verwitterung in Schwarzgrün mit rotbraun oxidierten Krusten. Dünne Epidot-Bändchen und vereinzelte Karbonat-Adern zeichnen eine isoklinale Faltung nach. Stellenweise ist ein enger Verband mit Chloritschiefern nachweisbar.

Innsbrucker Quarzphyllit und enthaltene Kristallinspäne des „Mittelostalpins“

- Quarzphyllit
Die mittel- bis dunkelgrauen Quarzphyllite und Serizit-Schiefer haben eine hellgraue bis rötlich-braune Verwitterungskruste. Eine engständige Schieferung mit S-C-Gefügen bestimmt das Gesteinsgefüge. In Form eines metamorphen Lagenbaus wechseln glimmerreiche Domänen mit retrograden Serizit- und Hellglimmertapeten mit mehr quarzbetonten Domänen ab. Quarz bildet sowohl dünne mm-Bändchen als auch bis dm-mächtige, mehrfach isoklinal gefaltete und boudinierte Linsen. Asymmetrische Klaster können zur Schersinnbestimmung herangezogen werden. Stellenweise ist ein erhöhter Chloritgehalt feststellbar.

- Schwarzphyllit
Innerhalb des Quarzphyllits sind Übergänge zu Schwarzphyllit bzw. Graphit-Glimmerschiefer im m- bis dm-Bereich häufig; eine dunklere Färbung und eine Reduzierung der dünnen Quarz-Lagen bei etwa gleichbleibender Anzahl an Quarz-Linsen unterscheiden den Schwarzphyllit vom helleren Quarzphyllit.
- Serizitquarzit
Mächtiger Serizitquarzite wurden extra auskartiert, wobei alle Übergänge zu Quarzphyllit vorhanden sind. Die weißen bis leicht bräunlichen Quarzite können im E-Teil der kartierten Gebiete (vgl. A. Zadow) in Quarzit-Schiefer übergehen.
- Steinkogelschiefer
Es handelt sich im Vergleich zum Quarzphyllit um gröber kristalline Glimmerschiefer bis quarzreiche Glimmerschiefer. Einzelne Glimmer-Individuen bis 2 mm Korngröße sind sichtbar; Hellglimmer dominiert, untergeordnet ist auch Biotit vertreten. An einigen Stellen sind makroskopisch fragliche Granatreliekt erkennbar. Der Anteil an welligen, serizitbelegten Diaphthoresflächen und Scherbändern ist im Vergleich zum Quarzphyllit deutlich geringer. Insgesamt sondern die Gesteine daher plattiger ab. Die Randbereiche zeigen fließende Übergänge zum Quarzphyllit (Zunahme der Diaphthoresflächen pro Volumeneinheit).
- Augengneise
Metermächtige, graue Gneislagen mit metamorpher Bänderung und ebenflächiger Schieferung sind lokal dem Steinkogelschiefer zwischengeschaltet. Sie führen in wechselnder Anzahl Kalifeldspat-Augen (Korngröße max. 2 cm). Kräftige Scherdeformation zerstört in den Randbereichen die Augentexturen und erschwert damit die Unterscheidung von den Paragneisen.

Penninikum

- Schwarzphyllit/Graphit-Glimmerschiefer
Schwarze bis dunkelgraue graphitische Phyllite treten im Wechsel mit Serizitquarziten auf. Die Gefüge-Entwicklung im Zuge ansteigender Metamorphose leitet kontinuierlich zu Graphit-Glimmerschiefern über.
- Serizitquarzit
Die Gesteine umfassen eine innige Wechsellagerung zwischen reinen Quarziten, Serizit- und Glimmerquarziten, dünnen Phyllit- bis Glimmerschieferlagen und Schwarzphylliten. Die Entwicklungen können über 100 m mächtig werden und sind lithologisch identisch mit permoskythischen Basisfolgen des Penninikums.
- Kalkmarmor
Grobkristalline, weiße bis graue Kalkmarmore treten als diskrete Bänder, meist umgeben von Kalkglimmerschiefern auf. Sie wurden exemplarisch ab einer Mächtigkeit von 5-10 m ausgeschieden.
- Kalkphyllite/Kalkglimmerschiefer
Dünne Phyllit- bis Glimmerschieferlagen wechseln im mm- und cm-Bereich mit Kalkmarmor-Bändern. Die Übergänge zu kalkfreien Phylliten bis Glimmerschiefern sind fließend.
- Grünschiefer/Prasinite
Die blaugrünen Lagen haben im betrachteten Bereich nur geringe Mächtigkeiten. Es überwiegen Chloritschiefer, die aufgrund ihrer Verzahnung mit

Metasedimentiten wohl ehemalige Tuffe bzw. Tuffitlagen darstellen.

Problematik der Grenzziehung zwischen den tektonischen Groseinheiten

Grenze NGZ gegen Schuppenzone

Der Südrand der NGZ besteht hauptsächlich aus Tonschiefern bis Phylliten. Diese sind nahezu identisch mit den Schwarzphylliten der anschließenden Schuppenzone. Die Grenzziehung erfolgt damit hauptsächlich aufgrund der zunehmenden Deformation und ansteigenden Metamorphose. Eine wahrscheinliche Verschuppung von Tonschiefer, Phyllit und Glimmerschiefer erschwert die Grenzziehung zusätzlich. Während Grüngesteine aus der NGZ mit denen der Schuppenzone makroskopisch identisch sind, lassen sich die Marmore relativ gut unterscheiden (s.u.).

Grenze Schuppenzone/Innsbrucker Quarzphyllit

Eine perlschnurartige Aufreihung von Dolomit-Linsen erlaubt die Festlegung der Mindestbreite der Schuppenzone nach unten. Die Obergrenze des Quarzphyllits in normaler Ausbildung ist ebenfalls eindeutig festzulegen. Dazwischen liegen Schwarzphyllite, innerhalb derer die Grenze verlaufen dürfte. Schwarzphyllite der Schuppenzone sind lithologisch weitgehend mit Schwarzphyllit-Lagen innerhalb des Quarzphyllits identisch. Der Quarz-Gehalt schwankt im Grenzbereich sehr stark. Makroskopisch lassen sich kaum Unterschiede in Art und Intensität der Deformation finden. Ein Dünnschliff-Profil ist in Vorbereitung.

Grenze Innsbrucker Quarzphyllit/Mittelostalpin

Kontinuierliche Gefüge-Entwicklungen zwischen Quarzphyllit, Steinkogelschiefern und Augengneisen stellen die bisher vorherrschende Lehrmeinung einer eigenständigen „Mittelostalpinen Ferndecke“ in diesem Bereich in Frage. Der Innsbrucker Quarzphyllit umgibt die Steinkogelschiefer sowohl im tektonisch Liegenden als auch im tektonisch Hangenden. Das bisherige Konzept der ostalpinen Deckengliederung ist daher nicht geeignet, den tektonischen Bau der Kartiergebiete zu erklären.

Arbeitsgebiet Roßgruberkogel – Resterhöhe – Mühlbach – Wetterkreuz

(S. STOCK & J. AIGNER)

Die aneinander angrenzenden Kartiergebiete erfassen die eben beschriebenen Grenzbereiche. Entsprechend komplex sind die Abgrenzungsprobleme. Die Feldkarten werden daher nach Vorliegen der Dünnschliffdaten eine deutliche Modifikation erfahren.

Nördliche Grauwackenzone

Im Nordteil der Kartiergebiete, zwischen Roßgruberkogel und Resterhöhe, stehen zweifelsfrei Gesteine der NGZ an. Den plattig absondernden Siliciklastika (Wildschönauer Schiefer) sind vor allem im Umkreis der Resterhöhe reichlich Metagabbros, Metabasalte und Vulkanitschiefer (metamorphe Tuffe und Tuffite) zwischengeschaltet. Nach Geländekriterien wurden die Siliciklastika der „Löhnersbach-Formation“ zugewiesen. Ein Fund einer Mikrokonglomeratbank im Gebiet der Erschließ-Hochalm weist allerdings auf eine bereichsweise Ausbildung von „Schattberg-Formation“ hin. Die Gesteinseinheiten der NGZ streichen im wesentlichen WNW-ESE und fallen zwischen 20° und 60° nach NNE

ein, wobei die flacheren Einfallswerte hauptsächlich in Gratnähe auftreten und wohl durch Hangtektonik bedingt sind.

Innsbrucker Quarzphyllit

Der Übergang zum Innsbrucker Quarzphyllit vollzieht sich im Hangbereich des Mühlberg-Mähders. Der Grenzbereich ist durch eine Vielzahl an Grüngesteinszügen unklarer Zuordnung geprägt. Gute lithologische Marker liefern carbonatische Schiefer (Kalkphyllite) und Megaboudins von Dolomitmarmoren (z.B. Bereich der Erlschlif-Hochalm und östlich der Platthütte). Die Stellung der carbonatischen Schiefer und der Dolomitmarmore ist nach dem jetzigen Stand der Kartierung unsicher, eine Zuordnung zur NGZ scheint aber durchaus sinnvoll.

Der liegend folgende Innsbrucker Quarzphyllit nimmt das gesamte Mühlbachtal und weite Teile des Wetterkreuz-Nordhangs ein. In den monotonen Quarzphylliten wurden bei Perill chloritreiche Grünschiefer-Züge auskartiert.

Die Gesteine streichen WNW-ESE und stehen zu meist saiger. Im Grenzbereich zur NGZ tritt eine Verflachung des Einfallens auf.

Steinkogelschiefer

Im Gratbereich um das Wetterkreuz war trotz sehr schlechter Aufschlußverhältnisse die Abgrenzung einer vermutlich flach aufliegenden Abfolge von Steinkogelschiefern möglich. Die Übergänge zu Quarzphylliten sind fließend.

Penninikum (?)

In der Mühlbachschlucht nordwestlich des Ortsendes von Mühlbach und beim Wh. Geisl findet sich ein auffälliger Kalkmarmorzug, der von Kalkphylliten, Grünschiefern und Gneisen begleitet wird. Durch eine Änderung in der Streichrichtung verschwinden diese vermutlich dem Penninikum zuzurechnenden Gesteine bereits bei Stallberg-Brenner wieder unter der Talfüllung der Salzach.

Quartär

Der weitaus größte Teil der Kartiergebiete ist von quartären Bildungen bedeckt. Es handelt sich bis zu einer Höhe von 1200 m bis 1400 m um umgelagertes Moränenmaterial. Verdichtete Grundmoräne konnte bisher nur am Weg vom Mühlbach zum Mühlberg-Mäher nachgewiesen werden. Des öfteren bilden Eisstausedimente, z.T. Fein- bis Mittelsande, aber auch schräggeschichtete Deltakiese morphologisch gut ausgebildete Terrassen. Oberhalb 1400 m Höhe besteht die Bedeckung hauptsächlich aus Hangschutt.

Den Plattwald durchzieht eine große Zahl an Bergzerreißungen. Das hangparallele Streichen der Foliation prädestiniert sämtliche Flanken des Mühlbaches für Hangbewegungen. Im Umkreis der Resterhöhe verschönern künstliche Schneisen, Trassen und Baugruben für Schnellrestaurants die Landschaft und vereinfachen das Kartieren.

Arbeitsgebiet Wetterkreuz – Bramberg – Mühlbach (H. HEINISCH)

Der nach Süden geneigte Hang zwischen Wetterkreuz und den Talauen der Salzach ist sehr schlecht aufgeschlossen und zeigt deutliche Spuren gravitativer Massenbewegungen. Er beinhaltet geologisch außerordentlich wichtige lithologische Grenzen, deren Verfolgung wegen der genannten Hangbewegungen nur mit

großem Aufwand möglich ist. Das Gesamtbild weicht in wesentlichen Punkten von der in den alten Kartenwerken niedergelegten Darstellung ab:

Im Gipfelbereich des Wetterkreuzes stehen Steinkogelschiefer an, deren metamorphes Lagengefüge eine flache Lagerung andeutet. Die Gesteine sind jedoch kräftig verfaltet und zeigen komplex interferierende Foliationsgenerationen. Daher stimmen stofflicher Lagerbau und die im Gelände meßbare penetrative Hauptschieferung in ihrer Raumlage so gut wie nie überein.

Auf ca. 1500 m Höhe (neue Forststraße) unterlagert südlich ein wenige m mächtiger, bisher unbekannter Augengneiszug die Steinkogelschiefer. Wiederum südlich und im tektonisch Liegenden schließen Quarzphyllite an. Sie sind hinsichtlich des Interngefüges mit Spuren kräftiger duktiler Deformation nicht vom Innsbrucker Quarzphyllit unterscheidbar.

In den tiefsten Hangbereichen (Bramberg, Birkel, Obermühlbach) unterlagern schließlich lithologisch recht bunte Gesteinsassoziationen die Quarzphyllite. Zunächst treten Wechselfolgen aus Serizitquarziten und Schwarzphylliten auf. Zum Liegenden nimmt der Anteil der Schwarzphyllite deutlich zu. Darin sind Kalkphyllite bis Kalkglimmerschiefer, Kalkmarmore (z.B. Wh. Geisl, Felsen unterhalb Birkel), Prasinite und Chloritschiefer (Birkel) eingeschaltet.

Damit besteht lithologisch keinerlei Unterschied zu Sequenzen der Oberen Schieferhülle, etwa vom Fazies-typ der Fuscher Fazies. Der Autor postuliert daher als Arbeitshypothese aufgrund der lithologischen Ähnlichkeiten die Zugehörigkeit dieser Folgen zum Penninikum. Damit verläuft die Suture Ostalpin/Penninikum im Hang nördlich des Salzachtals.

Die Raumlage von Steinkogelschiefern, Augengneisen und Quarzphylliten suggeriert einen Synform-Bau mit nach E aushebender Faltenachse. Die Steinkogelschiefer werden beidseits von Quarzphylliten umhüllt. Ihr Auskeilen nach E ist ohne Dünnschliffdaten nicht befriedigend erfaßbar, entspricht aber im wesentlichen der Darstellung auf den bisherigen Karten. Die Übergänge zwischen allen genannten tektonischen Einheiten (NGZ, nördliche Quarzphylliteinheit, Steinkogelschiefer, Augengneise, südliche Quarzphylliteinheit, Obere Schieferhülle) sind fließend. Eine genauere Grenzziehung wird daher erst nach Auswertung eines orientierten Dünnschliff-Profiles möglich sein, welches den Gesamtbereich in N-S-Richtung quert.

Die starke Angleichung der Gesteine in ihren Gefügemerkmalen wird hier am Südrand der Grauwackenzone offensichtlich durch einen steilen alpidischen Metamorphosegradienten, gekoppelt mit duktiler Verformung, verursacht. Es ist daher aus dem Geländebefund nicht zu entscheiden, wo Deckenbahnen vorlagen oder primäre Gesteinsverbände zu postulieren sind.

Quartär

Der gesamte Hang zwischen Wetterkreuz und Bramberg ist durch Bergzerreißungen, Abrißnischen, Rückfallkuppen und große Bergsturz-Blockhalden gekennzeichnet (z.B. Rutschmasse unterhalb Schelberg). Lokal häufen sich Erratika, die zusätzlich stark ausgeschwemmte Obermoränen-Reste eines Rückzugsstadiums markieren könnten. Sie lagern einem flächenhaften Grundmoränen-Schleier auf. Im Mündungsbereich des Mühlbaches finden sich zwischen etwa 1000 m und 1200 m Höhe Verebnungsflächen, die wir als Eisrand-Terrassen interpretieren möchten.

Arbeitsgebiet Paß Thurn

(A. ZADOW)

Das im Herbst 1989 kartierte Gebiet umfaßt von N nach S folgende Einheiten:

- Nördliche Grauwackenzone
- Schuppenzone NGZ/Innsbrucker Quarzphyllit
- Innsbrucker Quarzphyllit

Nördliche Grauwackenzone

Gesteine der NGZ finden sich in Form von dunkelgrauen bis schwarzen Tonschiefern mit angedeuteter sedimentärer Bänderung im Rettenbach oberhalb des Zusammenflusses mit dem Engbach (nördlich Brennstein).

Als Besonderheit wurde im Engbach eine 3 m mächtige, lateral gut aushaltende Lage von spröde deformiertem und stark gefaltetem Kalkmarmor aufgenommen, der im Gegensatz zu den duktil deformierten Kalkmarmoren der Schuppenzone steht.

Der Übergang NGZ/Schuppenzone nördlich der Linie Brennstein-Unterfilzbach ist nur schwer festlegbar, da im Randbereich immer wieder Einschüppungen von stark glänzenden und makroskopisch stärker deformierten Schwarzphylliten in schwächer deformierten Wildschönauer Schieferen auftreten (s.o.). Eine NNW-SSE streichende steile Störung versetzt den Kontakt bei Oberfilzbach um mindestens 80 m sinistral.

Schuppenzone NGZ/Innsbrucker Quarzphyllit

Der Hauptgesteinstyp der Schuppenzone wird im kartierten Gebiet überwiegend von Schwarzphyllit in seiner für die Region typischen Ausbildung (s.o.) gebildet. Er ist im dm-Bereich inhomogen und geht mit zunehmendem Quarzgehalt, größeren Glimmern und einer weitständigeren Schieferung in einen Graphit-Glimmerschiefer über.

In dieser Matrix liegen perlschnurartig aufgereihte, in WNW-ESE-Richtung gestreckte Megaboudins von massigen Dolomitmarmoren. Die Basis und das Top dieser Späne wird meist von m- bis dm-mächtigen, im Gegensatz zum Dolomit gut gebankten Kalkmarmoren gebildet. Die Zone der Dolomitmarmore läßt sich von südlich Brennstein bis Schachern verfolgen. Möglicherweise handelt es sich hierbei primär um Olistholithe. Während die Dolomitmarmore Spuren von Sprödeformation zeigen, sind die umgebenden Kalkspäne duktil deformiert und geben damit einen Hinweis auf das pT-Regime der Deformation.

Wenige m mächtige Lagen von Serizitquarzit finden sich zwischen dem Rettenbach und Weißenstein konkordant im Schwarzphyllit eingeschaltet. Es bestehen Übergänge zu Glimmerschiefer-Linsen und Quarzitschiefer.

Glimmerschiefer treten als konkordante, maximal 15 m mächtige Schuppen an der Paßstraße westlich und östlich der Rettenbachbrücke und südlich Widholz auf. Eine ca. 1,5 m mächtige Kalkmarmor-Lage befindet sich innerhalb des Glimmerschiefers 200 m SE der Rettenbachbrücke.

Im tektonisch Hangenden des Karbonatzuges – und als Ausnahme E der Abzweigung Paß Thurn/Brennstein im Liegenden – folgen mehrere Prasinit-Züge, die sich lateral bis in das Gebiet von S. STOCK (s.o.) verfolgen lassen. Als exponierte Rücken treten sie gegenüber den Schwarzphylliten morphologisch hervor. Gut geschieferte Bereiche gehen in einen eher massigen Zentralbereich über. Als geringmächtige Lagen und Linsen

sind zwischen Untermosen und Schachern Chlorit-Calcit-Schiefer in die Schwarzphyllite bzw. die Glimmerschiefer eingeschaltet. Ein lokal erhöhter Quarzgehalt führt stellenweise zu 0,5 m mächtigen, weißen Quarzitknauern. Der Karbonatgehalt ist unterschiedlich hoch.

Zwischen den Schwarzphylliten im Bereich der Prasinite sind am Bachprofil bei Unterfilzbach Kalkschiefer aufgeschlossen, die mit mehreren Kalkmarmor-Lagen (<40cm) vergesellschaftet sind. Eine Analogie zu der von SLUITNER (1985) beschriebenen „Kalkmarmor/Phyllit-Wechselfolge“ im Gebiet NE Uttendorf ist zu vermuten.

Innsbrucker Quarzphyllit

Der Bereich südlich der Paß-Thurn-Straße wird überwiegend von monotonem Innsbrucker Quarzphyllit eingenommen. Er bildet eine typisch sanfte Morphologie ohne exponierte Rippen.

Übergänge zu Schwarzphyllit sind häufig (z.B. S Rettenbach). Dieses dunklere, homogenere Gestein wechselt mit hellerem Quarzphyllit im m- bis dm-Bereich. Züge von Schwarzphyllit können lateral meist nicht ausgehalten werden. Hier macht sich der tektonische Bau in Form von stark isoklinaler Faltung, Verschüppung und ± NNW-SSE- bzw. EW-gerichteter Bruchtektonik bemerkbar.

Zum tektonisch Hangenden hin treten im Quarzphyllit konkordante, oft nur dm-mächtige Einschaltungen von Quarzit mit Übergängen zu Quarzitschiefern (Spielbichl) auf. Der Schiefer ist weiß bis leicht bräunlich und hat einen wechselnden Hellglimmer-Anteil.

Nach N in Richtung zur Schuppenzone überwiegt allmählich der Anteil an Schwarzphyllit gegenüber dem Quarzphyllit; die Problematik der Grenzziehung wurde bereits dargelegt (s.o.). Nach dem Geländebefund wurde die Obergrenze des Quarzphyllits zwischen Spielbichl und Stallberg festgelegt.

Quartär und gravitative Massenbewegungen

Umgelagertes Moränenmaterial dominiert in Verebnungsflächen zwischen Geländestufen. Eine stellenweise stärkere Verdichtung des Bodens führt zur lokalen Bildung von Vernässungsflächen (Stallberg, Wildholz, Bach). Bei stärkerer Hangneigung vermischt sich das gerundete Moränenmaterial mit eckigem Hangschutt.

Alluvionen findet man am Ausgang des Rettenbachs, N Schachern und in der tiefreichenden Talfüllung des Salzachtals.

Vergleichsmessungen am Grund und an der Oberkante des stellenweise bis zu 120 m tief eingeschnittenen Rettenbachs ergaben keine signifikanten Änderungen der Streich- und Fallwerte; betrachtet man die starke Rutschungsgefährdung des Materials und morphologische Verengungen des Salzachtals (z.B. bei Grubing), kann ein langsames und tief verwurzeltes Hangkriechen nicht ausgeschlossen werden. Absolutbeträge können aus dem Kartiergebiet heraus jedoch nicht abgeschätzt werden.

Arbeitsgebiet Karstein-Fieberbrunn

(H. HEINISCH)

Zwischen der Fieberbrunner Talfurche und den steilen Felsabbrüchen des Karstein greift die Postvariszische Transgressionsserie weit nach Süden auf die NGZ vor. Der heutige morphologische Anschnitt verläuft sehr ähnlich der Raumlage der postvariszischen Landoberfläche. Daher kommen in tief einschneidenden Bächen (z.B. Trattenbach) die Liegendfolgen der Grau-

wackenzzone zum Vorschein, gefolgt von eindrucksvollen Aufschlüssen der Winkeldiskordanz mit Basisbrekzie. Die Gesteine der NGZ sind zwei verschiedenen tektonischen Einheiten zuzuweisen:

Im Norden, meist von Permosykh verhüllt, tritt eine Einheit aus Siliciklastika (Wildschönauer Schiefer vom distalen Typ) und reichlich Metbasiten (Tuffite, Pyroklastika, Gänge, sehr selten auch Metabasalte) auf. Lithologisch sind diese Abfolgen daher der auf Blatt Zell am See definierten Glemmtal-Einheit mit ihrem devonischen Basalt-Vulkanismus gleichzustellen.

An einer vertikal stehenden Störungsfläche grenzt daran die mächtige Carbonatgesteins-Entwicklung des Karstein. Es handelt sich um lithologisch monotonen Spielberg-Dolomit, der geringe Variationen von einer massigen Riffazies zu dickbankiger Lagunenfazies zeigt. Es handelt sich um den zentralen Bereich der Wildseeloder-Einheit, der vereinfacht die Form einer Sattelstruktur aufweist (söhlige Schichtlagerung im Bereich des Karstein-Gipfels, steiles S- bzw. N-Fallen an den Randbereichen). Steilstehende E-W-verlaufende Störungen überformen diesen Bau. An derartigen Störungen ist mehrfach Postvariszische Transgressionsserie eingeschuppt. Ausgezeichnete Aufschlüsse belegen jeweils die nordgerichtete Überschiebung der rigiden Devon-Dolomitblöcke auf die nach Süden einfallenden PVT-Späne.

Permischer Paläokarst greift tief (bis einige 100 m) in die Dolomitkomplexe ein (z.B. Wildenkar). Somit wechselt in einem N-S-Profil auf engem Raum mehrfach ein erhaltener Transgressiv-Verband zwischen NGZ und Postvariszischer Transgressions-Serie mit tektonischer Abscherung.

Weite Flächen zwischen Fieberbrunn und Edenhausen – Rohr sind von lehrbuchhaft ausgebildeter, verdichteter Grundmoräne bedeckt. Beim Pulvermacher (Pletzergraben) fanden sich Bändertone und geschichtete Kiese. Diese Eisrand-Sedimente sind ebenfalls überkonsolidiert, müssen also vom Eis überfahren worden sein. Morphologisch deuten sich in der Grundmoränen-Landschaft die Reste randglazialer Umfließungsrinnen an. Die ersten Gelände-Eindrücke weisen auf sehr komplexe Eisrand-Situationen im Becken von Fieberbrunn – Hochfilzen hin. Eine quartärgeologische Detailbearbeitung wäre daher sicher sehr lohnend.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 122 Kitzbühel

Von GERHARD PESTAL

Die geologische Aufnahmestätigkeit der abgelaufenen Geländesaison befaßte sich mit dem Nordrand der mittleren Hohen Tauern zwischen dem Salzachtal und der südlichen Blattschnittsgrenze im Bereich Stubachtal – Felbertal.

Der größte Teil des Kartierungsgebiets wird von E-W streichenden Gesteinszügen der Habachformation aufgebaut. Diese hier angetroffenen dunklen Phyllite, Chloritischiefer, Albitgneise, Albit-Serizitschiefer und Serizitphyllite entsprechen der Habachformation, wie sie im Falkenbachlappen entwickelt ist. Die Metavulkanite und Metasedimente der Habachformation des Falkenbachlappens verbinden sich im Bereich Scheibel-

berg – Felberberg ESE Mittersill mit den mächtigen Metabasiten der Habachformation des Felber- und des Hollersbachtals. Im Gebiet E Gasthof Maut konnten Gesteine des Felbertaler Serpentinistockes, der ebenfalls zur Habachformation gezählt wird, auskartiert werden. Dabei handelt es sich zumeist um Serpentintrandbildungen wie Talkschiefer und Aktinolithschiefer. Der weiter östlich gelegene Bergrücken der Roßalpe besteht jedoch, wie schon eingangs erwähnt, nahezu zur Gänze aus Albitgneisen, Albit-Serizitschiefern, Serizitphylliten und dunklen Phylliten. Nur einige wenige, geringmächtige (bis max. 10 m) Metagabbro- und Talkschieferschollen konnten als Ausläufer des Serpentinistockes aufgefunden werden.

Am Sturmannseck lagern altkristalline Amphibolite, Hornblendeplagioklasgneise und Muskowitaugengneise, die schon von zahlreichen Autoren korrekt als Äquivalente des Zwölferzug-Altkrystallins beschrieben wurden. Auch auf der orographisch rechten Seite des Stubachtals genau östlich des Sturmannsecks befindet sich in 1470 m Sh ein auf zirka 100 m N-S-Er Streckung reduziertes Vorkommen altkristalliner Amphibolite (vom Typ Zwölferzug). Beide Altkristallinvorkommen bilden nahezu horizontal lagernde Platten im Scheitel einer aus Albit-Serizitschiefern und Albitgneisen bestehenden Antiklinale und können als vom Zwölferzug abgescherter Span betrachtet werden.

Im Bereich E der Stubache zirka 200 m nördlich des Wittenbaches folgen über der Habachformation gegen N helle, weiße bis grünliche Arkosegneise und quarzitisches Schiefer der Wustkogelformation. WSW der großen, beim Bau des neuen Druckstollens Enzinger Boden – Uttendorf, angelegten Deponie fanden sich in 1340 m Sh stark tektonisierte quarzitisches Schiefer der Wustkogelformation. Diese weisen in leukophyllitreichen Horizonten bis 1,5 cm große Chloritoide auf. Weiße zuckerkörnige, graue und gebänderte Kalkmarmore sowie Dolomitmarmore bilden den triassischen Karbonatgesteinskomplex, der im Verband mit der zuvor beschriebenen Wustkogelformation am Weißkopf SE Uttendorf vorkommt.

Mehrere Zehnermeter mächtige Moränenkörper konnten im Gebiet Seiwaldalm – Scheiterbach auskartiert werden.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Quartär des Raumes Kitzbühel – St. Johann in Tirol auf Blatt 122 Kitzbühel

Von RUTH WALTL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

1988/89 wurde mit der Neubearbeitung der quartären Sedimente auf Blatt 122 Kitzbühel begonnen. Das derzeitige Arbeitsgebiet erstreckt sich mit einer Fläche von 50 km² im NW bis Going, im NE bis Apfeldorf/St. Johann und reicht im S bis Jochberg. Nachfolgend werden erste Ergebnisse der Kartierungsarbeiten mitgeteilt.

Terrassensedimente im Großachtal

N von Jochberg (Lok. Schmelzwirk) setzen die Terrassensedimente an beiden Talseiten ein, und reichen, mehrmals aussetzend, auf der linken Talseite bis

Oberndorf/Röhrebühl, rechts bis St. Johann/Apfeldorf, wo sie von Schwemmfächern überlagert, nur noch in kleinen Resten erhalten sind. Die Terrassensedimente werden nach PLONER (1891) im Josefi-Erbstollen von einer Liegendmoräne unter- und einer Hangendmoräne überlagert. Weitere in der Literatur beschriebene Aufschlüsse von Liegend- und Hangendmoräne (WEHRLI, 1928; NICKLAS, 1936) konnten im Rahmen der Kartierungsarbeiten nicht bestätigt werden. Ein jüngst durchgeführter ¹⁴C-Datierungsversuch der in diesen Terrassenkörper eingeschalteten Kohlen von Apfeldorf ergab ein Alter von >40.000 Jahren v.h. (Kitzbüheler Anzeiger vom 16. 4. 1988 und frdl. mdl. Mitteilung von Dr. JAKSCH). Im Rahmen der Geländearbeiten konnte aufgrund fehlender Aufschlüsse kein fazieller Zusammenhang der Sedimente innerhalb des Terrassenkörpers im Raum Kitzbühel/St. Johann nachgewiesen werden, so daß daraus keine altersmäßige Zuordnung des Kitzbüheler Konglomerates abgeleitet werden kann.

Das Kitzbüheler Konglomerat besteht im Liegenden vorwiegend aus konglomerierten Bänken, die hpts. aus blockführenden gut gerundeten Grobkiesen bis Steinen (Größtkorn 35 cm) mit kalkigem Bindemittel bestehen. Die Zusammensetzung der Kiesspektren umfaßt die gesamte petrographische Breite der Grauwackenzone inkl. Buntsandstein und Hochfilzner Schichten und einem beträchtlichen Anteil an Fremdkomponenten, vorwiegend Gneise und Amphibolite. Diese konglomerierten Bänke wechsellagern im Hangendabschnitt mit nicht verfestigten, feineren Kiesbänken und Sandlinsen und werden größtenteils von Grundmoräne überlagert.

Die hangende Grundmoräne ist sowohl petrographisch als auch faziell inhomogen und daher lokal sehr unterschiedlich ausgebildet. So können bspw. auf 765–770 m SE des Kitzbüheler Bahnhofs in der hangenden Grundmoräne gelbgraue und blaugraue Lagen unterschieden werden. Lokal sind im Meterbereich in diese Grundmoräne Sandlinsen eingeschaltet.

Jüngere Schuttkörper, die die Grundmoräne überlagern (bspw. Schwemmfächer von Jochberg/Filzen) bzw. der Hauptterrasse angelagert sind (bspw. bei Kitzbühel/Malern) unterscheiden sich durch die fast ausschließlich lokalen Kiesspektren petrographisch eindeutig von der Hauptterrasse. Fallweise geringer zentralalpiner Kristallinanteil wird auf umgelagertes Moränenmaterial zurückgeführt.

Bichlach südwestlich von St. Johann

Das Bichlach nimmt im Arbeitsgebiet eine Sonderstellung ein. Die drumlinartig geformte Kuppen- und Hügellandschaft wurde bislang (PENCK & BRÜCKNER, 1909; RINALDINI, 1923; KLEBELSBERG, 1935; HAMMER, 1937) als bühlstadiale Endmoränenlandschaft interpretiert. Es handelt sich dabei jedoch um ein Festgesteinsrelief, das von N nach S aus Buntsandstein bzw. Hochfilzener Schichten, Diabasen und Wildschönauer Schiefer sowie Porphyrtuffen aufgebaut wird. Auf diesem Festgesteinssockel liegt eine mehr oder weniger geschlossene Grundmoränendecke bzw. eine Streu zentralalpiner Erratika. Auch hier sind die bereits oben beschriebenen lagig verschiedenfarbenen Grundmoränenvarietäten zu beobachten. Im NW des Arbeitsgebietes (Kiesgrube SE Stanglwirt) wird diese Moränenlandschaft von eisrandnahen Sedimentkörpern überlagert.

Auf Grundlage der Kartierungsergebnisse wird eine detaillierte lithofazielle Aufnahme repräsentativer Profile und anschließender petrographischer Auswertung

der quartären Sedimente durchgeführt. Die Kartierungsarbeiten werden 1990 im Raum Jochberg – Paß Thurn sowie im Raum St. Johann fortgesetzt.

Blatt 123 Zell am See

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 123 Zell am See

Von JOHANN HELLERSCHMIDT-ALBER

Bereich Weikersbacherkopf – Kehlbach – Weikersbacher Köpfl – Durchenkopf – Haiderbergalm – Lahntal – Kirchham

Die in östliche Richtung ins Saalfeldnerbecken abfallenden Hänge zwischen Sausteigen – Halderbergkogel und Waikersbacher Köpfl sind geprägt durch großräumige, tiefgreifende Massenbewegungen bis in die Gipfelpartien.

Feinkörnige, metamorphe siliciklastische Sedimente herrschen vor: Tonschiefer, Siltsteine und Feinsandsteine mit deutlichem Anteil an detritärem Glimmer. Reinere Quarzlagen sind selten zwischengeschaltet.

Analog der Kartierung von P. SCHLAEGEL (1988) in dem nördlich und westlich anschließenden Bereich werden die Abfolgen als Ablagerungen einer distalen Fazies interpretiert und der Löhnersbach Formation zugeordnet.

Im höheren Teil der Ostflanke des Weikersbacher Köpfls stehen mächtige basische Gesteine an, großteils gabbroide Metasills und Laven, durch geringmächtige Einschaltungen von Tonschiefern bzw. schieferigen Quarziten unterbrochen.

Die Verbindung dieser Gesteine mit der Hauptmasse von Metabasalten im Bereich des äußeren Glemmtales westlich von Maishofen, ist durch die große Massenbewegung zwischen Draxlalm und der Linie Sausteigen-Lahntal unterbrochen bzw. verdeckt. Nur vereinzelte Aufschlüsse in den aktiven Erosionsrinnen bringen feinkörnige, metamorphe, siliciklastische Sedimente, Tonschiefer, Siltsteine und untergeordnet Feinsandsteine zutage, deren Gefüge sehr stark aufgelockert ist. Große Teile des Hanges sind zum Teil im lockeren Verbände abgerutscht zum überwiegenden Teil zu mächtigem Feinblockwerk bis Schutt zerfallen. Zahlreiche aktive Erosionsrinnen durchfurchen den aufgelockerten Hang in der Fallrichtung. Das Auftreten und die Anordnung von Vernässungen und Quellen, zeitweises und gebietsweises Versiegen von Quellen und kleinen Gerinnen weist auf eine gewisse Aufgelockertheit des Hanges hin.

Am Ausgang des Glemmtales, beiderseits der Saalach stehen 200–250 m mächtige Metabasaltlaven und gabbroide Lagergänge (Mächtigkeit im Meter-Bereich), zum Teil auch Pyroxenite an.

Der Zusammenhang zwischen der Metabasaltmasse Ratzen – Atzing und der über 400 m mächtigen Abfolge des Schernergrabens nördlich vom Glemmerhof wird durch tiefgreifend aufgelockerte und abgeglittene Gesteinsmassen verdeckt.

Bereich Atzingberg – Wankrautkopf

Auf der Südseite der Saalach wurde der Zusammenhang zum Kartierungsgebiet M. SCHMIDT-HOSANG (Gruppe um HEINISCH) hergestellt und das Gebiet um den Atzingberg und Wankrautkopf begangen. Über dem Metabasalt-Sillkomplex bei Atzing folgen hangend mächtige sandig-tonig-siltige Sedimentsequenzen der Löhnersbach Formation mit Einschaltungen von reineren Quarzitlagen. Die Lagerung der Gesteine ist in diesem Bereich sehr flach mit 185/20° südfallenden s-Flächen. In 1240 m Seehöhe setzt die über 200 m mächtige Sequenz von Laven und Sills des Atzingberges ein, die bis zu dessen Gipfelpartie anhält, die wenigen nur einige Dezimeter bis Meter mächtigen Tonschiefer Einschaltungen sind in der Karte nicht ausscheidbar.

Die Obergrenze dieses mächtigen basaltischen Lavapaketes liegt am Weg vom Atzingberg zum Wankrautkopf in 1630 m Sh., die s-Flächen fallen dort mit 180/35°-45° mittelsteil nach Süden. Die Grenze zum überlagernden Tonschieferkomplex verläuft nach SE, zieht unterhalb der Wankrautalm in ca. 1600 m Sh. nach S und quert die Schulter SE des Wankrautkopfes in 1500 m Sh., und biegt von dort steiler werdend nach SE zur Einödsiedlung am Westufer des Zeller Sees.

Der Wankrautkopf wird vorwiegend durch feinkörnige metamorphe Siliciklastika aufgebaut. Der NW-Abhang zur Schrambachalm wird zum Großteil durch mächtige und teilweise abgerutschte Schuttmassen verhüllt.

Die Südflanke des Wankrautkopfes liegt im Bereich der feinklastischen Sedimente der Löhnersbach Formation und wird von tiefgreifenden Massenbewegungen geprägt, begünstigt durch das hangparallele Einfallen der Gesteinsschichten in das Schmittental.

Blatt 123 Zell am See

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 123 Zell am See

Von VOLKMAR STINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der Sommer 1989 diente in erster Linie der Vervollständigung in den Leoganger Steinbergen und Kontrollbegehungen zur tektonischen Situation. Im Bereich Leogang wurden lediglich zwei neue Aufschlüsse aufgenommen. In Sonnrain (Ortseingang Leogang) stehen in einem kleinen Bach- und Terrassenanschnitt oberperimische rote Tonschiefer und Sandsteine an. Ein großer Quartäraufschluß wurde östlich der Talstation des Asitzliftes auf 855 bis 860 m NN durch eine Baugrube geschaffen. Über groben Schottern folgt eine enge Wechsellagerung von cm- bis dm-mächtigen Fein- bis Grobkiesen mit cm-mächtigen grau-weißen Sanden. Diese Wechsellagerung wurde auf 4 bis 5 m Mächtigkeit am Terrassenrand angeschnitten. Vom Erscheinungsbild her handelt es sich um distalen, schichtflutartig abgelagerten Murschutt, dessen Material ausschließlich aus der Grauwackenzone (Wildschönauer Schiefer) stammt.

Zur Kontrolle der tektonischen Situation im hochalpinen Bereich wurden an der Salzburger Landesregierung Luftbildauswertungen durchgeführt, die allerdings

gegenüber den Geländeaufnahmen kaum Korrekturen erforderten.

Mit den Aufnahmen im Sommer 1989 kann die Bearbeitung des kalkalpinen Anteils auf Blatt 123 (Leoganger Steinberge, Kirchl-Hochsäul-Gruppe, Buchensteinwand) als im wesentlichen abgeschlossen betrachtet werden.

Blatt 127 Schladming

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf dem Dachsteinplateau auf Blatt 127 Schladming

Von GERHARD W. MANDL

Mit der Geländearbeit des Berichtsjahres wurde die Neuaufnahme des Kalkalpenanteiles auf Kartenblatt Schladming abgeschlossen. Im wesentlichen zwei Themenkreise waren noch zu klären: die Weiterführung der faziellen Gliederung des Dachsteinkalkes sowie die Unterscheidung von Dachsteinkalk und Wettersteinkalk am Plateausüdrand zwischen Luserwand und Stoderzinken.

LEIN (1976) hatte bereits die Riffkalke des Stoderzinken als Wetterstein-/Tisovec-Kalk bezeichnet, da er ihren primär sedimentären Zusammenhang mit den ladinischen Hallstätter Kalken an der Stoderzinkenstraße (Kaiserwandkehre) feststellen konnte. Bei der Neuaufnahme der weiteren Umgebung erschien dieser Riffkalk allerdings im Westen (Umgebung des Steinerhauses) vom Wettersteindolomit unterlagert, eine Situation die im Vergleich zum gesamten Dachsteinsüdrand für norisches Alter des Riffkalkes und damit für Dachsteinkalk sprach. In der Kartenskizze (Abb. 17/1) im Führer zur Schladminger Arbeitstagung 1987 wurde daher der Wettersteinkalk auf die mit Hallstätter Kalk verknüpften Riffbereiche südlich einer deutlichen, ostwest streichenden Störung beschränkt, der Stoderzinken Gipfel und seine streichende Fortsetzung wurde als Dachsteinkalk dargestellt. Im Zuge der faziellen Interngliederung des Dachsteinkalkes fielen im Gradenbachtal lokal dunkle Riffschuttkalke auf, die sich nicht recht in das Typenspektrum des Dachsteinkalkes einfügten und an den Wettersteinkalk des Rax/Schneeberggebietes erinnerten. Erste Dünnschliffe bestätigten den Verdacht.

Die Fazieskartierung und weitere Kontrollproben ergeben nun folgendes Bild:

Die gesamte Felskulisse des Plateausüdrandes vom Winterstein (südl. Kammspitze) auf Blatt Gröbming im Osten beginnend, über die Wandflucht die zu den Steinbrüchen im Gröbmingbachtal hinab und zum Stoderzinken wieder empor zieht, Roßfeld, Kreuzleiten, Gradenbach, die Hauptmasse des Aicher Stein, Schnalsspitz und das weitere Umfeld der Stoanalm bis empor zum SE-Fuß des Kleinen Miesberges wird von Wettersteinkalk aufgebaut. Es überwiegt eine Riffschuttfazies mit kleinwüchsigen Kalkschwämmen, die im Dünnschliff häufig Besiedelung durch *Ladinella porata* zeigen. Die ursprünglich irreführende Lagebeziehung zum Wettersteindolomit am Stoderzinken wird nun als laterale Verzahnung von Dolomit im Norden und Kalk

im Süden erkennbar. Die sekundäre Dolomitisierung dürfte in groben Zügen die ursprünglich lagunären Bereiche nachzeichnen, da lagunäre Anteile des Wettersteinkalkes mit birdseyes-Strukturen und Cyanophyteen meist in Nachbarschaft zum Dolomit gefunden wurden.

Der Dachsteinkalk im weitesten Sinne ließ sich im Gelände in fünf kartographisch darstellbare Faziesbereiche untergliedern, die im Bereich des Kartenblattes Schladming nach bisherigen Fossilfunden sowie nach der Faziesverteilung und den Lagerungsverhältnissen überwiegend unter bis eventuell mittelnorisches Alter aufweisen dürften. Anhaltspunkte für sevatisches oder gar rhätisches Alter fehlen. Derartig junge Anteile des Dachsteinkalkes erscheinen am ehesten noch im Bereich der Gjaidsteine sowie nördlich der Dachsteingletscher möglich, sind aber im lagunären Dachsteinkalk biostratigraphisch kaum faßbar. In der westlichen Fortsetzung auf Kartenblatt St. Wolfgang konnte ja M. SCHAUER (1989) sevatisches und wahrscheinlich auch rhätisches Alter der Riffkalke nördlich der Gosauseen durch Conodonten belegen.

Die erwähnten, makroskopisch unterscheidbaren Lithofaziestypen des Dachsteinkalkes sind folgendermaßen kurz charakterisierbar:

- 1) Gebankter lagunärer Dachsteinkalk mit häufigen dolomitischen Algenmatten, also vollständige Loferer Zyklen sensu A.G. FISCHER (1964). Dieser Typus tritt besonders im Nordosten des Kartenblattes, im Kemetgebirge in Erscheinung.
- 2) Gebankter lagunärer Dachsteinkalk in überwiegend kalkiger Ausbildung. Dieser baut den Großteil der Plateauhochfläche auf.
- 3) Massiger lagunärer Dachsteinkalk begleitet vor allem den Plateausüdrand. Der massige Habitus ist bedingt durch das Fehlen lateral länger anhaltender Diskontinuitätsflächen mit auflagernden bunten Residualsedimenten (Member A eines Loferer Zyklus), letztere finden sich nur in kleinen Linsen oder als Hohlräumfüllungen = „schwimmende Rotscherben“ in der älteren Literatur. Gesteinsintern kann jedoch sehr wohl eine Schichtung ausgebildet sein, vor allem durch Lagen von korngroßensortierten Ooiden und Onkoiden. Ebenfalls kennzeichnend für die massige Lagune ist das lokal gehäufte Auftreten von „bläck pebbles“, durch organische Substanz dunkel gefärbte (Bio)Klasten, die nach rezenten Vergleichen auf Landnähe bzw. auf Einschwemmungen aus Auftauchbereichen mit Vegetationsbedeckung hinweisen.
- 4) Massiger Dachsteinkalk mit Gerüstbildnern in situ, Riffschutt und mikritischen Einschaltungen mit pelagischen Faunenelementen (Halobiiden, Conodonten, vereinzelt Ammoniten). Zur Verbreitung dieses Types siehe unten.
- 5) Massiger und dickbankiger hellgrauer Kalk, z.T. mit Riffdetritus im Sand/Siltbereich, mit pelagischem Fauneneinfluß (Conodonten) und reichlich Crinoidenspat als kennzeichnendes Faunenelement. Dieses Gestein ist bereits als Beckenfazies anzusprechen und damit kein Dachsteinkalk im engeren Sinne. Die laterale Verknüpfung mit dem Riffschuttkalk und der allmähliche Übergang zum auflagernden massigen oder auch gebankten lagunären Dachsteinkalk ließen in der Kartendarstellung oft keine scharfe Grenzziehung sondern nur eine vergrößerte

Abgrenzung durch Übersignaturen zu. Deutlicher ist dagegen die Abgrenzung zu den dunklen, dünnbankigen „Pedataschichten“, die als lokale Beckenfazies im Raum Plankenalm diese Crinoidenkalk unterlagern.

Die räumliche Verteilung und die Mächtigkeiten (so weit abschätzbar) der verschiedenen Dachsteinkalktypen sowie biostratigraphische Daten bestärken zunehmend den Verdacht einer diskordanten Auflagerung des Dachsteinkalkes über einem Relief des unterlagernden (Wetterstein-)Dolomites:

Das Kartenbild läßt einen langgestreckten Bereich erkennen in dem massige Dachsteinkalklagune direkt dem Dolomitsockel auflagert: Torstein, Dachstein-Südwände, Koppenkarstein, Landfriedstein, Miesberge, Luserwand und Kufstein-Südseite. Am Kufstein Südostfuß und besonders „In der Eben“ nördlich des Hirnberges erscheint zwischengeschaltet geringmächtiger Riffschuttkalk, dessen Basis 150 m SW der Hütte bei K 1844 mit *Epigondolella* cf. *triangularis* zumindest ins höhere Lac 1 oder jünger einzustufen ist.

Südlich dieses Bereiches lagert dem Dolomit Dachsteinriffkalk auf, etwa am Eselstein, Sinabel und Waisenspitze. Bunte dolomitisierte Kalke beim Guttenberghaus sind ins Tuval zu stellen, der Riffkalk nördlich davon beginnt mit dem Lac 1 und erreicht erst etwa 200 m höher am Sinabelgipfel jenes Niveau, das dem zuvor genannten Beginn der Kalksedimentation in der Eben entspricht – Conodontenfaunen dazu siehe Aufnahmsbericht MANDL & SCHAUER (1988).

Nordöstlich dieser „Dolomitschwelle“ wird die Situation durch das Auftreten einer faziellen Sonderentwicklung bei der Plankenalm komplexer. Grundsätzlich tritt aber auch hier wieder Dachsteinriffkalk und eine lokale Beckenfazies zwischen Dolomit und Dachsteinkalklagune auf und auch hier setzt die Kalksedimentation so wie südlich der Schwelle bereits im Oberkarn ein:

- Nordöstlich der Grafenbergalm
88/108B Tuval 3 (siehe Vorjahrsbericht)
- Tiefe Senke südlich der Großen Wiesmahd, Rand des Dolomitaufbruches
89/ 99 *Gondolella polygnathiformis*
Gondolella nodosa Tuval 3
- 89/100 *Metapolygnathus communisti*
Epigondolella primitia Wende Karn/Nor
- Tumerach Süd, Basis der „Pedataschichten“
89/113 *Gondolella nodosa*
Epigondolella primitia
Gondolella navicula Tuval 3 und Lac 1
Mischfauna infolge Sammelbeprobung über zwei Bänke

Die bereits angesprochene lokale Beckenentwicklung innerhalb des Dachsteinkalkes besitzt soweit abgeschlossen ihr Zentrum östlich der Plankenalm, repräsentiert durch dünnbankige dunkle Kalke mit gradierten Detrituslagen. Sowohl überlagert als auch lateral abgelöst werden diese Kalke von crinoidenreichen Hellkalcken („Dachsteinkalk“Typus 5, siehe oben), welche ihrerseits wieder mit Riffkalcken (Typus 4) seitlich verzahnen. Letztere umschließen das lokale Becken in weitem Bogen: Hühnerkogel (Grafenbergalm), Kufstein Nordseite, Schildenwang, Kimpflinge, Wiesmahd, Wände SW Rotlacken, Plankenalm NW-Wände und als nordwestlichstes Vorkommen die Riffkalke im Wurzkar. Wohl noch im Unternor wird diese Riff/Beckenkonfiguration von lagunärem Dachsteinkalk überdeckt, da hier

bisher keine Conodontenfaunen jünger als Lac 1 gefunden werden konnten. Wo diese Beckenfazies ihre Verbindung zum offenermarinen Bereich fand wird vielleicht die Ausdehnung der Kartierung auf das Nachbarblatt Gröbming zeigen, die zusammen mit weiteren Beprobungen auf Conodonten und einer mikrofaziellen Auswertung des Probenmaterials geplant ist, um den Zusammenhang mit den jüngeren Dachsteinriffkalken (Mittelnor bis Rhät) des Grimming (F. BÖHM, 1986, Facies, 15) herzustellen.

Blatt 133 Leoben

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Gleinalm- und Mugelkristallin, in der „Rannach-Serie“ und in der Veitscher Decke auf Blatt 133 Leoben

Von FRANZ NEUBAUER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde das breite Querprofil durch das Gleinalm- und Mugelkristallin und durch seinen nördlichen Rahmen (Rannach-Formation und Veitscher Decke) komplettiert und abgeschlossen. Es wurden weite Teile des Gebietes zwischen Hochalpe, Dürreck, Mittagkogel, Murtal südlich Bruck an der Mur und Zlattengraben begangen.

Das Gebiet des Hochalpenkammes (Gleinalm-Kristallin, siehe Bericht 1988) wird von hellen, südfallenden Orthogneisen aufgebaut. Diese gehen gegen Nord unter Zunahme des Granat- und Glimmergehaltes allmählich und mit unscharfer Grenze in E-W-streichende, feinkörnige granatführende Glimmerschiefer und granatführende Paragneise über. In diese Zone sind Schwärme dünner, teilweise granatführender Amphibolite eingeschaltet. In dieser Übergangszone erfolgt auch eine Umstellung in der Einfallrichtung von Südfallen auf saigeres Einfallen und anschließendes mittelsteiles Nordfallen im Gebiet nördlich davon. Es folgen damit gegen Nord tektonisch hangend feinkörnige Biotitplagioklasgneise und darauf der markante grobknotige Granatglimmerschiefer und Granatgneis, der auch weiter östlich im Gebiet nordwestlich Kirchdorf auftaucht. Dieser Granatglimmerschiefer wird von einer bunten Mischung verschiedener, meist plagioklasreicher Amphibolite, Granatamphibolite, diopsidreicher Kalksilikatgneise und von hellen Orthogneisen begleitet.

Auf dieser Zone lagert ein bisher unbekannter Hornblendegneis, in dem schieferungskonkordante Linsen von Biotitplagioklasgneisen eingeschaltet sein können. Im untersuchten Gebiet (südlich Eisenpaß bis Zehneralpbach) hat dieser Hornblendegneis eine Mächtigkeit von rund 100 bis 200 Meter. Er besteht aus vorwiegend Plagioklas- und untergeordnet aus variierenden Anteilen von Quarz, Amphibol und Biotit. Die modale Zusammensetzung ist tonalitisch. Im Gebiet südwestlich des Eisenpasses überlagern Biotitplagioklasgneise diesen Hornblendegneis, sonst grenzt er im Norden an die Trasattel-Linie.

Die Trasattel-Linie verläuft ziemlich genau E-W, und streicht vom Eisenpaß ausgehend in den Südhang des Hochangers – Gscheidberges über eine Reihe von Einschnitten in Richtung auf das Murtal, folgt also nicht dem E-W-verlaufenden Zlattengraben mehrere 100 m südlich davon. Die Trasattel-Linie zeigt Gefüge einer duktilen bis semiduktilen Scherzone, an der die Bewegungen unter abklingenden, grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen abgelaufen sind. Es dominieren eine steilstehende, engständige Schieferung, eine sekundäre Korngrößenreduktion und eine flache E-W-verlaufende Streckungslineation. Es wurden fast ausschließlich sinistrale Schersinnindikatoren gefunden, womit diese Scherzone gut in das regionale Muster ca. ENE-WSW-streichender, sinistraler Scherzonen paßt. Zeichen von Sprödbeanspruchung, wie z.B. Harnische, sind untergeordnet. Dies steht im Gegensatz zur Eiwegg-Linie mit ihren Sprödgefügen, in die sich die Trasattel-Linie östlich des Murtales mit geänderter Orientierung (NE-SW) scheinbar fortsetzt.

Das nördlich anschließende Mugel-Kristallin wird vorwiegend aus migmatitischen Biotitplagioklasgneisen aufgebaut, in die drei Zonen mit Amphiboliten eingeschaltet sind. Die migmatitischen Biotitplagioklasgneise sind inhomogen zusammengesetzt. Sie führen schieferungskonkordante Leukosome verschiedener Lagendicke, von Millimeterdicke bis zu kartierbaren, 10 bis 100 Meter dicken granitischen und tw. amphibolführenden, granodioritischen Orthogneisen im Gebiet des Mittagkogels (östlich des Utschgrabens). Die Amphibolite werden häufig von grobknotigen Biotitplagioklasgneisen (Typ Mugelgneis) umgeben. Allgemein erkennbar ist eine grünschieferfazielle Überprägung und duktile Deformation mit einer E-W-streichender Lineation. Am Oberrand des Kristallins sind die Paragneise in einer ca. 200 m breiten Zone in extrem feinkörnige Kataklastite umgewandelt. Die Amphibolitzüge sind unterschiedlich zusammengesetzt:

- 1) Eine liegende Zone streicht vom Eisenpaß gegen ENE in Richtung zum Gscheidberg. Er besteht aus zwei Zügen plagioklasreicher, biotitführender, feinkörniger Amphibolite, in die vereinzelte, mehrere Meter dicke Linsen von Ultramafiten (vorwiegend grobkörnige, unverschieferte Hornblendefelse) eingeschaltet sind. Die beiden Amphibolitzüge werden durch Biotitplagioklasgneise, die einen markanten, meterdicken Granatglimmerschiefer beinhalten, getrennt.
- 2) Eine zweite Zone mit Plagioklasamphiboliten streicht von der Ortneralm ausgehend über den Kamm südlich des Dürrecks in den Talschluß des Zlattengrabens, wo er sich in mehrere dünne Einzelzüge auflöst.
- 3) Die hangende Zone von Amphiboliten verbindet den Utschgraben-Metagabbro mit der Amphibolitabfolge, die vom Rennfeld gegen SW heranstreicht. Die Verbindung ist kontinuierlich, aber mit stark reduzierten, relativ geringmächtigen Abfolgen im Bereich des Hochangers und Dürrecks. Die klare Profilgliederung des Rennfeldes kann über das Murtal hinweg bis ca. zur Angereralm verfolgt werden. Der vertikale Aufbau des Profils wird beherrscht von mehreren Zügen des metablastischen Amphibolites im Liegenden und einen darauf liegenden, relativ homogenen, dicken Plagioklasamphibolit, die durch dünne Lagen von Biotitplagioklasgneisen, meist Typ

grobknotiger Mugelgneis, getrennt werden. Die metablastischen Amphibolite werden von massigen, kaum geschieferten Hornblendefelslinsen begleitet. In den Plagioklasamphiboliten finden sich vorwiegend basal dezimeter- bis meterdicke Trondhjemitgneislagen, die mitunter ebenfalls mit Hornblendefelslagen verknüpft sind. Im Hangendabschnitt der Plagioklasamphibolite ist parallel zur Obergrenze ein kontinuierlicher, meterdicker Granatglimmerschieferhorizont eingeschaltet.

Der Plagioklasamphibolit wird zwischen Pfaffenwald und Gebiet östlich des Karnerberges durch eine N-S-verlaufende, mittelsteil westfallende semiduktile Scherzone abgeschnitten. Pseudotachylite und Harnische weisen auf eine Sprödbeanspruchung in der Schlußphase der Bewegungen an dieser Zone. Am Süden dieser Struktur schwenkt diese Scherzone gegen SW in das Hangende des oberen Amphibolitzuges. Diese Struktur wird als kompressiver „horse tail“ gedeutet, der die sinistrale Bewegung am N-S-Abschnitt der Scherzone kompensiert.

Diese obere amphibolitreiche Zone streicht westlich dieser Struktur gegen W in Richtung zum Dürreck. Hier kommen vorwiegend Plagioklasamphibolite und bis zehn Meter dicke Ultramafitlinsen vor.

Das Mugel-Kristallin wird durch die Liesing-Gruppe (vormalige Rannach-Serie, bzw. vulgo Rannach-Serie) überlagert. Vertikal lassen sich bis zu drei Kartiereinheiten unterscheiden:

- 1) Hellgrünliche Phyllite mit Brekzienlagen und basal eingelagerten, dünnen Porphyroidlagen (tw. umgelagerte Porphyroidtuffe) werden zum „Alpinen Verrucano“ gestellt.
- 2) Es folgen helle gebankte und massige Quarzite (Rannach-Formation s.str.), die in
- 3) helle, glimmerreiche Quarzite und Serizitphyllite überleiten.

Der Liesing-Gruppe lagert die Veitscher Decke auf. Sie besteht vorwiegend aus dunklen Phylliten, in die dunkle Quarzsandsteine und dunkle Kalkamarmore eingelagert sind.

Am Kogel ENE Joklbauer wurden Lesesteine von Glimmerschiefern und Amphiboliten gefunden, die möglicherweise einer der Veitscher Decke auflagernden Kristallinscholle entstammen. Anstehend wurden diese Gesteine allerdings nicht gefunden.

Das gesamte Gebiet des Mugelkristallins, der Liesing-Gruppe und der Veitscher Decke streicht E-W, gegen das Murtal hin, östlich der N-S-Scherzone östlich Karnerberg, ENE-WSW. Charakteristisch ist eine flache Lineation. Der Zusammenhang zwischen der Bildung von Schieferung und Lineation und der Deckenbewegung (Transport der Veitscher Decke auf die Liesing-Gruppe) ist evident. Auch der Alpine Verrucano dürfte bereichsweise vom Untergrund abgeschert sein, wie die Kataklasitzone an der Obergrenze des Mugel-Kristallins nahelegt.

Das gesamte kartierte Gebiet weist eine starke Schuttüberdeckung und tiefgründige Verwitterung auf. Besonders die Kämme, Nordhänge und höheren Einzugsbereiche der Gräben sind nahezu frei von natürlichen Aufschlüssen. Dies geht auf tiefgründige Verwitterung im Periglazialbereich und teilweise hangparalleles Einfallen der Gesteine in den Nordhängen zurück. Gute Aufschlüsse und eine relativ geringe Verwitterung

finden sich in tiefen Lagen der Gräben und der dazwischenliegenden Kuppen.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 133 Leoben

Von JOSEF NIEVOLL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden das Kristallin des Kletschachkogels und die auflagernde Permotrias kartiert.

Lithologie

Als Leithorizont durch das Kletschachkogel-Kristallin ist ein max. 20 m mächtiges Band von Porphyroidgneisen zu betrachten, das vom oberen Eggentalergraben mit Unterbrechungen in SW-Richtung über die Höhe 1468 bis in den Kletschachgraben zu verfolgen ist; es tritt auch beim Mühlbauer zu beiden Seiten des Lamingtales zu Tage. Die Porphyroidgneise, die im Zuge der Kartierungen im Troiseck-Kristallin ausführlich beschrieben worden sind, werden im Hangenden und Liegenden von Schiefergneisen mit z. T. cm-großen Feldspatblasten (Migmatiten) begleitet.

Im Liegenden dieser ca. 500 m mächtigen Gesteinsgesellschaft dominieren feinkörnige Schiefergneise, denen vor allem im Kotzgraben immer wieder quarzitisches Partien eingeschaltet sind. Bezeichnend sind weiters die zahlreichen pegmatoiden Stöcke und Gänge. Amphibolite treten selten auf und sind von nur geringer Mächtigkeit.

Über der Vergesellschaftung aus Porphyroidgneisen, Schiefergneisen und Migmatiten folgen fein- bis mittelkörnige Schiefergneise mit reichlich Amphiboliteinschlüssen. Im oberen Kletschachgraben und am Almkogel treten zusätzlich mittel- bis grobkörnige Orthogneise auf.

Die Permotrias umfaßt im wesentlichen Serizitschiefer und Quarzkonglomerate des Alpinen Verrucano sowie Karbonate des Anis (dunkle Kalke und Dolomite, Rauhbacken). Die Serizitschiefer führen an der Grenze zum überlagernden Karbon der Veitscher Decke häufig Chloritoid. Südlich Engel treten Chloritoidblasten auch in Karbonschiefern auf; die hellgrauen, permischen Serizitphyllite zeigen hier auf Bruchflächen Malachitanflüge. Malachit beinhalten weiters die geröllführenden Karbonat-Quarzphyllite der Einsattelung zwischen Eggentaler- und Schwaiggraben. Stark vulkanitisch beeinflusst ist der im Kristallin eingeklemmte Verrucano südöstlich der Angereralm.

Tektonik

Wie oben beschrieben, setzen die Porphyroidgneise beim Mühlbauer über das Lamingtal. Auch die mit Pegmatoid durchschwärmten, teilweise quarzitisches Schiefergneise im Liegenden der Porphyroidgneise korrespondieren gut mit der gegenüberliegenden Flanke des Lamingtales. Zwischen Mühlbauer und St. Katharein überdecken auf der SE-Seite des Lamingtales Veitscher Decke und zentralalpine Permotrias diskordant das Kletschachkogel-Kristallin. Die tektonisch bedingte Diskordanz zwischen Permotrias und kristallinem Basement wird zwischen Eggentaler- und Schwaiggraben gut sichtbar. Nach Westen zu verliert sich die Diskordanz. Südöstlich der Angereralm zieht

die Permotrias parallel der steil ESE-fallenden Schieferung als Einschuppung ins Kristallin hinein. Das unter der Einschuppung liegende Kristallin des Almkogels weist generelles NW-SE-Streichen auf, was im Gegensatz zum NE-SW- bis ENE-WSW-Streichen der Hauptmasse des Kletschachkogel-Kristallins steht. Durch die Orthogneise besitzt der Almkogel auch in lithologischer Hinsicht eine gewisse Selbständigkeit. Eine eindeutige Trennung zwischen Alm- und Kletschachkogel war am Abhang zum Kletschachgraben hinunter wegen fehlender permotriassischer Einschuppungen jedoch nicht möglich.

Die unter amphibolitfazialen Bedingungen geprägten Achsen und Lineationen innerhalb des Kristallins zeigen meist flaches bis sehr flaches Einfallen; lediglich westlich vom Wh. Kotzegger sind steil nach E abtauchende Achsen zu beobachten, die auf der NE-Flanke des Lamingtales beim Rörl ein Pendant besitzen (siehe Kartierungsbericht 1988).

Auf die bruchhafte Tektonik im Zusammenhang mit der Trofaiach-Linie wurde bereits an anderer Stelle eingegangen. Kataklastite und Ultrakataklastite sind auch innerhalb des Kletschachkogel-Kristallins immer wieder entwickelt. Dabei werden meist die Schieferungsflächen reaktiviert. So waren z. B. am Eingang des Jesingergrabens beim Bau eines Forstweges dm-dicke, pyritreiche Ultrakataklastite aufgeschlossen, die parallel zur flach SW-fallenden Schieferung verliefen. Schlepungen und s-c-Gefüge ließen erkennen, daß das Hangende relativ nach NE bewegt wurde.

Blatt 135 Birkfeld

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 135 Birkfeld

Von BERNHARD KRÄINER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen konzentrierten sich auf den am S-Rand des Kartenblattes gelegenen, durch kleinere Randbuchten gekennzeichneten Grenzbereich Steirisches Becken/Grundgebirge.

In der Bucht von Oberdorf-Ponigl waren durch umfangreiche Grabungsarbeiten (Telefonverkabelung der einzelnen Gehöfte) gute Aufschlußverhältnisse gegeben. Die Kapfensteiner Schotter, welche nach bisherigen Kartendarstellungen (FLÜGEL & MAURIN 1958, übernommen bei FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) in der Oberdorfer Bucht ausgedehnt wurden, sind nicht existent. Auch auf den ca. um 640-660 m auftretenden Verebnungen – Äquivalente des „Landscha-Raasberg-Niveaus“ – fehlen Hinweise auf eine Überstreuung durch quarzgeröllreiche Restschotter.

Das Innere der Neogenbucht wird ebenso wie die westlich gelegene Bucht von Naas durch Rotsedimente, den Schichten von Naas-Oberdorf, erfüllt; sie reichen bis zum morphologischen Querrücken im Bereich Tödling – Oberaichen. Es handelt sich um eine rezent noch etliche Zehnermeter mächtige, meist kräftig ziegelrot (mod. reddish brown, 10 R 4/4-6) gefärbte Abfolge von zumeist massigen, sandig-siltigen Tonen bis

Gerölltonen mit einzelnen Einschaltungen von matrixgestützten, chaotischen Blockschuttlagen und gradierten Geröllbänken. Frisch sind die Sedimente relativ stark verfestigt, wobei die Feinklastika einen plattigen bis blockigen Bruch aufweisen. Die max. 30-40 cm großen Gerölle, welche in einer zähen, bindigen Matrix stecken sind durchwegs kantengerundet bis schlecht gerundet. Es überwiegen phyllitische Schiefer, Quarzite, karbonatisch zementierte Sand- und Siltsteine, Dolomite und vereinzelt helle, grobkristalline Kalke, wobei sämtliche Gerölle dem angrenzenden Paläozoikum entstammen. Innerhalb der Oberdorfer Bucht ist eine Abnahme der Geröllgrößen von N nach S feststellbar. Geröllmorphometrie und -lithologie lassen auf ein lokales Einzugsgebiet mit kurzen Transportweiten schließen; so fehlen im Geröllbestand der Naaser Bucht, deren Einzugsgebiet von Phylliten dominiert wird, i.w. die Karbonate. Altersmäßig sind die Schichten von Naas-Oberdorf, welche wahrscheinlich tektonisch eingesenkte Grabenstrukturen erfüllen, aus regionalgeologischen Gründen ins Otnangium zu stellen.

In der Öffnung des Feistritztales bei Anger und im Norden des Teilbeckens von Puch/Weiz findet sich eine Wechselfolge von gelblichgrauen bis bräunlichen, schlecht sortierten Kies- und Sandschichten, welche Einschaltungen von massigen, matrixgestützten Kiesen (Faziestyp Gms) bis Gerölltonen aufweisen. Der schlecht bis mäßig gerundete Geröllbestand ist quarzdominiert; daneben finden sich zahlreiche Varietäten des UOA-Alt-kristallins und vereinzelt dunkle, paläozoische Lydite. Gegen das Hangende hin nehmen die Kristallingerölle zugunsten von Quarzgeröllen zu.

Die unter dem Begriff „Pucher Schotter“ (WAGEN, 1933; KRÄINER, 1987) zusammengefaßten Klastika sind Teil eines Alluvialfächers, der sich im ?Obersarmat/Unterpannon progressiv in das sich absenkende Pucher Becken vorbaute. Während der mittlere und distale Fächerbereich (am südlich angrenzenden Kartenblatt Weiz) durch fluviatile Prozesse geprägt ist, schalten sich in die grundgebirgsnahen, proximalen Anteile zunehmend debris flow-Ablagerungen ein. Die als Blockschotter von Trog (FLÜGEL, 1975, 1984; FLÜGEL & MAURIN, 1958; HÜBL, 1943; KUNTSCHNIG, 1927; WAGEN, 1933; WINKLER-HERMADEN, 1949, 1957) bezeichneten Ablagerungen, die in verschiedenste Alterspositionen (Karpät-Quartär) eingestuft wurden, sind dem proximalen Anteil des Pucher Alluvialfächers zuzurechnen.

In den Grabeneinschnitten des Raasbaches S von Trog treten Blöcke von m³-Größe etwa von 510-560 m auf. Sie sind in eine tonig-siltige, meist gut bindige, wasserstauende Matrix eingebettet. Dazwischen finden sich kiesig-sandige, z.t. Steine und kleinere Blöcke führende Zwischenlagen, welche Dachziegellagerung und undeutliche Schrägschichtungen zeigen. Der kleine Seitengraben, welcher von Freesen (Kapelle 551) nach SW zieht, zeigt ebenfalls massige, Steine und Blöcke führende Gerölltone (med. light grey – light bluish grey), sandig-feinkiesige Tone bis zu Rinnenbildungen aus Grobsanden und steinigen Grobkiesen mit Horizontal- und Schrägschichtungen. Die Anhäufung der in der feinerklastischen Matrix eher sporadisch verteilten großen Blöcke in den Talsohlen der kleinen Nebengräben ist ein sekundäres Phänomen; die Transportkapazität der heutigen Gerinne ist für ihre Ausräumung zu gering. Auf der linken Talseite lassen sich die Blockschuttbildungen über Klaftherhof und Brand (ca. 660-680 m) bis an den Falkenbach verfolgen. Rechts-

seitig findet sich ein schmales Vorkommen beim Harlbauer. Nördlich von Steg wird der Grenzbereich UOA-Alt kristallin/Angerkristallin-Paläozoikum durch rinnenförmig eingesenkte Blockschuttablagerungen bis in den Bereich des Rossegger Baches nachgezeichnet.

In der Grundgebirgseinbuchtung von Floing finden sich zwischen den Bachläufen des Floing- und Schmiedbaches bis an die 700 m hinaufreichende, rein lokale Schuttbildungen. In beiden Gerinnen steht jedoch ab ca. 490–500 m das Grundgebirge an. Die gelblich-braunen, schlecht sortierten Ablagerungen zeigen häufig eine sandig-lehmige Entwicklung in der kaum gerundete, größere Klaster stecken. Sie sind als verschwemmtes und umgelagertes Muren- und Verwitterungsmaterial anzusprechen. Inwieweit die sehr schlecht aufgeschlossenen Schuttdecken in den tieferliegenden Teilen der Bucht ältere Tertiärablagerungen überdecken ist nicht feststellbar. Die Schuttbildungen von Floing dürften großteils jüngeren (?Pliozän-Altquartär) Ursprungs sein.

An der Feistritz findet sich eine ausgeprägte Terrasse auf der rechten Talseite bei Oberfeistritz, sowie ein kleinerer Terrassenrest bei Rohrach auf der linken Talseite, während Zetz-, Freesen- und Auersbach Schwemmkegel in das Feistritztal vorbauen.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf den Blättern 135 Birkfeld und 165 Weiz

Von GERHARD MOYSCHEWITZ
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kristallingebiete des Kulm bei Weiz und das Raalpenkristallin unterscheiden sich in ihrer Lithologie grundlegend voneinander. Da die tektonische Stellung des Kulm im Verband der ostalpinen Decken bis heute ungeklärt ist, wurden im Jahre 1989 die nördlichen Teile des Kulm (NE-Teil des Kartenblattes 165) und südliche Teil des Rabenwaldes (SE-Teil des Kartenblattes 135) neu kartiert. Das kartierte Gebiet nördlich der Freienberger Klamm wird durch den Kreilkogel im Westen und auch Osten von dem sich NW–SE erstreckenden Kamm des Buchkogels abgegrenzt. Nach Norden reicht das kartierte Gebiet bis knapp südlich der Talkumlagerstätte Krughof. Das Gebiet südlich der Freienberger Klamm wird im Osten durch den Stubenbergsee und im Westen durch das Abtauchen der Gesteine unter tertiäre und quartäre Sedimente, östlich der Ortschaft Puch bei Weiz, festgelegt. Der südliche Abschluß wird durch den Kulmgipfel fixiert.

Die Gesteinszüge streichen im Südteil des Kartiergebietes generell NE–SW. Nördlich einer jungen Bruchstörung, die im Osten, knapp südlich von Auerberg in das Kartiergebiet eintritt, und den Kulm in WNW–ESE-Richtung durchzieht, ändert sich die Streichrichtung auf NW–SE bis WNW–ESE. Diese Streichrichtung setzt sich nördlich der Freienberger Klamm weiter fort und beginnt erst in den nördlichen Gebieten stärker zu drehen, jedoch scheint hier das generelle Streichen in eine E–W-Richtung einzulenken. Das Einfallen der Gesteinszüge ist generell flach gegen SE bzw. SW. Verteilungen, wie sie z. B. in der Hinterbrühl bei Stubenberg auftreten, gibt es nur lokal.

Vom Liegenden ins Hangende werden folgende lithologisch-strukturelle Einheiten unterschieden:

Die liegendste Einheit des kartierten Gebietes bildet ein große Teile des Buchkogels aufbauender mittelkörniger Orthogneis. Dieses durch seine häufige Biotitführung ausgezeichnete, gleichkörnige Gestein, zeigt zu meist eine deutliche Foliation.

Im Hangenden dieser Orthogesteine treten migmatisierte Paragneise und Glimmerschiefer auf. Die Gesteine sind unterschiedlich stark mit Leukosomen durchädert. Häufig finden sich namhafte Feldspatgehalte in den Glimmerschiefern. Aufgrund von Angleichung der Gesteine im Zuge kräftiger, alpidischer Diaphthorese, kommt es zu einem phyllonitischen Habitus, was eine sinnvolle Trennung dieser Gesteine unmöglich macht. So konnten nur stark migmatisierte Bereiche, in denen der ältere, höher metamorphe Mineralbestand mit Biotit und Sillimanit zumindest noch reliktsch erhalten ist, ausgeschieden werden („Strallegger-Gneis“). Eine klare Abgrenzung dieser Bereiche zu den übrigen Paragesteinen ist aufgrund der fließenden Übergänge jedoch nicht möglich. Die in diesem Bereich eingeschalteten Orthogneise können dem am Buchberg auftretenden Typ gleichgesetzt werden.

Weiter gegen SW werden die Paragneise lückenhaft von geringmächtigen Weißschiefern (Leukophyllit, „Kornstein“) überlagert. Diese an einer alpidischen Bewegungsbahn gebildeten Mylonite bestehen vorwiegend aus Quarz und Muskovit. Die Gesteine setzen im Kartiergebiet am NE-Ende des Kulm ein, erstrecken sich dann mit Unterbrechungen in NW–SE streichender Richtung, und lenken im NW des Kartiergebiets in ein E–W-Streichen ein. Diese Weißschiefer sind von großer Bedeutung für das Auftreten von Talklagerstätten im Rabenwald, da die Bildung dieser Lagerstätten an diese alpidisch angelegten Deckenbahnen gebunden ist. So konnten auch im Kartiergebiet zwei alte Schürfe auf Talk gefunden werden (Nähe Gehöft Schwemmbauer und östlich Eckzeilkreuz). Außerdem sind diese Mylonite maßgeblich beteiligt an rezenten Hangrutschungen, die in den sechziger und siebziger Jahren, in dem am Ostende der Freienberger Klamm gelegenen Granitsteinbruch von Stubenberg, zu Felsbewegungen größeren Ausmaßes geführt haben. Die Lineationen der Weißschiefer fallen zumeist flach gegen WNW ein, und verändern ihr Einfallen erst mit dem Einschwenken des Weißschiefers in E–W-Streichrichtung, wo sie dann gegen SW einfallen. Schersinnbestimmungen in den Weißschiefern zeigen WNW- bzw. W-Transport.

Hangend der Leukophyllite treten zunächst wieder migmatitische Paragesteine auf, die vermutlich Äquivalente zu jenen liegend der Weißschiefer darstellen.

Mit der Annäherung an die Freienberger Klamm treten Orthogneise auf, die WNW–ESE verlaufende, eher geringmächtige Züge ausbilden. Es handelt sich dabei um feinkörnige Granodioritgneise, die durch eine permanente Hornblendeführung ausgezeichnet sind. Diese Gesteine, die sich auch weiter hangend am Kulm häufig in kleinen, linsenförmigen Körpern finden, sind klar von den Orthogneisen des Rabenwaldes zu trennen.

Südlich der Feistritz wird die Klamm von Granatglimmerschiefern und Paragneisen aufgebaut, in die vor allem in den unteren Regionen kleine Orthogneislinsen von dem zuletzt besprochenen Typ eingeschaltet sind.

Über den Paragesteinen setzt in den oberen Regionen der südlichen Klamm eine 250 m mächtige Folge

von Hornblendegesteinen ein. Diese Gesteine, die sich aus Hornblendegneisen und Amphiboliten zusammensetzen, bauen den gesamten NW-Abfall des Kulm auf. Bei den Hornblendegneisen handelt es sich zumeist um hell- bis dunkelgrüngraue Gesteine, die vor allem aus Plagioklas, Hornblende, Quarz, Klinozoisit und häufig Granat bestehen. Die Amphibolite sind sehr vielgestaltig ausgebildet. Den häufigsten Typ stellt ein weißgefleckter, granatführender Plagioklasamphibolit dar. Beide Gesteine sind sehr stark ineinander verzahnt, sodaß nur größere, zusammenhängende Vorkommen getrennt ausgeschieden werden konnten. Während die Hornblenden der Amphibolite häufig eine Streckungslineation zeigen, ist das Erkennen der Lineation in den Hornblendegneisen häufig nur sehr schwer möglich, was auf Rekristallisation von Muskoviten auf der Foliation zurückzuführen sein dürfte.

Das hangendste Glied des kartierten Gebiets, stellen granatführende Mikroklinaugengneise dar. Diese Gesteine bilden eine scharfe Grenze zu den unterlagernden Hornblendegesteinen aus. Die Grenze wird häufig durch das Auftreten von Myloniten und Kataklasiten markiert. Diese Augengneise eignen sich sehr gut zur Schersinnbestimmung, wobei Abschiebungen gegen SW und SE erkannt wurden.

Auffallend ist das extrem starke Streuen der Lineationen, was in Zusammenhang mit alpidischen Deckenbewegungen zu sehen ist. Im gesamten Kartiergebiet werden häufig Abschiebungen gefunden. Diese alpidisch angelegten Strukturen, dürften ihre Entstehung Dehnungsstrukturen verdanken, die sich als Folge von Krustenverdickung durch Deckenüberschiebung gebildet haben.

Die Aufschlußverhältnisse im Arbeitsgebiet sind gut, und vor allem die langgezogenen Gräben liefern häufig fast durchgehend aufgeschlossene Profile. Die Gesteine zeigen häufig tiefgründige Verwitterung. Während Schuttkörper am Kulm weitgehend erodiert sind, finden sich solche im Rabenwald häufig auf Verebungsflächen und in tiefen Mulden im Raum NW von Stubenberg. In ihrer Ausbildung handelt es sich dabei um Schotter und Blockschutt, der zumeist in einer sandigen, bzw. lehmigen Matrix eingebettet ist. Während die Vorkommen in den nördlichen, höher gelegenen Regionen sehr seicht sind (1–2 m mächtig), und nur kleinräumig auftreten, konnte NW Stubenberg ein relativ großes, zusammengehöriges Vorkommen ausgeschieden werden. Dieses Vorkommen ist gut durch den sich in NW–SE-verlaufenden Schmidbach erschlossen. Hier werden Sedimentmächtigkeiten von ca. 20 m erreicht.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 135 Birkfeld

Von HELMUT REINDL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierungsarbeiten im Jahr 1989 befaßten sich mit dem Bereich nördlich der Talklagerstätte Rabenwald. Das zur Kartierung vorgegebene Gebiet wird im N und E durch die Linie Unterer Dissauer, Toter Mann, Wildwiesen, Schloffereck, Spielstatt und im Westen von der Feistritz begrenzt.

Das kartierte Gebiet wird durch den altkristallinen Gesteinsbestand des Unterostalpins und dem darunter

liegenden Permomesozoikum des Fischbacher Fensters aufgebaut.

Die liegendste Einheit im Altkristallin ist der Birkfelder Quarzphyllit. Hangend von dieser befinden sich Orthogesteine (Granitgneis, Augengneis und ein kleines Vorkommen von einem Metagabbro bei Birkfeld). In den Orthogesteinen sind zum Teil Leukophyllithorizonte eingeschaltet. Zumeist befinden sich derartige Horizonte jedoch in den lithologischen Grenzbereichen – wie Augengneis/Glimmerschiefer oder Glimmerschiefer/Migmatite. Die Glimmerschiefer bilden zumeist das Hangende der Orthogesteine. Fehlen die Glimmerschiefer, so stellen die Migmatite das unmittelbar Hangende der Orthogesteine dar.

Im Nordwesten des Kartiergebietes tritt unter dem Birkfelder Quarzphyllit der permotriassische Gesteinsinhalt des Fischbacher Fensters an die Oberfläche. In diesem Bereich konnten ein bislang unbekannter Porphyroidzug und geringmächtige Horizonte von Rauhwacke und Karbonatbreccien erfaßt werden. Die mächtigste Abfolge bildet der Semmeringquarzit, der in seinen Liegendanteilen häufig Quarzgerölle führt und gegen das Hangende zunehmend verschiefert ist.

Der Birkfelder Quarzphyllit stellt das liegendste Glied des Raabalpen-Komplexes dar. Diese Gesteine weisen eine ausgeprägte Foliation und eine flache N–S verlaufende Streckungslineation auf. Die Quarzphyllite sind den Glimmerschiefern in ihrem Aussehen so sehr ähnlich, daß eine Grenzziehung zwischen diesen Gesteinen im Gelände problematisch ist. Dies ist besonders dann der Fall, wenn – wie im Südbereich – die Orthogesteine als trennendes Glied fehlen. Eine sichere Unterscheidung zwischen Birkfelder Quarzphyllit und Glimmerschiefer wird erst durch eine Auswertung von Dünnschliffproben möglich. Der Quarzphyllit ergibt meist eine beträchtliche Führung von Chloritoid.

Die Orthogesteine (Granit- und Grobgnais) stellen das „mittlere Stockwerk“ zwischen dem Birkfelder Quarzphyllit im Liegenden und den Glimmerschiefern und Migmatiten im Hangenden dar.

Die Unterscheidung zwischen Granitgneis und Augengneis erfolgt über den Grad der Verschieferung bzw. über die Einregelung der Feldspäte in die Foliation. Die schwach verschieferten Granitgneise befinden sich meist in den „Internbereichen“ der Augengneisdecke. Da es sich um sehr engbegrenzte Bereiche handelt, kann angenommen werden, daß es undeformierte Abschnitte des Ausgangsgesteins sind. An der Straße in Richtung Miesenbach vor der Gemeinde Außeregg ist in einem Aufschluß Granitgneis mit xenolithischen Paragesteinsschollen zu beobachten. Turmalinführende Pegmatite können in Rollstücken ebenfalls in diesem Bereich festgestellt werden.

Die Augengneise sind durch die Einregelung der Feldspäte (Orthoklase und Mikrokline) in die ausgeprägte Foliation gekennzeichnet. Häufig sind an den Feldspäten Druckschatten Bildungen zu sehen, die, sofern sie asymmetrisch ausgebildet sind, eine Nordbewegung der Hangendanteile anzeigen.

Die Leukophyllite sind helle quarz- und glimmerreiche Gesteine, die, wie erwähnt, häufig innerhalb der Orthogesteine, aber auch in den lithologischen Grenzbereichen zu beobachten ist. Diese Gesteine zeigen eine Vielzahl von Deformationsstrukturen. Charakteristisch ist die ausgeprägte Schieferung, die von einer Dehnungsschieferung überprägt wird. Wenn solche Strukturen ausgebildet sind, wird durch die Dehnungs-

schieferung eine Abschiebung nach Osten angezeigt. Das Streckungslinear der älteren Schieferung verläuft einheitlich in N-S-Richtung.

Die Leukophyllite sind während der altpaläozoischen Orogenese entstanden und fungieren im Zuge des Deckentransportes als bevorzugte Scherhorizonte.

Der Metagabbro von Birkfeld ist unter der Bezeichnung „Saussuritgabbro“ in der älteren Literatur angeführt. Es handelt sich um ein sehr lokales Vorkommen zwischen zwei Bahnviadukten südlich von Birkfeld.

Das Gestein ist völlig undeformiert, dicht und grünlich fleckig. Der Gabbrostock wird von zwei Aplitgängen diskordant durchschlagen. Eine Foliation und eine Streckungslineation lassen sich nicht feststellen.

Amphibolite und deren retrograde Abkömmlinge (Grünschiefer) treten vorwiegend an den Grenzbereichen Quarzphyllonit/Orthogestein auf.

Das dunkel-bis hellgrüne Gestein ist meist dicht und massig. Es kann aber auch eine penetrative Schieferung aufweisen. Im Bereich „Bründl“ ist ein vermutlich ehemals zusammenhängender Amphibolitzug in einzelne linsenförmige Körper zerdehnt. Die Form dieser Körper zeigt eine Dehnung in N-S-Richtung an. Diese Dehnungsrichtung wird auch durch zahlreiche kleine, mit Mineralien gefüllte Klüfte bestätigt. Auch das Streckungslinear weist diese Richtung auf. Die retrograde Metamorphose hat diese Gesteine stellenweise vollkommen in Grünschiefer umgewandelt.

Die Glimmerschiefer („Tommerschiefer“) bilden das Hangende der Orthogesteine. Sie können je nach Mineralzusammensetzung die unterschiedlichsten Farben zeigen. So können die Glimmerschiefer in manchen Grenzbereichen zum Orthogestein durch einen hohen Biotitgehalt dunkelbraun erscheinen. Hellere Typen weisen einen hohen Muskovit- und/oder Serizitgehalt auf. Der Granatgehalt und die Größe der Granate unterliegt großen Schwankungen. Besonders in den Grenzzonen zu den Migmatiten erreichen die Granate Zentimetergröße. Aufgrund des weitgehend ähnlichen Mineralbestandes der Glimmerschiefer und der Migmatitgneise erscheint eine Genese ersterer aus den Migmatiten im Zuge einer Diaphthorese denkbar.

Die Glimmerschiefer weisen eine penetrative Schieferung und eine N-S-verlaufende Streckungslineation auf.

Die Migmatitgneise („Strallegger Gneis“) stellen das Hangende der Glimmerschiefer dar. Die Typokalität dieser Gesteine sind zwei kleine Steinbrüche ca. 400 m nordwestlich „Kreuzwirt“. Die Glimmerschiefer als trennende Einheit zwischen Orthogesteinen und Migmatiten können auch fehlen. Dies kann bei der „Steinwand“ nördlich des Gasthofes „Gscheid“ beobachtet werden. Hier ist es auch zu einer ausgeprägten Pegmatitbildung gekommen. Der Pegmatit erreicht Mächtigkeit von ca. 80 cm, ist schieferungskonkordant in die Migmatitgneise eingefaltet (Faltenachsen um 220/10) und führt Turmalinkristalle (Schörl) bis 4 cm Länge.

Die Migmatitgneise weisen nur eine steile migmatitische Schieferung ($\approx 65^\circ$) auf. Streckungslineation kann keine beobachtet werden.

Das Melanosom setzt sich hauptsächlich aus Biotit zusammen; im Leukosom sind die Feldspäte besonders in den Grenzbereichen zum Glimmerschiefer stark serizitisiert. Der Granat ist meist nur noch reliktsch vorhanden oder vollkommen chloritisiert.

Die im Bereich „Rannbach“ zu beobachtenden Fließfaltenstrukturen und die Pegmatitbildung deuten einen primären Kontakt von Orthogestein und Migmatitgneisen an. Die Migmatitgneise könnten daher das unmittelbare „Hüllgestein“ bei der Intrusion darstellen.

Disthenquarzit tritt in langgestreckten linsenförmigen Körpern innerhalb der Migmatitgneise oder auch als Grenzgestein zwischen Orthogesteinen und Migmatitgneisen auf. Die Mächtigkeit dürfte 30 Meter nicht übersteigen. Typokalität ist ein ehemaliger Steinbruch am „Schloffereck“.

Der Disthenquarzit ist ein weißgraues bis grüngraues, schwach verschiefertes Gestein, bei dem eine Streckungslineation nicht ausgeprägt ist.

Der Mineralbestand setzt sich hauptsächlich aus Quarz und Disthen zusammen. Nebengemengteile sind Serizit, Chlorit und K-Feldspat. Die Disthene sind ca. 0,5 bis 5 mm lang. Die retrograde Metamorphose scheint dieses Gestein nicht stark verändert zu haben.

Die Fischbacher Gruppe

Ein vermutlich permischer Porphyroidzug konnte innerhalb des Semmeringquarzites erfaßt werden. Tektonisch sollte dieser Zug das Liegende des Quarzites darstellen. Dies könnte durch einen Faltenbau (Faltenachse ca. N-S) – wie er beim „Unteren Dissauer“ in einem Steinbruch auch zu Tage tritt – tatsächlich der Fall sein. Im Aussehen ist der Porphyroid dem Augengneis des Altkristallins sehr ähnlich. Als größere Einsprenglinge in einer feinen Matrix aus Quarz und Serizit befinden sich Plagioklas, Orthoklas (Perthite) und Mikroklin. Das Gefüge ist richtungslos.

Der Semmeringquarzit bildet eine ca. 100–150 m mächtige Gesteinsabfolge innerhalb des Fischbacher Fensters. Die Basisbereiche führen Quarzgerölle, die teilweise Größen im dm-Bereich erreichen können. Die Gerölle zeigen eine deutliche Regelung ihrer Längsachsen in Richtung der Streckungslineation des Semmeringquarzites. Die Streckungslineation im Semmeringquarzit weist einen NE-SW-Trend gegenüber N-S im Altkristallin auf. Die Intensität der Schieferung ist in den geröllführenden Bereichen schwach ausgeprägt, nimmt aber gegen das Hangende zu.

Die karbonatischen Breccien und Rauhwacken treten äußerst geringmächtig in den Liegendanteilen des Semmeringquarzites auf. Die Mächtigkeit beträgt maximal 3 Meter. Trotz der sehr schlechten Aufschlußverhältnisse läßt sich ein Horizont dieser Gesteine über die gesamte Längserstreckung des kartierten Fensterbereiches verfolgen. Der beste Aufschluß befindet sich an einem Forstweg südlich „Gießhübel“ ca. auf 700 m Höhe.

Hier sind sämtliche Übergänge von Karbonatbreccien bis zu karbonatführenden Tonschiefern zu finden. Die Tonschieferlagen sind hellgrau und weisen starke Verwitterungstendenzen auf, während die Karbonatbreccien verwitterungsbeständiger sind.

Tertiär und Quartär

Das Altkristallin ist auf den morphologisch flachen Geländeabschnitten tiefgründig verwittert und wird teilweise von tertiären und quartären Sedimenten überlagert. Tertiäre Sedimente sind vor allem auf den durch sanfte Höhenrücken voneinander getrennten Mulden von Miesenbach und Strallegg abgelagert. Außer auf den Plateaus befinden sich quartäre Sedi-

mente noch entlang der Flußläufe in den Bereichen, wo Mäander stark ausgebildet sind.

Die tektonische Entwicklung der Gesteine des Kartiergebietes

Das Streichen der altkristallinen Gesteine verläuft im Südteil des Kartiergebietes mehr oder weniger E–W, während es ungefähr ab der Linie „Strallegg – in der Grub“ mehr auf N–S dreht. Das durchschnittliche Einfallen der unterostalpinen Gesteine – ausgenommen die Migmatitgneise – beträgt ca. 20° nach NE. Das Streckungslinear verläuft im Altkristallin ungefähr in N–S-Richtung; bei den Gesteinen der Fischbacher Gruppe NE–SW.

Alle wesentlichen Struktur- und Metamorphosemerkmale wurden den Gesteinen des Kartiergebietes während der alpidischen Entwicklung aufgeprägt. Dabei lief die strukturelle Entwicklung wie folgt ab:

- 1) Entwicklung duktiler Mylonite (Leukophyllite) mit der Ausbildung einer penetrativen Schieferung (s_1) und damit verbunden die Bildung des Streckungslinears (str_1).
 - 1a) Bildung der Dehnungsschieferung (ecc).
- 2) Verfaltung (offene und Isoklinalfalten) mit Faltenachsen, die um die N–S- bzw. NE–SW-Richtung pendeln (die Schieferung s_1 und das Streckungslinear str_1 wird dabei mitverfaltet).
 - 2a) Bildung von Knickfalten, deren Achsen E–W streichen.
- 3) Die Ausbildung von Störungen unter kühlen Deformationsbedingungen (Bildung von Kataklasiten).

Blatt 144 Landeck

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck

Von KARL KRÄINER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr konzentrierten sich die Aufnahmen auf das hintere Alperschontal und auf das Sulzital am nordwestlichen Blattrand.

Hinteres Alperschontal (Bereich Lärchwaldhütte – Fallenbacherspitze – Fensterle)

Dieser Bereich wird hauptsächlich von ungefähr E–W-streichendem, nach N einfallendem Hauptdolomit eingenommen, der tektonisch relativ wenig gestört ist. Darüber folgen die Kössener Schichten, die meist schlecht aufgeschlossen sind (von Hangschutt überrollt) und vom Stierlahnzugloch auf der nördlichen Talseite in rund 2500 m Seehöhe nach E bis in den Sattel zwischen Fensterle und Fallenbacherspitze (dort schön aufgeschlossen und stark verfaltet), von dort weiter nach SE, den Alperschontal nördlich der Lärchwaldhütte querend, Richtung Rotspitze ziehen.

Über den Kössener Schichten folgen gebankte Rhätkalke, die von geringmächtigen Adneter Rotkalken (Ammoniten-führende Knollenkalke mit Subsolutionserscheinungen) überlagert werden. Über diesen Adneter-

schichten liegen interessanterweise keine typischen Allgäuschichten, sondern relativ geringmächtige, meist rot, teilweise auch grau gefärbte Mergel. Nach W, Richtung Stierlahnzugloch, scheint diese überwiegend rötlich gefärbte Mergelabfolge mit typischen Allgäuschichten zu verzahnen.

Mit einer scharfen Grenze folgen über dieser rötlich gefärbten Mergelfazies zunächst dunkelgrün, darüber rötlich gefärbte, im dm- bis m-Bereich stark verfaltete Radiolarite.

Im hinteren Alperschontal (Schnellenpleis) sind schöne, teilweise staffelförmig angeordnete Moränenwälle erhalten, ein markanter Moränenwall befindet sich unmittelbar nördlich der Lärchwaldhütte in rund 1940 m SH.

Sulzital

Im Sulzital wurden beide Talflanken vom nördlichen Blattrand nach S bis in die Umgebung der Ronigalpe kartiert.

Der nördliche Blattrand wird von steil nach S einfallendem Hauptdolomit eingenommen, der im oberen Teil eine geringmächtige, stark mergelige Einschaltung (? Äquivalente der Seefeld Fazies) zeigt. Zuerst sind rund 10 m Plattenkalke entwickelt, darüber folgen gut 200 m mächtige Kössener Schichten, die teilweise gut aufgeschlossen sind (z. B. N der Sulzalpe) und mitunter häufig *Avicula kösseniensis* sowie Spreitenbauten vom Typ *Rhizocorallium* und *Zoophycos* führen („Salzburger Fazies“). Im höheren Teil sind dickbankige Fossil-schuttkalke eingeschaltet.

Interessant ist der Übergang von den Kössener Schichten in den Jura, NE der Peischelspitze (2424 m) in rund 1900–2000 m Sh recht gut aufgeschlossen. Über dunkelgrauen, stark bioturbaten Mergeln der obersten Kössener Schichten folgen rund 15 m mächtige rötlichbraune und grünliche Mergel, die den rhätischen Schattwalder Schichten zuzuordnen sind. Diese werden von geringmächtigen, ockerbraunen, siltigen Mergeln (? Praeplanorbis-Schichten des untersten Lias) überlagert.

Darüber setzen scharf die Älteren Allgäuschichten ein, die in Form von fossilreichen, dunkelgrauen, stark bioturbaten und teilweise pyritisierten, bis etwa 20 cm dicken Kalkbänken mit bis zu wenige cm dicken dunklen Mergelzwischenlagen entwickelt sind.

Bei der untersten Kalkbank handelt es sich um einen bioturbaten Biomikrit (Wackestone), bestehend aus mikritischer Grundmasse mit reichlich eingestreutem eckigem Quarz in Siltkorngöße und z. T. dicht gepackten Biogenresten (vor allem Crinoiden- und diverse Schalenreste, vereinzelt Foraminiferen und andere Biogenreste).

Die darüberfolgenden bioturbaten Kalkbänke zeigen eine ähnliche Zusammensetzung, wobei jedoch nach oben der klastische Einfluß nach einigen dm verschwindet und der Gehalt an Biogenresten stark zurückgeht (biogenführende Mikrite bzw. biogenführende Mudstones).

Die Allgäuschichten sind in diesem Bereich recht einheitlich entwickelt. Soweit bisher beobachtet, handelt es sich weitgehend um eine dünngebankte Abfolge von dunklen, mikritischen, bioturbaten, mehr oder weniger hornsteinfreien Kalken mit zwischengeschalteten Mergellagen. Diese Fazies wird vom Ruhpöldinger Radiolarit überlagert, über dem Radiolarit folgen zunächst

rund 30 m mächtige rote Mergel, in denen häufig große Lamellaptychen zu finden sind.

Der von der Peischelspitze zur Tjaspitze ziehende Jura ist verfault (E-W-streichende Mulde mit einer stark verfaulten Faltenachse, die von der Tjaspitze nach W zur Ronigalpe abtaucht, im Tal scheinbar umbiegt und nach W zur Peischelspitze wieder aufsteigt). Nach den bisherigen Ergebnissen scheint der Jura auf den mittelsteil nach S einfallenden Hauptdolomit und die bereits stärker deformierten Kössener Schichten leicht aufgeschoben zu sein. Zur Klärung der Tektonik müssen allerdings die im Gratbereich beiderseits des Sulztales begonnenen Aufnahmen noch vervollständigt werden.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen im westlichen Sulzetal auf Blatt 144 Landeck

Von JOACHIM KUHLEMANN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In den Sommermonaten 1989 wurde das westliche Sulzetal am Westende der Zentralen Lechtaler Alpen im Maßstab 1 : 10.000 neu kartiert. Das Gebiet ist im Norden und Westen durch den Kartenrand begrenzt. Abweichend von der Karte AMPFERER's (1922) 1 : 75.000 wurden die Fleckenmergel der Allgäuschichten nach JACOBSHAGEN (1965) in 3 Einheiten gegliedert. Dagegen wurde auf eine Austrennung von Kieselkalken und Manganschiefern innerhalb der Allgäuschichten ebenso verzichtet wie auf eine spezielle Darstellung sandiger oder brekziöser Kreideschiefer, da die lithologischen Merkmale dieser Gesteine sich als stark faziesabhängig erwiesen.

Das Gebiet ist bis zu seinem Süden hart nördlich der Aplespleis-Spitzen (2648 m) innerhalb der Lechtaldecke in 7 etwa E-W-streichende, allgemein nordvergente, nach W in die Schrägzone von Kaisers abtauchende Faltelemente gegliedert.

Obwohl die Kartierergebnisse besonders in den komplexen Schuppen eher mit den Ergebnissen HUCKRIEDE's (1957) als AMPFERER's (1911) und TOLLMANN's (1971) vergleichbar sind, wird das deckentektonische Modell TOLLMANN's, im Detail modifiziert, gestützt.

Im Folgenden seien die Strukturen einzeln von N nach S vorgestellt.

Burkopfsattel

Der zum Lechtal steil abbrechende Hauptdolomit bildet neben einigen Spänen aus Raibler Rauwacken den Kern der isoklinalen, mit reduziertem Nordschenkel versehenen Antikline. Der Dolomit ist von zahlreichen, NW-SE- und NNW-SSE-streichenden Verwerfungen intern zerschert worden, ohne daß größere Versatzbeträge ermittelt werden konnten. Einzig eine das Wildtal längs durchziehende Störung zeigt einen sinistralen Versatz von ca. 80 m.

Tjaspitzmulde

Die weitgespannte, nur ganz schwach nordvergente Synklinale ist im Ostteil durch mehrere Internsättel gegliedert. Die Achsen dieser Sättel steigen nach E extrem steil an, um in der Tjaspitze im östlichen Sulzel-

tal (B. NEUBOURG) zu kulminieren. Die gewaltige Mächtigkeit der Kreideschieferfüllung ist wahrscheinlich durch Schichtverdoppelung zustande gekommen, indem der Südschenkel der Mulde nach N überschlagen wurde. Die Mulde trägt in ihrem Kern 3 entwurzelte, in sich selbständige Strukturen.

Im Zusammenhang mit der Überschiebung der Inntaldecke wurde eine Falte aus der Lechtaldecke abgeschert und in der Kreidemulde zu einer entwurzelten Schuppe ausgewalzt (Rotschrofenschuppe). Intern erweist sich die Schuppe als überschlagene Muldenstruktur aus Aptychenkalken und Radiolariten, die an ihrem oben gelegenen, ehemals südlichen Schenkel als ältestes Schichtglied Jüngere Allgäuschichten führt. Einige Internfalten sind als Radiolaritbänder erkennbar. Der untere Schenkel endet stumpf in tektonischem Kontakt zu Kreideschiefern. In die extrem beanspruchte Basis der Rotschrofenschuppe wurde auch ein Hauptdolomitspan der Inntaldecke eingearbeitet.

Zwischen Rotschrofenschuppe und überschlagenem Kreideschenkel befindet sich eine weitere, eine Melange aus Hauptdolomit und Kössener Schichten führende Schuppe. Sie endet in der Tiefe mit einigen internen Scherbahnen ebenfalls stumpf. Die an ihrer Basis im Süden angeschweißten Reste von Radiolarit und Aptychenkalk deuten auf eine abgerissene Verbindung zur Rotschrofenschuppe hin.

Die frei schwimmende Deckscholle der Griebtaler Spitze liegt als Rest der Inntaldecke über der Rotschrofenschuppe im Zentrum der Tjaspitzmulde. Die Kössener Schichten an der Basis des Hauptdolomits deuten den Rest eines inversen Liegendschenkels an.

Der Nordschenkel der Tjaspitzmulde ist kaum gestört und deshalb prädestiniert für die Gewinnung eines vollständigen Profils zwischen Karn und Oberkreide.

Baumgartner Sattel

Diese asymmetrische Antiklinale mit Kössener Schichten im Kern ist im östlichen Teil durch 2 flache Internmulden gegliedert. Die Hauptachse taucht hart südlich des Falmedonjochs mit ca. 20° relativ flach nach W ab. In den Flanken des Sattels treten in diesem Bereich einzelne Pakete roter Flaserkalke innerhalb der ansonsten normalen Abfolge der Jüngeren Allgäuschichten auf.

Freispitz-Synklinorium

Diese komplex gebaute Kreidemulde wird von mehreren quer gestörten, reduzierten Sattelzügen und Schuppen durchzogen. Die Südschenkel der Falten sind meist völlig abgeschert und ausgeschuppt. Die Kartierergebnisse weichen von den Darstellungen AMPFERER's & HAMMERS (1911) und CHRISTAS (1932) erheblich ab. Im Bereich der Guflespitze treten z. B. rote Kalkmergel innerhalb der Kreideschiefer auf, die als Radiolarite gedeutet worden waren.

Guflesattel

Dieser Sattel mit Hauptdolomit im Kern bildet im Tal schluß eine Wand, in der das umlaufende Streichen an der Faltenstirn einer bedeutenden Überschiebung trefflich aufgeschlossen ist. Der Nordschenkel des Sattels ist an der Überschiebungsfäche abgeschert worden.

Feuerspitzenmulde

Sie führt im Kartiergebiet nur spezialgefaltete Kössener Schichten, die hier mit Oolithen und Mudmounds Flachwasser-Fazies anzeigen. Im E wird der Muldencharakter im verfalteten Schwellenjura der Feuerspitze deutlicher.

Aplespleis-Sättel

Der Doppelsattel mit Hauptdolomit im Kern scheint sich nach E im Bereich der Aplespleis-Spitze aufzulösen.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den zentralen Lechtaler Alpen im östlichen Sulzeltal auf Blatt 144 Landeck

Von BRITTA NEUBOURG
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Sommer 1989 wurde das östliche Sulzeltal am Westrand der Zentralen Lechtaler Alpen neu kartiert. Die Aufnahme erfolgte im Maßstab 1 : 10.000.

Das Gebiet befindet sich im Bereich der Lechtaldecke. Seine Grenzen werden nördlich vom Kartenrand, südlich vom Grat im Talschluß bis zur Feuerspitze, westlich vom Sulzelbach und östlich vom Grat zwischen Vorderem Sonnenkogel und Feuerspitze gebildet.

Bei der Ansprache der Gesteine wurden zum Teil andere Einheiten gewählt als bei AMPFERER's Karte (1922) im Maßstab 1 : 75.000. Dabei wurden die Allgäuschichten in Anlehnung an JACOBSHAGEN (1965) dreigeteilt. Dagegen fehlt das getrennte Aushalten von Kieselkalke und Manganschiefern in den Allgäuschichten und die Unterteilung der Kreideschiefer in brekziöse und sandige Gesteine, da diese Ausbildungen jeweilige Sonderfaziestypen darstellen. Die Kössener Schichten beinhalten neben mergeligen und tonigen Ablagerungen auch Kalke, die neben mikritischer Beckenfazies und Tempestiten initiale Riffbildungen innerhalb der Kössener Fazies darstellen und von AMPFERER (1932) zum Teil als Oberrhätalkalke auskartiert wurden.

Das Gebiet gliedert sich in 7 Faltenstrukturen, die i. a. W-E-gerichtet sind und überwiegend Nordvergenz zeigen. Die Faltenachsen steigen in Richtung Osten an.

Die nördlichste Struktur bildet der Burkopf-Sattel, dessen Südschenkel sich im Gebiet befindet. Er ist nordvergent und zeigt einen isoklinalen Faltenbau. Sein Kern besteht aus Hauptdolomit, nördlich des Kartiergebietes sind Raibler Rauhwacken als ältestes angeschnitten.

Weiter südlich befindet sich die Gramaiser Jungschichten-Zone. Es handelt sich um eine nordvergente Mulde mit überkipptem Hangendschenkel. Die Faltenachse streicht SW-NE und zeigt streckenweise s-förmige Verbiegungen. Angeschnitten wird zunächst Aptychenkalk als Muldenfüllung, unter Versteilung der Faltenachse dann Jüngere Allgäuschichten und auf dem Grat zwischen Vorderem und Hinterem Sonnenkogel bei flacher werdender Achse wieder Aptychenkalk. Die nordöstliche Erstreckung der Mulde und der variierende Eintauchwinkel der Faltenachse wird durch eine Querausfaltung in N-S-Richtung verursacht. Bei der von

AMPFERER & HAMMER (1911) am Nordabhang des Hintere Sonnenkogels als Aptychenkalk angesprochenen Scholle handelt es sich um tektonisch beanspruchte Ältere Allgäuschichten.

Der südlich anschließende Sattelzug zeigt einen ähnlichen SW-NE-Verlauf. Seine Faltenachse steht sehr steil und ist zum Teil sogar überkippt. Auch hier ist die Querausfaltung ein entscheidendes tektonisches Element.

Weiter südlich schließt sich das Tjaspitz-Synklinorium an. Es besteht aus mehreren Muldenzügen, deren Nordvergenz gering ausgeprägt ist. Deren Achsen verlaufen in W-E-Richtung mit s-förmigen Verbiegungen. Die Faltenachsen tauchen im Westen extrem steil ein und verflachen nach Osten hin zunehmend. Somit ergibt sich ein ähnliches Bild wie in der Gramaiser Jungschichten-Zone. Eine deutlich ausgebildete kleinräumige Spezialfaltung unterstreicht die Bedeutung der Querausfaltung.

Nach Süden folgt das Blahdenmahd-Baumgartner-Antiklinorium. Es besteht aus drei nordvergenten Sattelzügen mit Kössener Schichten bzw. Plattenkalk im Kern. Die Faltenachsen verlaufen ähnlich wie die schon angesprochenen Achsen. Dabei ist die Querausfaltung weniger deutlich ausgeprägt. Eine bedeutende Störung am Muttlerkopf hat Allgäuschichten gegen Kössener Schichten versetzt. Die von AMPFERER (1932) als Oberrhätalkalk angesprochenen Gesteine an der Simms-Hütte wurden aus oben genannten Gründen als Kössener Schichten angesprochen.

Südlich schließt sich das Freispitz-Synklinorium an. Es wurde an einer Überschiebungsbahn vom Hauptdolomit des Gufle-Sattels überschoben und dadurch stark eingeeignet. Seine im Westen vorhandene mächtige isoklinale Kreidemulde wurde nach Osten hin in sehr kleinräumige isoklinale Falten aus überwiegend Radiorarit und Aptychenkalk gelegt. Die Falten sind nordvergent, die Schichten fallen nach Süden hin ein. Bei den von AMPFERER (1932) als Lias-Fleckenmergel angesprochenen Gesteinen unterhalb der Überschiebungsbahn des Gufle-Sattels handelt es sich um tektonisch beanspruchte Aptychenkalke und Kreideschiefer.

Die Überschiebungsbahn des südlich gelegenen Gufle-Sattels fällt mit ungefähr 30° nach Süden ein und zeigt typische Merkmale einer Faltenüberschiebung (TOLLMANN, 1973), bei der der Liegendschenkel fast vollständig abgeschert wurde. Im Westen ist nur der Südschenkel mit Hauptdolomit als Kern und Kössener Schichten vorhanden. Im Osten, an der Wetterspitze, ist der Nordschenkel von Hauptdolomit bis zum Rhätolias-Riffkalk ausgebildet. Dabei wurden die Kössener Schichten an einer Störung teilweise ausgequetscht. Die Schichten fallen im Westen nach Süden bis Südwesten, im Osten an der Wetterspitze nach Nordosten ein.

Das südlichste Faltelement bildet die Feuerspitzenmulde. Die Hauptmulde enthält Schichten von Kössener Schichten bis Radiorarit auf dem Gipfelplateau. Die Allgäuschichten sind teilweise in Schwellenfazies ausgebildet. Die Mulde verläuft W-E bis WNW-ESE. Ihre Faltenachse steigt nach Osten hin an. Die Juraschichten sind trotz allgemein flacher Lagerung (BANNERT, 1964) intern spitzwinkelig spezialgefaltet. Auch treten nach NNE verstärkt Störungen auf, und der stratigraphische Verband ist durch das teilweise völlige Ausquetschen der Mittleren Allgäuschichten gestört. Außerdem wurden die Älteren Allgäuschichten über den Rhätolias-Riffkalk gefaltet und als Keil zwischen ihm

und den Kössener Schichten eingefaltet. Dabei wurde die Schwellenfazies der Älteren Allgäuschichten fast vollständig ausgequetscht.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck

Von AXEL NOWOTNY

Die Begehungen im Berichtsjahr dienten der Revision der Kartierung der letzten Jahre. Sie konzentrierten sich vor allem auf das Gebiet des Mittagkopfes und des Knollkopfes südlich von Kappl aber auch auf das Gebiet zwischen Diasalpe und Durrichalpe.

Der Bereich zwischen Mittagkopf und Knollkopf wird in erster Linie von quarzitischem Paragneis mit Einschaltungen von Amphibolit aufgebaut. Das Gestein erscheint gegenüber der Hauptmasse der Glimmerschiefer und Gneise wesentlich ebenflächiger ausgebildet. Zusätzlich treten dunkle bis lichtgraue Quarzite, massig ausgebildet, sowohl am Mutegrat als auch an den Flanken des Lahngangkopfes zum Visnitzbach auf, während der Knollkopf selbst ab 2200 m Seehöhe aus hellem Orthogneis aufgebaut wird.

Die Begehungen im Gebiet zwischen Diasalpe und Durrichalpe dienten zur Abgrenzung der Augengneise zu den unterlagernden Muskovit-Biotit-Glimmerschiefern und der Muskovit-Glimmerschiefer. Typus Niederjöchl. Letztere ziehen von der Spiriduralpe gegen Süden in das Gebiet von Kappl und Egg und sind nach NW zur Hohen Spitze und dem Lattejoch zu verfolgen. Weitere Revisionsbegehungen wurden im Gebiet von Schrofen und Perfuchsberg durchgeführt. Die Aufnahme neuer Güterwege in diesen Gebieten bestätigte die Kartierung der letzten Jahre. Schließlich konnte ein Vorkommen von Augengneis im Instalanzbachtal gegen SE in Kaltenbachtal NE des Furglerjoches verfolgt werden. Es handelt sich dabei um die Fortsetzung des am N-Grat des Furglers beobachteten Augengneiskomplexes.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den Blättern 144 Landeck und 172 Weißkugel

Von FRIEDRICH HANS UCİK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1989 wurde die Kartierung

- 1) vor allem im Bereich des Fenster-NW-Randes im Gebiet Masner Alpe – Pfundser Ochsenbergalpe vorangetrieben;
- 2) wurden noch einige ergänzende Begehungen am SE-Rand des UEF im Raum E der Unteren Alpe im Bergletal durchgeführt.

Die Kartierung am NW-Rand wurde vor allem im Gebiet der Pfundser Ochsenbergalpe gegen SW bis zum Kamm Gmairer Kopf – Frudiger Kpf weitergeführt und konnte bis zu dieser Linie auch im wesentlichen abgeschlossen werden. Obwohl viele Einzelheiten der Kar-

tierung HAMMERS (Jb. 1914, Taf. XXVI, Geolog. Karte 1 : 25.000) bestätigt wurden, hat die strikte Aufschlußkartierung im wesentlich größeren Maßstab doch etliche zusätzliche Einzelheiten gebracht und vor allem eine tektonische Entwirrung, eine Aufgliederung der zumindest auf den ersten Blick doch recht verworrenen Schichtfolgen in einzelne, lang hinstreichende Schuppen ermöglicht; die einzelnen Teileinheiten und Gesteinszonen zeigen zwar in ihrer streichenden Erstreckung relativ starke Schwankungen vor allem hinsichtlich ihrer Mächtigkeiten, können auch abschnittsweise auskeilen, lassen sich jedoch im großen ganzen im Streichen von NE her gegen SW bis zum Kamm Gmairer K. – Frudiger K. durchverfolgen (und nach den vorhandenen, noch nicht überprüften Unterlagen auch noch weiter bis zur Staatsgrenze).

Der die Basis der Prutzer Serie bildende Zug von Ladirer Quarzit und paläozoischem Quarzphyllit konnte bis auf den Kamm N des Frudiger K. verfolgt werden, ist hier allerdings nicht einmal mehr 100 m breit (auf der Masneralm z. B. noch 300 m), enthält mehrere dünne Gipslagen und ist in seinen hangenden Anteilen mit den höheren, jungen Flyschschiefern verschuppt. Im Liegenden dieses Quarzit-Quarzphyllitzuges bildet eine 200 oder etwas mehr Meter mächtige Scholle aus verschiedenen Kalken und Dolomiten sowie Rauhwakken den Gipfel und N-Abhang des Frudiger Kopfes. Die jetzige Position dieser ?Trias ist wahrscheinlich auf das mechanisch unterschiedliche Verhalten dieses Härtlingsklotzes gegenüber den viel weicher umgebenden Schiefen zurückzuführen. Einige größere Dolomitblöcke (bis 100 m), die am östlichen Abhang des Kammes inmitten des Quarzit-Quarzphyllit-Zuges liegen, sind meines Erachtens junges Felssturzmaterial. Auch die Basis einer höheren Teilschuppe der Prutzer Serie (im Arzejochprofil insgesamt nicht einmal 100 m mächtig) wird von Quarzit + Quarzphyllit gebildet, die am Hexensattel eine mehr als 200 m breite Zone bilden (mit eingeschuppten Spänen von grauen Kalkschiefern = Neokomschiefern und höheren Flyschschiefern knapp W des Sattels); gegen SW keilt diese Basis bis zum Kamm S des Gmairer Kopfes zwar fast ganz aus, wird hier jedoch zusätzlich durch kleine Dolomitscholten und eine ca. 10 m mächtige Gipslage deutlich markiert. Über der Basis folgen diverse jüngere Schiefer; im Profil S des Gmairer K. treten in einer über 200 m breiten Zone höhere Flyschschiefer einschließlich Feinkonglomerate und einer Diabaslinse auf. Die von HAMMER in diesem Profil auf Taf. XXVI unmittelbar im Liegenden des Kristallins eingetragenen grauen Kalkschiefer konnten hier nicht bestätigt werden, fanden sich dafür in einem bisher nicht vermerkten Aufschluß N des Gmairer Sees einschließlich mehrerer Lagen von Krinoidenfeinbreccien.

Die Basis der Pezidserie wird im Bereich der westlichen Ochsenbergalpe sehr deutlich durch eine bis mehrere hundert Meter mächtige ?Trias-Folge von verschiedenen Kalken, Dolomiten und Tonschiefern S bis SE des Frudiger Kopfes markiert, die im Streichen auf mehr als $\frac{3}{4}$ km zu verfolgen ist. Das beste und durchgehende Trias-Profil am Kamm S des Frudiger K. liegt allerdings schon knappst S außerhalb des Blattes Landeck. Eine liegende Kalkscholle ca. 400–600 m E Frudiger K. wird durch einen Span bunter Bündner Schiefer von der übrigen Trias abgetrennt – ein weiterer Hinweis auf die extreme Detailtektonik in diesem Gebiet. Die hier zur Pezidserie gehörenden bunten

Bündnerschiefer streichen zwar vom Minderskopf bis in den Bereich der westlichen Ochsenbergalpe, keilen hier aber ca. 200 m NE des Frudiger K. aus. Die Basis der Pezidserie läßt sich am Kamm Minderskopf – Blauer Talrücken im Detailprofil selbst nicht festlegen (siehe Bericht 1988), auf Grund der nunmehr abgeschlossenen Flächenkartierung glaube ich, diese Basis mit jenem Zug grauer Bündnerschiefer angeben zu können, der den Gipfel des Minderskopfes aufbaut.

Sowohl in der Pezid- wie in der tieferen Pfundserie stecken im Gebiet der Ochsenbergalpe sowohl in den bunten wie fallweise in den grauen Bündnerschiefern, überwiegend aber im Grenzbereich dieser beiden Gesteinsserien, zahlreiche kleine und kleinste Blöcke und Schollen von Kalken und Dolomiten, die überwiegend als grobklastische Einstreuungen, als Olistholithe, gedeutet werden, einzelne ganz kleine Blöcke aber auch als (glazial verschlepptes) Felssturzmaterial aus den großen Triaskomplexen am und um den Frudiger Kopf.

Am SE-Rand endet die am NE-Ende des UEF, im Raum Fendels, viele hundert Meter breite Zone der bunten Bündnerschiefer gegen S hin etwa 300 m S des Pleiskopf-Rückens; im Hangenden des südlichsten Aufschlusses der bunten Bündnerschiefer treten – einschaltet in „normale“ graue Bündnerschiefer – in mehreren, charakteristisch massigen Lagen noch Krinoidenmikrobreccien sowie grünbräunliche Quarzite der Sadererjochserie auf. Vorbehaltlich der mikroskopischen Bestätigung des Handstückbefundes wird diese bunte Bündnerschiefer-Zone hier durch eine etwa W–E-streichende Querverwerfung abgeschnitten, durch welche die südlich der Störung gelegenen Mikrobrecien, Quarzite und Phyllite der Sadererjochserie um wenigstens 300–400 m gegen W, als gegen das Fensterinnere, verworfen wurden.

Blatt 149 Lanersbach

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 149 Lanersbach

Von ALOIS MATURA

Im Sommer 1989 wurde mit der Kartierung des Bereiches des Innsbrucker Quarzphyllit-Komplexes in der Nordostecke des Blattgebietes begonnen und gegen Westen der Rastkogel-Pfaffenbichl-Kamm, gegen Süden der Kamm Pangert – Hoarbergkarspitze – Gerennte erreicht.

Es herrschen eintönige Phyllite vor, die aus wechselnden Mengen von Chlorit, Serizit, Albit und Quarz bestehen. Örtlich sind auch geringe Mengen an Karbonat vorhanden, eher fein verteilt, ohne daß größere Mengen an Mobilisaten sich entwickelt hätten. Den Phylliten sind vereinzelt, im regionalen Streichen eingeregelt, flach linsenförmige Körper von Grüngesteinen eingeschaltet, die Mächtigkeiten von einigen Metern bis wenige Meterzehner erreichen und eine Längserstreckung von wenigen hundert Metern. Größere Vorkommen dieser Chlorit, Hornblende, Epidot und Albit führenden Schiefer treten im Bereich der Rastkogelhütte und nördlich davon im Bereich des Kreuzjoches, des

Kraxentragers und westlich davon zur hinteren Pfundalm hinunter auf. Westlich des Roßkopfes sind den Phylliten wenige Meter mächtige, homogene, kompakte, örtlich kataklastisch stark beeinflusste Metadiorite eingeschaltet. Die jüngste Schieferung als dominierendes Gefügeelement streicht E–W und pendelt um die Saigerstellung. Gegen Westen im Bereich des Rastkogel-Pfundsjoch-Pfaffenbichel-Kammes stellt sich auch W-Fallen ein, was in Verbindung mit beobachtbaren flach bis mittelsteil W-fallenden Faltenachsen auf einen größeren Faltenbau hinweist.

Im Bereich Schafkopf – Unterbergalm – Mühlwald sind den Phylliten im Südteil des kartierten Gebietes neben Grünschiefern auch weißer Quarzit, Eisendolomit in engem Verband mit Bändermarmor, und Chloritoid führender Phyllit (bei K 1302 im Sidanbachgraben südlich Grün) eingeschaltet. Dabei scheinen die mehrere Meterzehner mächtigen weißen Quarzite aufgrund der erkennbaren W-fallenden Faltenachsen eine vom Schafkopfkamm nach Osten bis fast zum Hochleger der Unterbergalm reichende Mulde zu bilden. Im Muldenkern am Schafkopf Grünschiefer und Serizitphyllite; an den steilen Südschenkel schließen Eisendolomite und Bändermarmore an. Zwischen Hochleger und dem verfallenen Niederleger der Unterbergalm bilden die erwähnten Karbonatgesteine eine größere, in sich intensiv verfaltete Ansammlung. In der östlichen Fortsetzung dieses Vorkommens im Bereich des Mühlwaldes und im Talboden des Sidanbachtals treten größere Linsen von vorwiegend Eisendolomit mit untergeordnet Bändermarmor auf.

Der Innsbrucker Quarzphyllit ist kein sehr standfester Untergrund. So zeigt der Rücken im Bereich des Sidanjoches besonders auffallend mehrere Staffeln von kamm-parallelen Zerrspalten. Ähnliches ist auch am Rücken nordöstlich des Rauhenkopfes zu beobachten. In den Hangbereichen darunter ist der ursprüngliche Felsverband durch beträchtliche Massenbewegungen nicht mehr erhalten. Davon ist demgemäß besonders ausgedehnt die gesamte Nord- und Nordostflanke des gekrümmten Sidantales betroffen, sowie auch die Ostflanke des Rauhenkopf-Nordostrückens. Eine musterhafte Sackungsmasse liegt nördlich des Gerennte mit Anrißnische und gegen das Sidantal vorgewölbtem Unterteil vor. Noch stärker und intensiver als der Sidan-joch-Rücken ist der Hoarbergkarspitz-Gerennte-Rücken durch zahlreiche Staffeln von Zerrklüften besetzt, die auch weit nach Süden den Hang hinunter reichen.

Bei Aue ist der Talbereich des Sidanbachtals durch mächtige Moränenablagerungen ausgefüllt. Jenes grobe Blockwerk, das am Fuße der Sandeggalm einen markanten Wall bildet, dürfte auf einen (?spät-) glazialen Bergsturz zurückgehen.

Blatt 150 Mayrhofen

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen

Von PETER NEUMAYR, THOMAS STADLMANN
& CHRISTIAN STEJSKAL
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Aufnahmen auf Blatt 150 umfaßten die Talschlüsse des Zemmgrundes, der Floiten und der Stilluppe. Im

Bereich Zillergründl und Hundskehle fanden vergleichende Begehungen statt.

Geologisch beinhaltet das Gebiet Zentralgneise des Tuxer- und Zillertaler-Kernes, sowie Mitgmatite und hochmetamorphe Gneise neben prävarizischen Metasedimenten und Metavulkaniten der Greinerformation. Für die geologische Kartierung war es unerlässlich, die relativen Altersbeziehungen zwischen den einzelnen Zentralgneisvarietäten und deren Intrusionsbeziehungen zum alten Dach (Greinerformation und Migmatite) zu erfassen.

Im einzelnen ergaben sich folgende Ergebnisse:

Zemmgrund

Als tiefste Zentralgneiseinheit des Zillertaler-Kernes erstreckt sich ein mittel- bis grobkörniger Metagranodiorit vom Zillertaler Hauptkamm ins Mörchnerkar bis 500 m nördlich der Kote 2945 m. In wenig deformierten Bereichen zeigen sich annähernd idiomorphe Kalifeldspate mit Durchmesser um 1 cm. Im Randbereich gegen Norden nimmt die Deformation deutlich zu.

Charakteristisch für den Metagranodiorit sind häufig auftretende, linsenförmige Biotitgneisschollen. Sie sind mit ihrer „Längsachse“ diskordant zur Hauptschieferung des Metagranodiorites eingeregelt, die Schieferung in den Schollen steht diskordant zur Schieferung im Metagranodiorit.

In den Gletscherschiffen ca. 1 km westlich des Schwarzensteinsattels wird der Granodiorit von basischen, maximal 2 m mächtigen, NW-SE-streichenden Gängen durchschlagen. Die Gänge zeigen bis 5 mm große idiomorphe Biotite und 1 mm lange Plagioklasleisten in feinkörniger, grauer Matrix. Weiters wird der Granodiorit hier von Leukogranitgängen diskordant durchschlagen.

500 m NW von Punkt 2945 m im Randbereich des Metagranodiorites bzw. Granodioritgneises, in Sh. 2670 m wird dieser von einem mittelkörnigen, grauen Metagranit intrudiert, wobei bis mehrere Meter mächtige Metagranitgänge im Granodioritgneis mehrere dm große Schollen von Granodioritgneis führen. Die Metagranitgänge zeigen in ihrer Schieferungsrichtung eine eindeutige Diskordanz (bis 20°) zur Schieferungsrichtung des umgebenden Granodioritgneises und dessen Schollen innerhalb der Gänge. Petrographisch weisen diese Gänge eine große Ähnlichkeit mit dem im Mörchnerkar im N des Granodioritgneises folgenden grauen, mittelkörnigen Zweiglimmergranitgneis auf. Dieser führt bereichsweise deformierte bis hypidiomorphe Kalifeldspate mit Kantenlängen um 1 cm. Die unmittelbare Grenze zwischen diesem Zweiglimmergranitgneis und dem Granodioritgneis konnte in Folge Moränenüberdeckung im Mörchnerkar nicht untersucht werden. Direkt SW des Mörchnerkees intrudiert der Zweiglimmergranitgneis in dm bis mehrere Meter mächtigen, der Hauptschieferung parallelen Lagen feinkörnige Biotitgneise, Amphibol-Chlorit-Schiefer und Amphibolite, die petrographisch dem Gesteinsverband der Greinerformation entsprechen. Lokal treten migmatische Biotit-Hellglimmergneise im Intrusionsverband auf, wobei nicht eindeutig festgestellt werden konnte, ob die Migmatisierung im Zuge der Intrusion oder präintrusiv erfolgt ist. Die Intrusionslagen sind fein- bis mittelkörnig, führen Biotit und Hellglimmer, sowie lokal hypidiomorphe deformierte Kalifeldspate bis 1 cm Größe und fein verteilten Granat (meist um 1 mm, selten gehäuft und bis 1 cm Durchmesser). Randlich zeigen diese Lagen

einen Aufschmelzungssaum zum feinkörnigen, stark geschieferten Biotitgneis. Diese etwa 300 m mächtige Intrusionszone bildet den Randbereich der Zentralgneise, die hier das alte Dach parallel zu einer bestehenden Schieferungsebene intrudierten und dabei teilweise alten Gesteinsbestand (z.B. Biotitgneise) aufgeschmolzen haben.

Generell nimmt der Grad der Verschieferung innerhalb der Zentralgneisvarietäten vom Hauptkamm nach N zu, am stärksten deformiert sind die Gneise und Metagranite innerhalb der Intrusionszone im nördlichen Mörchnerkar. Die Gesteine fallen allgemein gegen NNW mit 30–50° ein.

Der Bereich zwischen Schwarzenbachjoch zur I. Hornspitze und zur II. Hornspitze wird von einem Grobkornamphibolitkomplex aufgebaut, der randlich Aplitinjektionen führt und am Schwarzenbachjoch im Grenzbereich zum Metagranodiorit stark deformiert ist. Vom Schwarzenbachjoch zur I. Hornspitze nimmt die Deformation ab, teilweise zeigt sich gut erhaltenes Intersektalfüge mit bis zu 1 cm großen Amphibolen. Stellenweise tritt der Plagioklasgehalt bis zum reinen Amphibolfels ganz zurück. In 3100 m taucht ein feinkörniger Biotit-Amphibolit mit geringer Mächtigkeit auf.

Floiental

Im Floiental wurde der Karboden zwischen Kleinem Löffler (3224 m) und Greizerspitze (3010 m) im E, dem Floitenkees im S bis ins Lapenkar im N kartiert. Die westliche Grenze bildete der orographisch linke Talrand des Floientales. Dabei ist der vom Zemmgrund als tiefste Zentralgneisvarietät bekannte Granodiorit im S noch nicht angetroffen worden. Die Intrusionszone von Zentralgneisvarietäten ins alte Dach erreicht im Griesfeld eine S-N Horizontalerstreckung von etwa 2 km (und damit eine größere Mächtigkeit als im Mörchnerkar) bei W- bis NW-Einfallen mit 20–30°.

Am Fuß des Kleinen Löffler Westgrates in ca. 2800 m Sh. steht als tiefste hier beobachtbare Zentralgneisvarietät ein kaum deformierter, homogener und grobkörniger Granit an. Gegen NW ins Griesfeld nimmt der Deformationsgrad zu, erste Biotitgneislagen vom alten Dach treten auf. Weiter gegen N zieht eine etwa 800 m breite Zone aus Schollenmigmatiten mit leukogranitischem teils auch porphyrischem Granitgneis als Leukosom von P. 3053 m ins Griesfeld. Gegen W lassen sich diese Schollen bis auf Sh. 2380 m und gegen N bis zum Fuß der Greizer Spitze verfolgen. Das Paläosom besteht im wesentlichen neben Biotitgneisen aus dm bis m großen, leicht ausgelängten Schollen von Amphiboliten und Amphibol-Chloritgneisen. Gegen NW beinhaltet der Metagranit und Granitgneis an Stelle von Schollen Meter bis Zehnermeter mächtige Lagen von Biotitgneisen, Amphiboliten und Amphibol-Chloritgneisen, die wohl abgelöste Großschollen bzw. Lagen des alten Daches darstellen (entsprechend den Verhältnissen im nördlichen Mörchnerkar). Weiter nach N gegen den SW-Grat des Gigalitz nimmt der Deformationsgrad der Gneise zu. Im Steilabbruch des Griesfeldes zur Floitenkeesgletscherzunge zwischen Sh. 2120–2300 m bilden mehrere Generationen von aplitischem injizierten, fein- bis mittelkörnigen Leukograniten die Fortsetzung der SW-NE-streichenden Schollenmigmatitzone des mittleren Griesfeldes. In Teilbereichen führt der Leukogranit Granodiorit- bis Tonalitschollen und intrudiert im Gebiet direkt unterhalb der Gletscherzunge bzw. an deren orographisch linker Seite einen Amphibolitkom-

plex mit mehreren 100 m Durchmesser. Dieser Amphibolitkörper beinhaltet neben melanokraten Feinkornamphiboliten bis Amphibolfelsen auch gröberkörnige gabbroide Amphibolite und ist lokal stark aplitisch injiziert.

Gegen N, ins Hangende, nimmt die aplitische Durchhäderung zu, hier auftretende Granatamphibolite sind an- bzw. teilweise aufgeschmolzen worden, wobei in diesen Bereichen ein Granat- und strahliges Amphibolwachstum im Neosom zu beobachten ist.

In den Gletscherschliffen zwischen der Gletscherzunge des Floitenkees und Sh. 1930 m auf der orographisch linken Seite des Floitentalabschlusses nimmt der Grad der Aufschmelzung der Amphibolite bis zu Bänder- und Schollenmigmatiten zu. Den Paläosomanteil (ca. 70 %) bilden Granatamphibolite, Amphibolite, Granat-Hornblendeschiefer und Biotitgneise bis -schiefer. Das Leukosom (ca. 30 %) besteht aus aplitischem Leukogranit und porphyrischem Metagranit mit Kalifeldspaten um 1 cm Kantenlänge.

Im mittleren Floitental zwischen Böckachalm und Baumgartenalm bestehen die Talflanken aus Augenflasergneis (Tuxer Kern), der unterschiedliche Mengen an prävariszischem Material (Biotitgneise und Amphibolite) in Form von Lagen und Schollen des alten Daches beinhaltet.

Die im Mörchnerkar beobachteten Streichrichtungen setzen sich auch im Floitental mit WSW-ENE fort.

Stillupptal

Im Stillupptal wurden der Talschluß und die Talflanken gegen N bis zur Grüne Wand-Hütte aufgenommen.

Die Wandstufe im Talschluß („Gfaller“) wird von Schlierenmigmatiten dominiert. Das Paläosom besteht aus dunklen, schlierigen Biotitgneisen (vgl. Floitental, Gletscherschliffe unterhalb Gletscherzunge Floitenkees), das im allgemeinen feinkörnige Neosom führt lokal bis 4 cm große idiomorphe Kalifeldspate. Ungefähr 800 m südlich der Stapfenalm folgt gegen S (im Liegenden der Migmatite) eine 20–30 m mächtige Zone, die in einer aplitisch-leukogranitischen Grundmasse schwimmende Schollen von Bänderamphibolit, Biotit-Chloritgneis, Feinkornamphibolit und Tonalit führt. Die eckigen bis rundlichen Schollen zeigen kaum Anschmelzung und keine Aufschmelzungserscheinungen. Diese Zone bildet den Grenzbereich zu einem mittelkörnigen, amphibolführenden Tonalit, der ab Sh. 1950 m 850 m südlich der Stapfenalm gegen S und daher dem Migmatit im Liegenden folgt.

Eine weitere, geringermächtige Schollenzone zeigt sich in einem kleinen Bachgraben ca. 650 m SE der Stapfenalm innerhalb der Migmatite.

Talauswärts Richtung Taxachalm zeigen die Talflanken ebenfalls Schlierenmigmatite bis Augenflasergneis (Tuxer Kern) mit nicht aufgeschmolzenen Biotitgneisen und Biotit-Chloritgneislagen entsprechend dem mittleren Floitental.

*

Im Zusammenhang ergeben sich für das Kartierungsgebiet folgende Schlußfolgerungen:

Insgesamt lassen sich auf Grund der Kartierung eines kleinen Ausschnittes des Zillertaler- und Tuxer-Kernes noch keine generellen und das gesamte Gebiet erfassenden Aussagen über relative Altersbeziehungen zwischen allen Zentralgneisvarietäten machen. In einzelnen Bereichen konnten jedoch Beziehungen zwischen zweien oder mehreren Granitoiden beobachtet werden. Der Granodiorit des Zillertaler Hauptkammes

(Schwarzenstein – III. Hornspitze) bildet offenbar die älteste bis jetzt erfaßte Zentralgneisvarietät des Zillertaler Kernes. In dessen Randbereich sind Granite, Leukogranite und porphyrische Granite eingedrungen, die Lagen des alten Daches (größtenteils den Gesteinen der Greinerformation entsprechend) abgespalten und teilweise aufgeschmolzen haben. Die Kontaktzone zwischen letzteren Granitoiden und altem Dach ist über weite Bereiche als Schlieren-, Bänder- und Schollenmigmatit ausgebildet, wobei die Migmatitbildung nicht unbedingt im Zusammenhang mit Zentralgneisintrusionen gesehen werden muß. Größere Amphibolitkörper aus dem alten Dach wurden dabei nicht aufgeschmolzen und sind aplitisch injiziert (z.B. an der Floitenkees-Gletscherzunge und am Fuß des Greizer Spitze W-Grates). Weiters sind Gesteine des alten Daches in Form von Linsen und Lagen mit teilweiser Anschmelzung auch sehr häufig im „Augen-Flasergneis“ des Tuxer-Kernes angetroffen worden (Floitental – Stillupptal). Jedoch können auf Grund fehlender Untersuchungen noch keine Vergleiche und Aussagen über Zusammenhänge des Augenflasergneises (Tuxer-Kern) zu den Granitoiden des Zillertaler-Kernes gemacht werden.

Blatt 154 Rauris

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris

Von THOMAS STADLMANN, CHRISTIAN STEJSKAL
& PETER NEUMAYR
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Hauptfragestellung der Aufnahmen auf Blatt 154 bestand in der Klärung der Randbeziehung der Zentralgneise des Sonnblickkernes zu deren palaeozoisch/mesozoischen Hüllgesteinen. In Hinblick auf einen geologischen Vergleich entsprechender Abfolgen in den mittleren und östlichen Hohen Tauern zum Sonnblickgebiet wurden meist Profile ausgehend vom Zentralgneiskern durch die Reste des Alten Daches bis ins Mesozoikum der Schieferhülle bearbeitet. Folgende Gebiete wurden dazu ausgewählt: Niedere Scharte – Schareck, Stanzwurten, Fleißtäler, Zirmsee – Hocharn und Krumltal.

Niedere Scharte – Schareck

Als tektonisch tiefste Einheit baut der Zentralgneis des Sonnblickkernes den Alteck NE-Grat bis wenige 100 m sw der Niederen Scharte 2695 m auf. Im Bereich der Niederen Scharte folgt gegen E eine Zone mit Einschaltungen praevariszischer Anteile des Alten Daches in stark deformierten Zentralgneis. Amphibolite und leukokrate, plattige Hellglimmer-Gneise (vergleichbar mit basischen bis sauren Metavulkanitassoziationen der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern) und gebänderte Biotit-/Plagioklasgneise (ähnlich der „Alten Gneise“ der Riffdecke) sind mit Zentralgneisanteilen in einen NE-vergente Faltenbau (b um 315/20) einbezogen.

Weiter gegen NE folgt die „Knappenhauswalze“ (EXNER, 1964), die den Goldberg-Tauernkopf und den Bereich der Fraganter Scharte bis zum Fuß des Herzog-Ernst SW-Grates einnimmt. Am Herzog-Ernst-SW-Grat

setzt eine etwa 100 m mächtige Abfolge von feinkörnigen, teils gebänderten Amphiboliten im Wechsel mit straff geschieferten Plagioklasgneisen und Chlorit-schiefern im Dezimeter- bis Meterbereich ein und baut den Gipfel des Herzog Ernst auf. Das Gesteinsmaterial und der Aufbau dieser Abfolge ist mit präpermischen Metavulkanitsequenzen der Habachformation vergleichbar und stellt den tektonisch tiefsten Anteil der Hüllgesteine des Sonnblickkernes.

Stanziwurten

Ausgehend von Sh. 2100 m wurde die E-Flanke bis zum Gipfel (2707 m) der Stanziwurten aufgenommen. Dabei zeigte sich, daß die Hangenden Teile des Zentralgneises (Geologische Karte der Sonnblickgruppe, EXNER, 1962) der Metavulkanitabfolge des Herzog Ernst-SW-Grates entsprechen und als Rest des Alten Daches vorliegen, dessen Grenzbereich zu den ab Sh. 2140 m einsetzenden dunklen Kalkglimmerschiefern (jurassische Bündnerschieferfazies) zu Chlorit-Hellglimmerschiefern tektonisiert wurde. Die etwa 150 m mächtigen Kalkglimmerschiefer gehen im Hangenden in geringmächtige Granatglimmerschiefer und Schwarzphyllite über.

Ab Sh. 2340 m folgt konkordant eine etwa 20 m mächtige Sequenz von Hellglimmerquarziten und Hellglimmer-Albitgneisen (von EXNER, 1964, als „Gneislamelle 3“ bezeichnet), über der wieder Kalkphyllit mit einigen Metern Mächtigkeit liegt.

Zwischen Sh. 2360 m und ca. 2500 m wechseln bis über 10 m mächtige Dolomitbänke mit Rauhwacken, hellen Quarziten und Glimmerschiefern (Trias). Im Hangenden folgt etwa 200 m mächtiger lichtgrüner, plattiger Phengitgneis bis Phengitquarzit („Gneislamelle 4“ nach EXNER, 1964). Der feinkörnige Arkosegneis bis Quarzit entspricht an den untersuchten Stellen der permoskythischen Wustkogelformation (FRASL, 1958) und ist vergleichbar dem im Stbr. Kaiser im Rauristal abgebauten „Rauriser Plattengneis“.

Aufgrund der am Stanziwurten-Gipfel auflagernden quarzitisches-dolomitischen Trias, die der Triasabfolge im Liegenden des Phengitgneises entspricht, scheint ein symmetrischer Bau einer liegenden Großfalte (vgl. PREY, 1943; FRANK, 1969; ALBER, 1976) wahrscheinlich. Der Faltenkern im Bereich der wahrscheinlich permoskythischen Phengitgneise zeigt eine Schichtverdoppelung mit symmetrischer Triasbegleitung, die jüngeren Bündnerschiefer im Liegenden bilden den auf Zentralgneis und geringe Reste des Alten Daches nach NE aufgeschobenen und reduzierten Liegendschkel.

Fleißtäler

Die Hangendgrenze des Sonnblick-Zentralgneiskernes gegen den Intrusionsbereich ins Alte Dach liegt im Kl. Fleißtal zwischen Sh. 1980 und 2020 m. Talaus ins Hangende zeigen sich in den Bachgräben auf der orographisch rechten Seite erste Linsen und mehrere Meter mächtige Lagen feinkörniger Amphibolite und Biotit-Gneise im Zentralgneis. Weiter gegen WH Alter Pocher nehmen die prävariszischen Anteile zu. Amphibolite, Biotit-Chlorit-Gneise und helle Plagioklasgneise in Abfolgen über 10 m Mächtigkeit entsprechen in ihrer Wechsellagerung im Dezimeterbereich prävariszischen basischen bis sauren Metavulkaniten. Zwischen diesen älteren Anteilen bilden porphyrische, lokal stark deformierte Augengneise (Kalifeldpäte tw. mehrere cm groß) bis 10 m mächtige Intrusionslagen. Über weite

Bereiche auftretend, folgt im Hangenden, etwa 300 m westlich vom WH Alter Pocher im Kl. Fleißtal und in der Fortsetzung nach NE im hinteren Gr. Fleißtal ein über 100 m mächtiges, sehr inhomogenes Granat-Chlorit-Gneispaket. Geringmächtige Lagen und Schollen von Granatamphibolit sind ohne scharfe Begrenzung in Granat-Chlorit-Gneise eingeschaltet, die wiederum einen unscharfen Wechsel von leukokraten, schwach Chlorit- und Granat-führenden leukokraten Gneisen mit dunklen Granat-Chlorit-Schiefern zeigen.

Hocharn

Das Profil Goldzechscharte (2859 m) – Hocharn (3254 m) erfasst im unteren Teil den hangenden Zentralgneisbereich. Vergleichbar mit der Situation im Kl. Fleißtal treten nördlich der Goldzechscharte, gegen hangend zunehmend, vom Alten Dach abgelöste Amphibolitschollen bis zu mehreren Metern Mächtigkeit auf. Zwischen Sh. 2950 m bis 3000 m folgt eine stark tektonisch beanspruchte Zone von teilweise porphyrischen Zentralgneisintrusionen, parallel zu einem alten Schicht- bzw. Schieferungssystem, in gebänderte Amphibolite, Biotit-Plagioklasgneise und Amphibol-führende Chloritschiefer des Alten Daches. Lokal zeigen die praevariszischen Gesteine abgescherte Aplitinjektionen. Zentralgneise und Aplite verschwinden mit dem Übergang dieser Metavulkanite in eine Abfolge aus überwiegend dunklen Biotitschiefern (Metasedimente) mit geringmächtigen basischen Metavulkaniteinschaltungen, die ca. ab Sh. 3000 m bis zum Hocharngipfel reicht.

Krumltal

Im Krumltal konnten aufgrund der hohen Schneelage nur nahe der Rohrmoseralm (1686 m) und auf der orographisch linken Talflanke, im Bereich der Karhütte (2114 m), Chlorit-Hellglimmer-Paragneise („Gneislamelle 3“) untersucht werden. Die Gesteine zeigen einen primären Lagenbau mit Wechsel von hellen Quarz/Feldspat-Lagen und Chlorit-reichen Lagen mit rundlichen Quarzen und Feldspäten um 2 mm Durchmesser im Millimeter- bis Zentimeterbereich und sind als Metasedimente mit starker Beteiligung von vulkanogen-detritärem Material zu bezeichnen.

Blatt 155 Hofgastein

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Zentralgneis auf den Blättern 155 Bad Hofgastein, 181 Obervellach und 182 Spittal a.d. Drau

Von BERNHARD HOLUB & ROBERT MARSCHALLINGER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Anschluß an frühere Bearbeitungen der Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989; MARSCHALLINGER & HOLUB, 1990) wurde das Hohe Gößkar S der Hochalmspitze kartiert. Besonderes Augenmerk galt der Beobachtung der Intrusionsverhältnisse der verschiedenen Zentralgneisvarietäten. Im Untersuchungsgebiet treten neben der bereits aus der Umgebung des Kölnbreinspeichers bekannten Intrusionsfolge Großelendflasergranit – Mal-

tatonalit – Hochalmporphyrgranit – Kölnbreinleukogranit lediglich der Maltatonalit und der Hochalmporphyrgranit auf. Zusätzlich konnten eine ältere Syenitgeneration sowie mehrere jüngere Granitgenerationen unterschieden werden. Wie auch im Maltatal blieb der Intrusionsverband dieser Zentralgneise mit ihrem Alten Dach weitgehend erhalten.

Die Hauptverbreitung der Gesteine des Alten Daches liegt NW der Gießener Hütte. Der liegende Teil dieser flach bis mittelsteil etwa nach N fallenden Gesteine besteht aus weitgehend feinkörnigen, im cm-Bereich gebänderten Amphiboliten, welche gegen das Hangende abrupt von einer über 100 m mächtigen, teils anatektischen Abfolge von Glimmerschiefern und Biotitgneisen abgelöst wird. Die Glimmerschiefer lassen sich, zunehmend von Zentralgneisen unterbrochen, annähernd isohypsenparallel gegen SW verfolgen.

Als ältester Zentralgneistyp treten E und S der Winkelscharte geringmächtige Körper von grobkörnigem Syenit auf. Makroskopisch entsprechen sie den Syeniten des Gastener Radhausberges. Ihre Altersstellung zeigt sich in den Gletscherschliffen S der Hochalmspitze, wo sie vom Maltatonalit diskordant durchschlagen werden. Der Maltatonalit selbst zieht als mehrere 100 m mächtiger, flach lagernder Körper durch das Hohe Gößkar. Gegen das Hangende geht er teils mit einer breiten Übergangszone kontinuierlich in den jüngeren Hochalmporphyrgranit über oder wird von diesem scharf begrenzt intrudiert. Der Hochalmporphyrgranit baut den Gipfel der Hochalmspitze auf und setzt sich über die Winkelscharte zum Säuleck, den Gr. Gößspitz und die Mallnitzer Scharte fort. Neben der typischen Ausbildung mit cm-großen porphyrischen Kalifeldspäten treten E der Winkelscharte unscharf abgegrenzte feinkörnigere Partien auf.

NE der Mallnitzer Scharte in 2200 bis 2500 m dominiert ein stark flasriger, mittelkörniger Granit, der den Maltatonalit in dessen Randbereichen in einem dichten Gangnetzwerk durchschlägt und auch zahlreiche Großschollen von Glimmerschiefern des Alten Daches umschließt. In der E-Flanke der Schneewinkelspitze wird auch der Hochalmporphyrgranit diskordant durchschlagen. Auch die am Gipfel der Schneewinkelspitze anstehenden und ursprünglich zum wesentlich älteren Großelendflasergranit gerechneten Zentralgneise gehören diesem jungen Flasergranitvorkommen an. Ohne eine genaue Kenntnis der Intrusionsverhältnisse sind diese beiden Zentralgneistypen jedoch kaum zu unterscheiden.

Alle bisher genannten Gesteine werden im Hohen Gößkar NW der Gießener Hütte von feinkörnigen, leukokraten Zweiglimmergraniten scharf und diskordant durchschlagen. Petrographisch lassen sich diese Granite mit den Zweiglimmergraniten vom Schönangersee korrelieren. Hauptsächlich auf die Gesteine des Alten Daches beschränkt fallen teils stark Hellglimmer führende, bis 10 m mächtige Leukogranitgänge auf.

Die bisher bekannte Intrusionsfolge der Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv läßt sich nunmehr folgendermaßen erweitern: Großelendflasergranit und Syenit gehören zu den ältesten Varietäten, lassen sich altersmäßig zueinander bisher aber noch nicht einstufen. Darauf folgen Maltatonalit, Hochalmporphyrgranit und Kölnbreinleukogranit, wobei letzterer in seiner Altersstellung zum jüngeren Flasergranit und zum feinkörnigen Zweiglimmergranit noch nicht zuzuordnen ist.

Blatt 157 Tamsweg

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Nock-Kristallin auf Blatt 157 Tamsweg

Von CHRISTOF EXNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Es wurden Aufnahmen am E-Rand des Kartenblattes zwischen Tamsweg und Kleinem Königstuhl durchgeführt. Der grobschuppige Granatglimmerschiefer von Ramingstein streicht N–S und fällt flach bis mittelsteil nach W unter den Bundschuh-Paragneis ein. Die Grenze zwischen beiden Gesteinen verläuft vom Sattel zwischen Kleinem Königstuhl und Feldernock zur Laineralm. Sie quert den Klölingbach W P. 1355 und zieht E Stürmitzeralm und E P. 1453 nach Madling. N Mur quert sie den Steinerwald von der Ortschaft Muhr bis knapp E P. 1232, um dann ins Gebiet des angrenzenden Kartenblattes 158 Stadl an der Mur weiterzustreichen.

Der „gesunde“ grobschuppige Granatglimmerschiefer von Ramingstein enthält im Ursprungstal des Mislitzbaches 4 Kalkmarmor- und 3 Amphibolitzüge mit Hornblendegarbenschiefer. Im Mislitzwald nimmt der Granatglimmerschiefer stellenweise söhlig Lagerung ein. Mitunter enthält er quarzitische Lagen (SE Madling). Oft ist er zu Serizitschiefer phyllonitisiert.

Die Grenze zum Bundschuh-Paragneis ist an mehreren Stellen recht gut aufgeschlossen und läßt erkennen, daß es sich hier nicht um eine Wechsellagerung beider Gesteine, sondern um eine, innerhalb weniger m recht scharfe Grenze handelt. Phyllonite kommen im Grenzbereich vor, doch findet man sie auch in lokalen Quetschzonen fernab vom Grenzbereich in beiden Gesteinen.

Am bequemsten zugänglich ist die Grenze längs des Güterweges („Krennhüttenweg“) im Steinerwald in Sh. 1150 m innerhalb einer 20 m breiten aufschlußlosen Strecke, die durch die Trockenrinne W Bahnhof (Station: Ramingstein-Thomatal) bedingt ist. Man sieht Serizitschiefer mit 20 mm großem Granat mit 25 bis 40° W-Fallen unter den Biotit-Plagioklasgneis (Bundschuh-Paragneis mit 1 mm großem Granat) eintauchen. Die Lokalität befindet sich 120 m SSW P. 1232.

Petrographisch besteht der Bundschuh-Paragneis aus dem gewöhnlichen mittelkörnigen Biotit-Plagioklasgneis sowie aus der gröberkörnigen nördlichen Varietät (Steinerwald und Frauenhöhle bei Tamsweg) und aus einer leukokraten Varietät (neuer Güterweg W Laineralm, Hangschutt bei Naglurnalm und seltene Vorkommen im Geigenwald). Es wurde nur eine Amphibolitlage im Paragneis gefunden (Sh. 1320 m, SSW Madling).

Das W-Fallen der s-Flächen herrscht allgemein. Eine Ausnahme macht das Gebiet unmittelbar S Tamsweg (Glanz und Frauenhöhle) mit N- und S-Fallen. Die Lineationen und Faltenachsen streichen NNE. Sie liegen horizontal bis flach N-geneigt. Nur im äußeren Mislitztal und am Feldernock neigen sie sich flach nach S. Untergeordnet gibt es E-W- und NW-Lineationen.

Bergsturzareale befinden sich im Wurf- und Klölingtal, Bergzerreißungsspalten bei der Schwarzlacke und im Steinerwald. Terrassensedimente kommen bei Madling beidseits des Thomabaches und der Mur vor.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg

Von PETER SLAPANSKY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Bereich Zankwarner Berg konnte die Kartierung der Dissertation G. ZEZULA (1976) weitgehend bestätigt und durch Aufschlüsse entlang neuer Forststraßen ergänzt werden. Die monotonen, hell bis dunkelgrauen, vielfach rötlich anwitternden Phyllite und Phyllonite der Lessacher Phyllonitzzone weisen einige wenige Einschaltungen von grauem Bänderkalk, Eisendolomit und Amphibolit auf. Aufschlüsse finden sich fast ausschließlich an den Forstwegen und sind auch in den Gräben selten. Die etwas steilere W-Flanke des langgestreckten Bergrückens wird überwiegend von Hangschutt, die flachere E-Flanke weitgehend auch von Grundmoräne bedeckt (rotbrauner Lehm mit unterschiedlichem Spektrum gerundeter Gerölle).

Nördlich folgt nach geringfügigen Amphiboliteinschaltungen eine Glimmerschieferfolge, die allgemein steil unter die Phyllite einfällt. Diese ist bereits dem Schladminger Kristallin zuzurechnen. Die direkte Grenze zu den Phylliten ist nirgends aufgeschlossen.

Es handelt sich um Granatglimmerschiefer, z. T. mit Serizitpseudomorphosen (ev. nach Staurolith, ev. aber auch Disthen). Die Granate weisen manchmal dünne, optisch unterscheidbare Randsäume auf. Sie sind z. T. randlich, meist aber nur gering chloritisiert. In einem Dünnschliff wurden bis zu 1/2 cm große Chloritoidblättchen beobachtet. Chloritoid wird manchmal von Granat umwachsen. Es besteht die Vermutung, daß dieses Gestein nie den Stabilitätsbereich von Staurolith erreicht hat. Es scheinen somit randliche Bereiche des Schladminger Kristallins nie höher als niedriggradig metamorph gewesen zu sein.

Als Glimmerschiefer bis Paragneise bezeichnete Gesteine unterscheiden sich durch höheren Feldspatgehalt, meist in einzelnen dünnen Lagen. Es treten stellenweise mm-große, im Dünnschliff blaßgrüne Amphibole darin auf.

Stark biotitführende Granatglimmerschiefer sind selten.

Gegen N zu scheinen einzelne, bis zu zehnermetermächtige Amphibolitkörper linsenförmig eingeschaltet zu sein. Es findet sich stellenweise auch feinkörniger Paragneis (kann Biotit, Granat, Hornblende führen), an einer Stelle auch Choritschiefer und Hornblende-Garbschiefer.

Danach folgt eine bis zu 300 m mächtige monotone Amphibolitserie.

Weiter N, steil unter die Amphibolite einfallend, tritt eine bunte Abfolge von Paragneisen, Epidot-Chloritschiefer, Biotitgneis und feinbändrigem Amphibolit auf. Dann folgen Glimmerschiefer, die einzelne bis zu mehrere m mächtige Amphiboliteinschaltungen aufweisen. Diese Glimmerschiefer hängen möglicherweise mit jenen am Grat „Hochöfen“ zusammen. Dort treten aber die Amphibolite weitgehend zurück.

Darunter folgt eine Wechselfolge von hauptsächlich Paragneisen, migmatitischen Gneisen und Amphiboliten, sowie vereinzelt Glimmerschiefer.

Im hinteren Lignitztal wurde mit der Kartierung im Bereich zwischen Mitterspitzen und Hillebrandkopf begonnen. Es findet sich hier vor allem migmatitischer

Paragneis, der zumeist Lagen von Feldspatlagen und Feldspatschlieren aufweist, manchmal treten aber auch bis zu 10 cm mächtige reine Feldspatlagen auf. Wenige m mächtige Einschaltungen von Amphibolit und Hornblendegneis treten in einigen Horizonten auf. Daneben finden sich quarzitisches Gneise bis Chloritquarzite (ev. mylonitisch) und mit pegmatitischen Lagen durchsetzte Paragneise bis Hornblendegneise. Einzelne kleinere massige Orthogneiskörper treten innerhalb der mehr geschieferten migmatitischen Gneise und Paragneise auf, manchmal kann eine Unterscheidung vom Migmatiten recht schwierig sein.

Brandige Zonen scheinen an Störungen gebunden zu sein. In derartigen Zonen liegen hier Stollen eines mittelalterlichen Bergbaues.

Die mächtige Bergsturzmasse im Kar NE des Hundstein dürfte überwiegend auf einen Bergsturz im Jahre 1768 zurückgehen. Dieser verschüttete das Kar und breitete sich dann, kanalisiert durch eine enge Rinne, in den Talgrund hinein aus. Dabei scheint die Rinne deutlich ausgefräst worden zu sein.

In der Bergsturzmasse fallen zahlreiche Blöcke von Serpentin, Talkschiefer und Chloritschiefer auf (ein ultrabasischer Körper und seine Randfazies).

Im Bereich Zahlerkogel tritt eine Wechsellagerung im Zehnermeterbereich von Amphiboliten bis Hornblendegneisen, feinkörnigen grauen Paragneisen (z. T. biotit- und granatführend), migmatitischen Paragneisen und verzeinzelt hellen (granitischen?) Orthogneisen auf. An einigen Stellen sind die Amphibolite sehr grobkörnig ausgebildet (Kristalle bis zu mehreren cm groß), diese gehen manchmal in reine Hornblendite über. W des Zahlerkogels treten derartige Hornblendite als mehrere m lange und mächtige Linsen in den gebänderten Amphiboliten auf.

Blatt 163 Voitsberg

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg

Von FRITZ EBNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden die Kartierungsarbeiten im Tertiär zwischen Lieboch- und Södingbachtal von der Grenze zur Kainacher Gosau im N etwa bis zur Linie Schloß Schütting – Schloß Reitergg im Süden und am Muggauberg S Stallhofen fortgesetzt.

Die Grenze zur Kainacher Gosau, die in diesem Bereich aus Sandsteinen der Hauptbeckenfolge und Kalkmergeln aufgebaut ist, wird durch ein Erosionsrelief geprägt. Basisbildungen des Tertiärs in Form von Rotlehmen, teilweise verknüpft mit rotgebundenen Karbonatbrekzien, finden sich in Kleinaufschlüssen im Bereich des Stallhofbaches und SSW des Kreuzeggs. In grundgebirgsnaher Position treten S des Kreuzeggs dunkel gefärbte, teilweise siltige Tone auf, die in Lagen immer wieder knollige Süßwasserkalke bzw. Mergelknollen beinhalten. Geringmächtige Einschaltungen von Süßwasserkarbonaten in tonigen Sedimenten treten auch im Höhenzug von Reitergg an der Basis des Ostabfalles zum Liebochtal und im Talgrund westlich Kote 460

(Nonnerhöhe) auf. Örtlich gehen die Süßwasserkarbonatlagen auch in karbonatisch gebundene Sandsteine über.

Sonst wird die tertiäre Schichtfolge aus meist gelbbraun-braun gefärbten Abfolgen siltig/sandiger und untergeordnet toniger Sedimente aufgebaut, in die vereinzelte Kieszüge eingeschaltet sind. Örtlich erreichen die (Quarz-, Kristallin-, Pegmatit-)Komponenten Durchmesser bis zu 20 bis 25 cm. In derartigen Lagen sind Kristallinsgesteinsleichen häufig. Die Einschaltung dieser Kies-Grobkieszüge in den feinklastischen Sedimenten ist unregelmäßig; bevorzugt scheinen jedoch die hangenden Anteile der Höhenrücken aus Kieszügen aufgebaut zu sein.

Die generell schlechte Aufschlußsituation erschwert die Kartierungsarbeit; vereinzelte Aufschlüsse zeigen jedoch den raschen Wechsel von Sedimenten unterschiedlicher Korngröße und die oft geringe Mächtigkeit der Kiesschnüre, die in die Feinklastika eingelagert sind. Der fluviatile Charakter der Sedimente wird örtlich durch Kreuzschichtungs- und Schrägschichtungsstrukturen sowie die linsige Geometrie der Sedimentkörper angezeigt.

Fossilfunde fehlen in der gesamten Abfolge. Als Altershinweise auf Unteres Baden können wenige cm mächtige, rot gefärbte Bentonitlagen im Bereich N Bernau bzw. S des Kreuzeggs gewertet werden.

Pleistozäne Terrassen sind besonders am Ostrand des Södingbachtals gut ausgebildet. Im Bereich SE Stallhofen ist die Abtrennung der pleistozänen Terrassen und Hangschleppen gegen die tertiären Sedimente aufgrund eines dichten Vegetationsbestandes und der generellen Aufschlußarmut problematisch. E von Stallhofen wird das Tertiär von Lößlehmen plombiert; weitere Komplikationen ergeben sich bei der Kartierung durch tiefgründige Bodenbildungen, die speziell auf den Kammlinien der Höhenrücken auftreten.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum auf Blatt 163 Voitsberg

Von CHRISTIAN HASENHÜTTL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Es wurden zwischen Großstübing im NW, südwestlich des Stübingbachs, bis Waldhof (Kleinstübing) Gesteinseinheiten der Rannach- und der Schöckel-Decke des Grazer Paläozoikums kartiert.

Im SE (Waldhof) treten, sehr schlecht aufgeschlossenen, Crinoidenschichten in Form von dünnplattigen, graubraunen Kalkschiefern auf. Darüber folgen helle massige Dolomite (Einfallen: 40–70° N–NE), welche steile Felsabstürze bilden. Die einheitlichen, massigen Dolomite werden im NW von den Pleschkogel dolomiten abgelöst. Diese Einheit besteht aus gebankten (dm–m-Bereich) Dolomiten, die meist dunkler sind als die vorher genannten. Darin eingeschaltet sind (südwestl. GH Klementbauer, bzw. südl. des Sarer Kogels im Hangenden) gebankte, dunkelgraue Kalke, die teilweise reich an Crinoidenresten sind. Neben diesen Pleschkogelkalken treten punktuell (auf der Karte nicht ausgeschieden) mittelbraune, mürbe Kalksand- bis Siltsteine mit Bytotrephid-Strukturen auf

(südl. GHe Rieger und Riegermühle) auf. Die Pleschkogelkalk-dolomit-Einheit fällt generell nach S bis SE ein. Nordöstlich des Mühlbacherkogels werden die Dolomite von dunkelblauen, gebankten Kalken überlagert, die aufgrund des ähnlichen Aussehens und des auffallenden Makrofossilinhalts (Favositen, Helioliten) als Barrandeikalke titulierte wurden. Die Haigger-Folge verzahnt sich im N mit den Pleschkogel-Dolomiten. Sie besteht aus monotonen, schwarzgrauen, dünnplattigen Kalkschiefern. Diese erreichen im NE des Arbeitsgebietes eine Mächtigkeit von fast 500 m. Dort treten basal auch gut gebankte Dolomite und mittelgraue Kalke auf. Dieser kalkige Anteil der Haigger-Folge wird im NW vom klastischen Anteil, mit rotbraunen bis graubraunen, mürben (cm–m-gebankten) Ton- bzw. Siltsteinen und geflaserten Kalken, ersetzt (gut aufgeschlossen: neue Forststr. südl. des Sportplatzes von Großstübing).

Der Schöckel-Decke zugerechnet wurden in zwei Gräben südlich von Großstübing auftretende schwarze Karbonatphyllite und die Grünschiefer am NW-Abhang des Sarer Kogels. Letztere sind enggeschieferte bis massige (unmittelbar nordwestl. Gh Sarer), olivgrüne, manchmal auch fleckiggrüne, wechselnd karbonatische Gesteine. Darin konnte auch Tuffit von brauner Farbe auskartiert werden.

Aus allen Einheiten der Rannach-Decke wurden 32 Proben auf Conodonten untersucht. Die Ergebnisse waren bis auf wenige nicht determinierbare Bruchstücke negativ.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum auf Blatt 163 Voitsberg

Von BARBARA RUSSEGGER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die Kartierung erfolgte im Gebiet zwischen Klein- und Großstübing, welches zur Rannach-Gruppe des Grazer Paläozoikums gerechnet wird.

Folgende lithologischen Einheiten wurden ausgeschieden:

Im Osten (Waldhof, Hörgasbauer, Kaschelsteig, Walchnergraben):

- Crinoiden-Schichten
- Dolomit-Sandsteine und rotgelbe Sand/Siltsteine
- Massige Dolomite.

Im Westen (Mühlbacher Kogel, Jodelgraben, Stöckelgraben):

- Verschiedene Kalkvaritäten, sog. Haigger-Folge (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984)
- Verschiedene Dolomitvaritäten, sog. Pleschkogel-Dolomite (EBNER, 1987)
- Kalkbänder im Dolomit, sog. Pleschkogel-Kalke (EBNER, 1987)
- Makrofossilführende Kalke mit Barrandeikalkeigenschaften.

Das Liegende im Osten des Kartiergebietes bilden die Crinoiden-Schichten mit dünnblättrigen bis dünnplattigen Bytotrephid-Schiefern und crinoidenführenden, grauen Kalkschiefern. Sie sind im Bereich des „Waldhofs“ aufgeschlossen und fallen generell flach (20°) nach NW bis W ein.

Östlich und südlich (Hörgasbauer) folgen darüber gelb anwitternde Dolomitsandsteine, die ebenfalls flach

nach NW einfallen. Daneben treten rote, weiche Sand/Siltsteine auf, die Verlehmungserscheinungen zeigen.

Darüber folgen helle, massige, grobkörnige Dolomite, die die großen Felsen längs des Kaschelsteigs bilden. Die Dolomite sind auch im Walchnergraben aufgeschlossen. Sie fallen generell mit 50-60° nach NW bis N ein.

Die in der klassischen Rannach-Fazies zwischen den Dolomitsandsteinen und Dolomiten der Dolomit-Sandstein-Folge auftretenden Diabastuffe konnten hier nicht gefunden werden.

Nach Westen gehen die massigen Dolomite in sandig-siltige, meist gut gebankte Dolomite verschiedenster Farbnuancen (von gelb bis schwarz) über. Sie wurden als Pleschkogel-Dolomite bezeichnet (nach EBNER, 1987). In den hangenden Anteilen der Dolomite treten geringmächtige Kalkbänder auf. Diese als Pleschkogel-Kalke (EBNER, 1987) benannten Gesteine sind dunkelblau und meist gebankt. Die Pleschkogel-Dolomite zeigen nördlich des Jodelgrabens und des Mühlbacher Kogels ein Einfallen generell nach NW, nördlich des Stöckelgrabens nach S bis SE.

Die Pleschkogel-Dolomite verzahnen nach Westen hin mit der Haigger-Folge (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984), einer Abfolge aus Kalkvaritäten, meist graue, plattige Kalke. Vereinzelt sind darin geringmächtige Dolomite eingeschaltet. Die Basis der Haigger-Folge ist generell klastischer entwickelt.

In den topographisch höchsten Bereichen (Mühlbacher Kogel und nördlich davon) tritt ein fossilreicher Kalk mit Barrandeikalkcharakter auf. An Makrofossilien werden Echinodermatenreste und Favosites gefunden.

35 Proben aus allen lithologischen Einheiten wurden auf Conodonten untersucht, brachten jedoch keine Ergebnisse.

Blatt 164 Graz

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 164 Graz

Von HELMUT W. FLÜGEL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nach Beendigung von Blatt Passail wurden die 1978 begonnenen Aufnahmen auf Blatt Graz fortgesetzt. Dabei zeigte sich, daß eine Übertragung der bisherigen Kartierungen auf das neue Meßtischblatt auf große Schwierigkeiten stößt, da dieses nicht nur topographisch starke Abweichungen gegenüber den älteren Karten zeigt, sondern auch zahlreiche, für eine Übertragung wichtige Festpunkte, wie Häuser und Wege in der neuen Karte nicht verzeichnet wurden. Dies zwang dazu, auch bereits bearbeitete Gebiete neu zu begehen. Dementsprechend wurde 1989 der Raum zwischen dem Nordrand des Kartenblattes und der Tasche mit Anschluß an die Publikationen von EBNER & WEBER (1978) bzw. NEUBAUER (1989), sowie der Raum um Semriach bis zum Wöllingbach im Osten respektive Schöckl im Süden begangen.

Im Bereich Pfannberg – Badlgraben zeigt sich, als Südschenkel der Trötschmulde, vom Hangenden zum Liegenden in südlicher Fortsetzung von Blatt Passail,

eine tektonische Abfolge, bestehend aus den Unterde- von-Dolomiten des Horstwaldes im tektonisch Hangenden der Metavulkanite zwischen Seifried und Schönegg, die ihrerseits die Arzberg-Formation zwischen Gehöft Kammerhofer und Schönegg-Süd überlagern. Das Liegende Letzterer bilden im Lammkogel Quarzite, die von einem geringmächtigen Zug von Schöcklkalken unterlagert werden. Diese werden durch eine Schuppenzone aus Dolomiten, dunklen Kalken, Kalkschiefern und Kalkphylliten, die südlich des Mühlbachgrabens durch eine NE-verlaufende Störung abgeschnitten wird, von der Schöcklkalkplatte des Himmelreich und der Tanneben getrennt. Das tiefste tektonische Element bilden im Badl- und Mühlgraben fensterartig auftauchende Amphiprendolomite und dunkle Kalke. Im Süden wird die flachliegende Schöcklkalkplatte, die, wie FRITZ (1986) aufgrund der Großaufschlüsse der Peggauer Wand erkannte, in sich isoklinal verfault ist, durch eine steile um EW-verlaufende Störung von der Arzberger-Formation der Zone Mittelbach-Draxlerkogel getrennt. Sie bildet die Nordbegrenzung der Metavulkanite zwischen Hinterberg und Hiening, die NEUBAUER (1989) der Passailer Gruppe zurechnete.

Dieser großwellige, in sich gestörte Bau wird im Osten durch eine breite Störungszone (Lebersystem) zwischen Marktviertel und Semriach begrenzt und von den NE-streichenden, meist nordfallenden Serizitphylliten und Metavulkaniten der Passailer Gruppe getrennt. In dieses Störungssystem eingebunden sind die Quarzite des Schwarzkogel NE Schönegg, die positionsmäßig denen des Lammkogel entsprechen und die Dolomite des Krienerkogel westlich von Semriach, die der Rannachdecke angehören und deren Liegendes eine schmale Metavulkanitzone W des Kriener Kogels bildet. Die Hauptstörung zieht von der Leber über Gehöft Rumpl zur Kerschbaumühle, wo sie von nordfallendem Mittelkies und Sand des Tertiär von Semriach überdeckt wird. Ihre Fortsetzung streicht zwischen Eichberg und Neudorf in das Südgehänge des Fragner Kogels, welches großteils aus gelben, zum Teil marmorartigen Kalken aufgebaut wird, in der östlich Gehöft Hump ein schmaler Schöcklkalkzug eingeschaltet ist. Die unmittelbare Unterlage dieser Kalke des Fragner Kogels bilden zwischen Dreihöfen und dem Lurbach Metavulkanite und in deren Liegendem die Serizitphyllite, -quarzite und Chloritschiefer der Passailer Gruppe. Im Raum Boden werden sie von, einige Meter mächtig werdenden, tertiären Ablagerungen bedeckt, deren Basis von bis Kindskopf groß werdenden Blockschottern gebildet wird, die von einer Kies- und Sand-untermengten Lehmkappe überlagert werden.

Längs um NS-streichende Störungen in die Passailer Gruppe eingesenkt, finden sich bei Karl am Stein, im Graben östlich des Trattnerhofes und westlich von Anger Schöcklkalkschollen. Die Südgrenze der Passailer Gruppe bildet zwischen dem Nießbauer und der Hochstraße der NE-streichenden Metavulkanitzug des Paul- url bzw. südlich desselben als Grenze zum Schöcklkalk ein schmaler Zug der Arzberg-Formation. Die Grenzen dieser, meist mittelsteilen bis flach NW verflächenden Züge, sind durchwegs steilstehende Störungen. Die Inter- tektonik der Passailer Gruppe ist charakterisiert durch eine erste Schieferung, die nur mehr in Form von isoklinal verfalteten Quarzgängen nachweisbar ist. Die für die Passailer Gruppe charakteristische Schieferung scheint zu dieser Faltung eine Achsenebenen-Schieferung zu sein.

Östlich der Hochstraße trennt eine NS-verlaufende Störung die Passailer Gruppe und ihre südlichen Randzonen von den Granatglimmerschiefern des Raumes Plenzengreith, die bereits Teil des Radegunder Kristallins sind. Östliche Parallelstörungen greifen tief in den Schöcklkalk des Schöckl ein, wodurch die Grenze der Granatglimmerschiefer zum Schöcklkalk hier ein sägeblattartiges Aussehen zeigt. Östlich des Lenzbauer überlagert eine Scholle gelber Kalke, bei denen es sich vermutlich um ein Äquivalent der „Grenzzone“ handelt, direkt die Granatglimmerschiefer.

Längs der erwähnten Grenzstörung westlich des Wöllinggraben lenkt das Streichen der Passailer Gruppe gegen NNE ein. Es entspricht dies den auch auf Blatt Passail festgestellten Gegebenheiten. Innerhalb dieser Zone finden sich bei Unterneudorf innerhalb der Serizitphyllite geringmächtige Marmorzüge, die möglicherweise den Marmoren entsprechen, die im Rötischgraben südlich von Semriach auftreten.

Blatt 165 Weiz

Siehe Bericht zu Blatt 135 Birkfeld von G. MOYSCHEWITZ.

Blatt 167 Güssing

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 167 Güssing und 168 Eberau

VON PAUL HERRMANN

Auf Blatt Güssing wurden aus den tertiären Sedimenten weitere Proben gezogen, besonders im Raum S Bocksdorf, wo die Zugehörigkeit zu Pannon oder Pont noch nicht geklärt ist. Bei Eisenhüttl wurde dabei ein Kohleton beprobt; seine palynologische Untersuchung wird möglicherweise mehr Erfolg bringen als die paläozoologischen Untersuchungen, die an Sedimenten dieses Gebietes bisher völlig ergebnislos waren.

H. PAINTNER grenzte im südlichen Burgenland Terrassen ab, die allerdings rein morphologisch gefaßt sind; nur in einzelnen Fällen lassen sich oberflächlich Gerölle auffinden. Es wurde daher begonnen, diese Verebnungen durch Bohrungen zu untersuchen.

Das höchste Niveau I trägt die Ortschaft Wörterberg. Hier sind an den Hängen beiderseits des Rückens Gerölle zu beobachten. Am Rücken selbst wurde eine 8,5 m mächtige Deckschicht aus feinkörnigem Sediment durchbohrt, ehe 40 cm mächtige Quarz-Quarzit-schotter, lebhaft gelb-rötlich angefärbt, mit bis zu 3 cm groben, schlecht kantengerundeten Komponenten angefahren wurden. Darunter wurden noch 30 cm ziegelrot verwitterter Schluffe angetroffen, ehe die Bohrung eingestellt werden mußte. Die lebhaften Farben dieser Serie wurden in jüngeren Quartärsedimenten nirgends angetroffen und weisen, in Analogie zu den Verhältnissen im mittleren Burgenland, auf günz- bis prägünzzeitliches Alter.

E Olbendorf, bei den Greinerhäusern, zeichnet PAINTNER eine Terrasse, die er ebenfalls der Stufe I zuordnet.

In den Feldern sind tatsächlich bis dm-große Quarz- und Quarzitkomponenten zu beobachten; die Bohrung zeigte allerdings, daß die Gerölle auf die Humusschicht beschränkt sind; 80 cm unter GOK wurde bereits pontischer Schluff angefahren.

An der Straße Wörterberg – Stinatz liegt der Südteil der Stinatz Berghäuser auf einer Verebnung, die zwischen den Stufen I und II liegt. Hier konnte unter 5,3 m Lehmdecke eine 1,2 m mächtige Schicht von Quarz- und Quarzitschotter erbohrt werden; die Komponenten zeigen etwas bessere Rundung als in Wörterberg (obwohl sie auch nur als kantengerundet anzusprechen sind). Gelbe oder rötliche Anfärbung ist nicht zu beobachten. Damit entsprechen diese Schotter bereits dem Typ, der auch die Basis der Terrassen II und III bildet.

Terrassensedimente der Stufe II wurden erbohrt in Stinatz, an der Straße zwischen Stegersbach und Obendorf sowie bei den Lenzhäusern N St. Michael. In Stinatz und E Stegersbach wurden die Schotter, die dort ausschließlich aus Quarz und Quarzit bestehen, unter 7–8 m mächtiger Lehmbedeckung angetroffen. Während in Stinatz unter 1 m mächtigem Schotter bereits tertiäre Sedimente erreicht wurden, verbleiben E Stegersbach alle Borungen im Quartär, das hier aus mehrfach wechsellagernden Schottern, Sanden und Lehmen besteht. Bei den Lenzhäusern wurden die Schotter bereits in 4,2 m Tiefe erreicht. Hier wurden vereinzelt (unter 1 %) Kristallingerölle beobachtet, die in allen anderen Schottervorkommen völlig ausgemerzt zu sein scheinen. Die Verebnung im Greinerwald SE Olbendorf wird von PAINTNER mit diesen Terrassen parallelisiert; eine Bohrung hier ergab, daß sich Quarz- und Quarzitgerölle nur in der Verwitterungsschicht finden; bereits in 80 cm Tiefe wurden Schluffe des Pont angefahren.

Drei Bohrungen wurden in Verebnungen abgeteuft, die PAINTNER seiner Stufe III zuordnet. Zwischen Ollersdorf und Stinatz, sowie bei St. Michael – Waldhäuser wurden in etwa 3 m Tiefe Schotter erbohrt; im Ortsgebiet von St. Michael dagegen wurde unter der Verwitterungsschicht sofort pontischer Schluff angetroffen.

Blatt 168 Eberau

Siehe Bericht zu Blatt 167 Güssing von P. HERRMANN.

Blatt 172 Weißkugel

Siehe Bericht zu Blatt 144 Landeck von H. UČIČ.

Blatt 179 Lienz

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern 179 Lienz und 196 Obertilliach

VON PETER BINGEL & KARSTEN BÖCKEL
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Kartierung in den westlichen Lienzer Dolomiten umfaßt das Gebiet zwischen Eggenbach im Osten und

der Linie Sattelle – Tamerlanhöhe – Gumpedall im Westen. Die südliche Begrenzung, die gleichzeitig auch die Grenze zwischen Gailtalkristallin und Permomesozoikum darstellt, wird von der Linie Lotteralm – Hals – Gumpedall und die nördliche Begrenzung von der Linie Kofelpass – Frauentalegg – Sattelle gebildet.

Bei der Aufnahme des Gebietes standen die folgenden Gesichtspunkte im Vordergrund:

- Detaillierte Untergliederung der permomesozoischen Schichtenfolge südlich der Eggenkofel-Südrandstörung.
- Neuaufnahme der im Norden des Kartiergebietes E–W streichenden Muldenstruktur und Untergliederung der dort vorliegenden jurrassischen und kretazischen Sedimente.
- Erarbeitung von Kriterien zur Geländeunterscheidung von Wettersteindolomit und Hauptdolomit.
- Aufnahme der umstrittenen Eggenkofel-Ostrandstörung.

Der Gebirgsbau im Kartiergebiet ist durch eine starke N–S-Einengung und E–W- bzw. WNW–ESE-streichende Großstrukturen geprägt. Die markantesten Strukturen sind die Eggenkofel-Südrandstörung, die den Hauptdolomit des Eggenkofels von wesentlich älteren Serien (Unterperm bis Anis) im Süden trennt, die Eggenkofel-Ostrandstörung, die vom Eggenbachtal (bei ca. Höhe 1600 m) entlang der nördlichen Flanke des Lärchegg bis zur Sonntagsrast zieht und dabei Hauptdolomit von Wetterstein-Diploporendolomit trennt, und eine im Norden des Kartiergebietes vom Frauentalegg im Osten bis zur Lokalität Sattelle im Westen streichende Synklinalstruktur mit jurassisch-kretazischem Muldenkern.

Bedingt durch die starke Kompression kam es im Kartiergebiet häufig zu nordgerichteten Aufschiebungen, so daß die Übergänge zwischen den einzelnen stratigraphischen Einheiten meistens tektonisch gestört und deren wahre Mächtigkeiten nirgends aufgeschlossen sind.

Die im Kartiergebiet auftretenden Störungen sind entweder nicht aufgeschlossen bzw. nicht zugänglich, oder aber derart mylonitisiert, daß keine genauen Messungen durchgeführt werden konnten. Man kann jedoch aus dem Kartenbild ersehen, daß Überschiebungen und Verschuppung überwiegend steil einfallen.

Die ältesten Gesteine des Kartiergebietes (Unterperm bis Anis) sind im Süden, entlang des Lababachtals bis zur Lokalität Gumpedall, aufgeschlossen. Sie stehen in direktem Kontakt zum Hauptdolomit des Eggenkofels, auf den sie aufgeschoben worden sind (Eggenkofel-Südrandstörung). Die Aufschiebung dieser älteren Gesteine auf den Hauptdolomit muß eine relativ späte Phase der Deformation darstellen, da sie alle in südlicher Richtung verlaufenden Strukturen des Zentralteils der Lienzer Dolomiten an der Südseite abschneidet und man diese sehr markante Störung recht geradlinig entlang der gesamten Südseite der Lienzer Dolomiten verfolgen kann.

Es handelt sich bei diesen Serien um Laaser Schichten, Quarzporphyr, Grödner Schichten, Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten und Knollenkalk.

Zwischen den Lokalitäten Gumpedall und Hals ist das einzige Vorkommen der Laaser Schichten in unserem Kartiergebiet aufgeschlossen; es handelt sich dabei um eine nur mehrere Meter mächtige Schuppe

eines kristallingeröllreichen Konglomerats, in direktem Kontakt zu einer Quarzporphyrilinse.

Die bisher unter der Bezeichnung Permoskyth-Sandstein kartierte Schichtenfolge wurde in dieser Kartierung als Grödner Schichten und Alpiner Buntsandstein (sensu NIEDERMAYR) getrennt ausgehalten, wobei das von NIEDERMAYR (1985) an der Typlokalität „Laaser Wald“ beschriebene matrixarme, quarzgeröllreiche Konglomerat an der Grenze Perm/Skyth, welches in unserem Kartiergebiet häufig aufgeschlossen war, als Kriterium herangezogen wurde. Innerhalb der Werfener Schichten wurde eine markante, ca. 10–20 m mächtige quarzitisches, grobgebauete Sandsteinabfolge, die sich im gesamten Kartiergebiet verfolgen ließ, gesondert ausgehalten. Die von KOBERSTEIN (1986) an der Lokalität Hals beschriebenen Raibler Schichten konnten von uns, wie auch von WARCH (1988), nicht nachgewiesen werden. Die dort aufgeschlossenen Serien wurden von uns als Knollenkalk des Anis (z.T. sandige Serien des Anis) angesehen. Im gesamten Kartiergebiet sind nirgends Raibler Schichten aufgeschlossen. Durch die extreme Einengung, welche die westlichen Lienzer Dolomiten erfahren haben sind die Raibler Schichten stets tektonisch ausgequetscht, wodurch die Unterscheidung von Wetterstein- und Hauptdolomit sehr problematisch wird. Die Schichten südlich der Eggenkofel-Südrandstörung fallen mit Werten zwischen 60 und 90° sowohl nach Norden wie auch nach Süden ein und streichen, zusätzlich zu der sonst vorherrschenden E–W Richtung, häufig mit ca. 60°. Das auskartierte Störungssystem läßt auf eine dextral kompressive Seitenverschiebung schließen. Weitere Hinweise auf ein dextrales Störungssystem findet man im Norden des Kartiergebietes, nördlich der Jagdhütte im Eggenbachtal bei Höhe 1694, wo sich die Streichrichtung der im Eggenbach aufgeschlossenen Plattendolomite des Wettersteins über eine kurze Strecke stark verändert. Während man sowohl östlich als auch westlich des Bachbetts eine E–W-Streichrichtung beobachtet biegen die im Bachbett anstehenden Schichten in NW–SE-Richtung um.

Am Ende des Fahrweges im Lababachtal führt eine Schotterrinne nach Norden, entlang derer ein vollständiges Profil durch die Serien des Alpiner Buntsandstein und der Werfener Schichten sehr gut aufgeschlossen ist. Besonders deutlich ist hier die Ausbildung des Basiskonglomerats des Alpiner Buntsandsteins und die nach Norden hin stark zunehmende Spezialfaltung innerhalb der Werfener Schichten, welche durch die Aufschiebung auf den Hauptdolomit hervorgerufen wurde, zu beobachten.

Der sich im Norden anschließende Eggenkofel besteht ausschließlich aus steil, meist nach Süden einfallenden und E–W-streichenden Schichten des Hauptdolomits. Besonders auffällig ist ein schon auf große Entfernung sichtbarer Wechsel in der Lithologie der anstehenden Gesteine der steilen und leider nicht zugänglichen Nordflanke des Eggenkofels. Es handelt sich dabei um ein schmales Band (mehrere Meter) weicherer, leichter erodierbarer Serien die sich durch eine wesentlich gerundete Oberflächenform, dunkler braune Färbung und einen relativ starken Grasbewuchs von den umgebenden grobbankigen und steil herauswitternden Dolomiten abheben. Da diese Schicht leider ohne spezielle Kletterhilfen nicht zu erreichen ist, war es uns nicht möglich eindeutig zu bestimmen um welche stratigraphische Einheit es sich handelt; allerdings ist das

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Permo-Mesozoikum der westlichen Lienz Dolomiten auf den Blättern 179 Lienz und 196 Obertilliach

VON BEATE GRÜN & MICHAEL SENFF
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden der Bereich des Sturzelbaches sowie das Alplspitz/Ochsengarten-Gebiet neu aufgenommen.

Alplspitz/Ochsengarten

Das älteste hier aufgeschlossene Schichtglied ist eine ca. 50m mächtige Linse von permischem Quarzporphyr die sich vom Hinkedein nach E zum Gumpedall erstreckt. Der Kontakt zum Gailtalkristallin ist hier an eine Störung gebunden.

Darüber folgt der Grödner Sandstein, dessen Kontakt zum Gailtalkristallin im Arbeitsgebiet nur schlecht aufgeschlossen ist. Eine Abtrennung des hangenden Alpinen Buntsandstein konnte nicht vorgenommen werden. Er fehlt vermutlich aus tektonischen Gründen.

Die permischen Rotsedimente werden im gesamten Kartiergebiet von max. 150 m mächtigen Werfener Schichten überlagert.

Deren sedimentäre Grenze zu den liegenden Flaser/Wurstelkalken des Alpinen Muschelkalk ist im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen. N der Ochsengartenalpe findet sich ein sehr gutes Profil des Alpinen Muschelkalk. Dieses beginnt mit Flaser/Wurstelkalken, einer Folge von dunkelgrauen spätig brechenden Kalken, die charakteristische Wühlspuren aufweisen. Durch ihren Sandgehalt deutlich davon abzutrennen sind die Schichten des „sandigen Anis“ im Hangenden, in welchen sich kohlige Pflanzenreste fanden.

Die Serie wurde in der Karte nicht gesondert ausgehalten, da sie sich meist nicht über den Aufschlußbereich verfolgen ließ. An der NE-Flanke des Alplspitz folgt auf das „sandige Anis“ mit scharfer Grenze der Zwischendolomit. Dieser setzt mit ca. 20 m dickgebankten Dolomiten ein, die nochmals von geringmächtigen (ca. 1–2 m) Kalken überlagert werden. Diese Kalke führen Pflanzenreste. Dünnbankige Dolomite schließen die Serie zum Hangenden hin ab. Der Zwischendolomit läßt sich im Streichen etwa bis zum Gontrunsattel verfolgen und ist ab dort tektonisch unterdrückt.

Fellbacher Kalke sind im Kartiergebiet nicht aufgeschlossen.

Eine Besonderheit im Gebiet sind die jeweils zwischen Hauptdolomit und Zwischendolomit eingeschuppten Kristallinreste am Gontrunsattel und zwischen Alplspitz und Breitenstein (vgl. WARCH, Bericht 1988). Nach HEINISCH (Bericht 1988) gehören diese zu einer „perlschnurartig aufgereihten“ Folge von weiteren Kristallinschuppen westlich unseres Kartiergebietes.

Sturzelbach

Weiters wurde das Gebiet des Sturzelbachtals südöstlich von Mittewald a.d. Drau neu aufgenommen. Von besonderem Interesse waren hier die Vorkommen von Kössener Schichten und jurassischen Sedimenten, die auf der geologischen Karte von v. BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) im Bereich zwischen Nudlbichl und Koster

Erscheinungsbild dieses Gesteinsbandes typisch für das Auftreten der Kössener Schichten in unserem Kartiergebiet, was uns veranlaßt hat es als solche zu interpretieren.

Im Osten des Eggenkofels konnte die von J. KOBERSTEIN (1986) kartierte Eggenkofel-Ostrandstörung, die von WARCH (1988) abgelehnt wurde, bestätigt werden. Geht man von der Lotteralm aus entlang des Fahrweges im Eggenbachtal nach Norden, so findet man ab ca. Höhe 1600 m bis zur Höhe der Leisacher Alm westlich des Fahrweges relativ häufig Gerölle mit gut herausgewitterten Diploporen, die Querschnitte im mm-Bereich aufweisen. Auch in den anstehenden Dolomitbänken konnten Diploporen nachgewiesen werden, wodurch diese Dolomite eindeutig in das Liegende des Wettersteindolomits gestellt werden konnten. Durch diese häufigen Diploporenfunde in den Wettersteinschichten konnte die Eggenkofel-Ostrandstörung eindeutig im Gelände bestimmt werden. Sie verläuft vom Eggenbachtal (ca. bei Höhe 1600 m) entlang der nördlichen Flanke des Lärcheggs bis zur Sonntagsrast, biegt dort in E–W-Richtung um und verläuft geradlinig auf die Tamerlanhöhe zu.

Diese östlich der Eggenkofel-Ostrandstörung anstehenden Diploporendolomite gehen nach Norden hin kontinuierlich in die, nur geringmächtigen, Grünen Schichten und den hangenden Plattendolomit der Wettersteinschichten über.

Eine weitere markante Struktur des Kartiergebietes stellt die vom Frauentalegg im Osten bis zum Sattelle im Westen streichende Synklinale dar.

Im Kern dieser tektonisch stark beanspruchten Synkinalstruktur sind sowohl Kössener Schichten, als auch jurassische und kretazische Serien aufgeschlossen; dabei handelt es sich um Lias-Fleckenmergel, Rotkalk, Aptychenkalke und Kreide-Fleckenmergel.

Diese jungen Serien im Muldenkern sind am einfachsten vom Drautal aus zu erreichen. Um das beste Profil durch diese jungen Serien zu erreichen muß man von der Ortschaft Thal aus dem Gamsbachsteig in Richtung Thaler Alpl folgen. Bei Höhe 1300 m biegt der Steig stark nach Westen, zur Lokalität Sattelle um; unterhalb dieser Biegung ist direkt am Gamsbach ein Profil durch Rotkalk, Aptychenkalk und Kreide-Fleckenmergel auf einer Länge von ca. 100 m, in direktem, tektonisch gestörtem, Kontakt zu dem nördlich anstehenden Hauptdolomit, aufgeschlossen. Die jungen Serien sind stark bis isoklinal verfaltet und bedingt durch ihre Scherfestigkeit kam es durch progressive Einengung zu Scherung und Verschuppung. Im Aufschluß findet man oft transponierte Faltscharniere. Die Gesteine kann man in diesen Bereichen als eine tektonische Melange bezeichnen, die häufig stark mit sekundärem Quarz und Kalzit durchsetzt ist. Durch die intensive Verschuppung der jurassisch-kretazischen Schichtfolge im zentralen Synkinalbereich war es nicht möglich die einzelnen stratigraphischen Einheiten gesondert zu kartieren.

Besonders auffällig sind die auf der Westseite des Gamsbaches steil herausgewitterten Klippen, die zum Großteil von Lias-Fleckenmergel, aber auch von Aptychenkalk gebildet werden. Auf der Nordseite der nördlichen der beiden Klippen ist noch ein Rest der Kössener Schichten erhalten geblieben.

Berg und am Schluckenriegel eingezeichnet sind. Das kleine, tektonisch isolierte Vorkommen am Schluckenriegel stellt eine Einschuppung zwischen den beiden Hauptdolomitkomplexen des Koster Berges sowie des Breitensteinmassives dar. Es ist in N/S-Richtung maximal 150 m breit und weist in E/W-Richtung eine Länge von ca. 900 m auf. Der größte Teil der aufgeschlossenen Gesteine erwies sich als Aptychenkalke (Malm, Berrias), welche randlich von stratigraphisch jüngeren Kreidefleckenmergeln (Neokom–Apt) begrenzt werden. Die Kontaktbereiche dieser Einschuppung zum umgebenden massigen Hauptdolomit sind jeweils in Form einer Mylonitzone ausgebildet.

Die Kössener Schichten sind im Kartiergebiet zwischen Koster Berg und Nudlbichl in einer Mächtigkeit von fast 500 m aufgeschlossen. Eine Profilaufnahme in diesem Bereich ergab keine Anzeichen für eine tektonische Verdoppelung der Serien. Im unteren Drittel der hier sehr fossilreichen Kössener Schichten wurde ein charakteristisches bone-bed entdeckt, welches eine Vielzahl von Fischknochen, -schuppen und -zähnen sowie einen, allerdings unvollständigen, Crustaceenpanzer lieferte. Das Top dieses Profils wird von einem bis zu 10 m mächtigen Korallenkalkhorizont gebildet. Dieser wiederum wird im Norden an einer großen Störungszone vom Hauptdolomit des Nudlbichl begrenzt.

Weitere Vorkommen von jurassischen Sedimenten werden vom Sturzelbach auf der Höhe von 1380 m durchschnitten. Von der Drauseite her ist der Sturzelbach im Bachbett nicht zu begehen, der Hauptdolomit bildet hier eine Barriere. Die in dem Bach aufgeschlossenen Juravorkommen sind zu erreichen, indem man zunächst dem Forstweg vom Schotterwerk westlich Thal bis in eine Höhe von 1200 m folgt. Hier zweigt dann an einer Kehre ein Pfad in das Sturzelbachtal ab. Auf einer Höhe von 1380 m (Bachniveau) stehen schließlich die Schichten des Jura an. Diese sind beidseits des Baches aufgeschlossen, eine Korrelation über den Bach hinweg ist indes nicht möglich, so daß das Sturzelbachtal in diesem Bereich wohl eine N–S-verlaufende Störung nachzeichnet. Problematisch ist allerdings, daß der nördlich gelegene Hauptdolomit von dieser Störung scheinbar nicht beeinflusst wird. Denkbar wäre deshalb auch, daß die Sedimente des Jura beidseits des Baches jeweils unterschiedlichen Schuppen angehören.

Die jurassischen Gesteine des Westufers sind tektonisch nur gering beansprucht, es handelt sich um gutgebankte Fleckenkalke des Lias mit Bankmächtigkeiten bis über 50 cm. Im Bruch sind sie hell- bis mittelgrau und sehr feinkörnig. Die Kalke sind möglicherweise als Hangendes der vorher beschriebenen Kössener Schichten zu betrachten.

In diesen Fleckenkalken wurde eine kleine Ammonitenfauna mit *Amaltheus margaritatus*, *Protogrammoceras* sp. und *Fuciniceras* sp. gefunden. Diese Fauna dokumentiert Pliensbach (Domer) für die Fundhorizonte. Die Funde sind deshalb bemerkenswert, weil zu dieser Zeit im Bereich des Alpls (GRÜN & SENFF, Bericht 1988) und in der Amlacher Wiesen-Mulde (BLAU & SCHMIDT, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 1988) bereits Rotkalk abgelagert werden. Zusätzlich zu den von BLAU & SCHMIDT (l.c.) genannten Ammonitengattungen konnte BLAU bei Neuaufsammlungen in den Rotkalen in diesem Jahr noch Vertreter der Genera *Amaltheus* (Stadtwegprofil) sowie *Amaltheus* und *Becheiceras* (Rotkalk beim Franz-Lerch-Weg) finden. Diese Formen zeigen eindeu-

tig Pliensbach (Domer) für die Fundhorizonte an. Die endgültige Überwältigung der Graukalksedimentation durch die Rotkalkfazies ist mit den neuen Ammonitenfunden in den westlichsten Bereichen der Lienzer Dolomiten höher als Domer anzusetzen.

Die am Ostufer des Sturzelbaches aufgeschlossenen jurassischen Serien zeigen ein völlig anders Erscheinungsbild als die vorher besprochenen Fleckenkalke.

Sie sind tektonisch äußerst stark beansprucht, was sich in einer vielfachen Aufschuppung der gesamten Abfolge äußert. Es lassen sich mindestens 11, meist nur wenige m dicke Schuppen ausgliedern, die von Fleckenkalen, Rotkalen, Radiolariten oder Aptychenkalen aufgebaut werden und ohne stratigraphischen Zusammenhang aufeinander folgen. Das gesamte Gesteinsprofil ist nahezu frei von Makrofossilien, lediglich im Liegenden einer Aptychenkalkschuppe konnte ein einzelner *Lamellaptychus rectecostatus* (PETERS) gefunden werden. Die Gesamtmächtigkeit des zwischen dem Hauptdolomit des Feuer am Bichl und dem Wettersteindolomit der Gedeindspitze eingeklemmten Juravorkommen nimmt nach Osten hin rasch ab, sie beträgt unterhalb des Sattels bei ca. 1800 m nur noch knapp 10 m. In diesem Bereich ist dann jenseits einer NE–SW-verlaufenden Störung ein erneuter sprunghafter Mächtigkeitsanstieg der Jurasedimente zu beobachten, diese ziehen unter schneller Verbreiterung ins Gamsbachtal hinein.

Die beiderseits des Sturzelbachtals aufgenommenen obertriassisch-jurassischen Sedimente stellen die Westfortsetzung einer Synklijalstruktur dar, welche sich von der Riebenkofel-Südseite über das Alpl, das Oberalptörl, das Frauentaleck und den Gamsbach bis in den Sturzelbach und laut Karte von v. BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) auch noch darüber hinaus nach Westen erstreckt. Die tektonische Beanspruchung der Muldenstruktur nimmt von Ost nach West deutlich zu. Am Alpl lassen sich noch deutlich zwei Muldenflügel voneinander abgrenzen. Im Sturzelbachtal dagegen beobachtet man eine chaotische Schuppentektonik, welche auf deutlich höhere tektonische Beanspruchung hinweist. Von einer Falten tektonik im engeren Sinne kann also nur im Bereich der zentralen Lienzer Dolomiten gesprochen werden. Der westliche Teil des Gebirges baut sich aus mehreren kleineren und größeren Schuppen auf, deren Schichteneinfallen steil Süd ist. Faltenstrukturen sind nicht mehr nachweisbar.

Im unteren Bachlauf des Sturzelbaches wurde bei ca. 1240 m im Hauptdolomit eine vermutlich postglaziale torfige Höhlenfüllung gefunden. Diese wurde durch das Abbrechen eines großen Blockes freigelegt. Die Höhle ist vermutlich an eine Störungszone im Hauptdolomit gebunden. Eine palynologische Untersuchung der Höhlenfüllung ist derzeit im Gange.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Thurntaler Quarzphyllit auf Blatt 179 Lienz

VON GERHARD SPAETH & STEPHAN KREUTZER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die im Jahre 1987 von der Arbeitsgruppe der RWTH Aachen begonnenen und im Jahre 1988 weitergeführten geologischen Aufnahmen auf Blatt Lienz wurden

1989 fortgesetzt. Der erstgenannte Bericht leitete hierbei vier Studierende bei ihrer Diplomkartierung an; mit diesen letzten vier Kartiergebieten sind die südöstlichen Deferegger Alpen auf Blatt Lienz, das ist der Bereich zwischen dem westlichen Blattrand, der Drau und der Isel, vollständig abgedeckt. Die endgültige Ausarbeitung der Diplomkartierungen ist noch im Gange. Der zweitgenannte Bericht half bei der Betreuung der Diplomkartierer im Gelände und der Datenauswertung nach der Geländearbeit. Außerdem führte er selbst die im Vorjahr begonnenen tektonischen und gefügekundlichen Arbeiten in den südöstlichen Deferegger Alpen auf Blatt Lienz fort, und zwar sowohl im Altkristallin als auch im Thurntaler Quarzphyllit. Hierüber wird weiter unten noch ausführlicher berichtet.

Die vier Gebiete der Diplomkartierungen liegen nur im ostalpinen Altkristallin (Zone der Alten Gneise). Sie erstrecken sich vom Kamm der Deferegger Südkette über deren Nordosthänge zum Iseltal hin. Im einzelnen sind sie durch folgende Ortsangaben abgrenzbar:

- 1) Brunner – Isel – Michelbach – Klosterfrauenalm – westlicher Blattrand (S. EWALD)
- 2) Klosterfrauenalm – westlicher Blattrand – Rotstein – Schlaitener Tor – westliche Böse Platte – Isel – Michelbach (P. HANSTEIN)
- 3) Rotstein – Schlaitener Tor – östliche Böse Platte – Isel – Zischger – Schlaitenbach – Schönbergspitze (W. GOSSEL)
- 4) Zischger – Isel – Plone – Ainetwald – Vordere Lavantspitze – Schönbergspitze – Schlaitenbach (A. VOSS).

Das Altkristallin besteht in allen vier Kartiergebieten weit überwiegend aus Parametamorphiten. Orthogneise treten im wesentlichen nur in den obersten Kammgebieten der beiden mittleren Kartiergebiete auf; von dort setzen sie sich in ihr Hauptverbreitungsgebiet nach SW fort (vgl. Bericht 1988, Kartiergebiet E. LUDWIG).

Die Hauptgesteinstypen Paragneis und Glimmerschiefer wechseln in großen Partien miteinander ab. Sie sind durch Übergänge verbunden. Dies erschwerte im Gelände häufig die Abgrenzung der Gesteinszüge. Quarzitisches Varietäten der beiden Gesteinstypen, seltener reine Quarzite kommen, anteilmäßig zurücktretend, als Einschaltungen in allen vier Gebieten vor. Paragneis und Glimmerschiefer weisen stellenweise Granatführung auf, und auch dies im gesamten Kartierbereich. Amphibolitzüge sind relativ selten und i.a. geringmächtig. Marmoreinschaltungen im Altkristallin mit ebenfalls geringen Mächtigkeiten sind bezeichnend für das westliche und die mittleren Kartiergebiete. Ältere, deformierte Pegmatitgänge liegen überwiegend im Streichen der Gesteinszüge; im mittleren Michelbachtal führen einige von ihnen recht große Turmaline.

Undeformierte, in der Mehrzahl wohl jungalpidische Ganggesteine sind in allen vier Gebieten kartiert worden. Es handelt sich dabei fast durchweg um Tonalitporphyrite. Nur in den beiden östlichen Kartiergebieten treten außerdem auch in geringer Zahl andersartige intermediäre und basische Gänge auf. Die Streichrichtungen der Gänge schwanken um E–W. Daneben treten auch einige Gänge mit nördlichem bis nordöstlichem Streichen auf. Tonalit tritt in einigen gangförmig gestreckten Vorkommen am Ausgang des Michelbachtals und in zwei kleineren Vorkommen südwestlich von Göriach in der Mitte des Gesamtbereichs auf.

Das Streichen der Gesteinszüge des Altkristallins (Lagenbau und/oder Foliation) verläuft in allen vier Kartiergebieten von WNW nach ESE mit Schwankungen um diese Richtung. Das Einfallen geht überwiegend in südliche Richtungen, nur vereinzelt tritt nördliches Einfallen auf.

Nach der Literatur und kleinmaßstäblichen geologischen Übersichtskarten der Deferegger Alpen sollte sich die für die regionale Tektonik des Altkristallins bedeutende Deferegger-Antholz-Vals-Linie (DAV) vom Staller Sattel her kommend in die vier Kartiergebiete hinein fortsetzen. In der Tat sind südwestlich Göriach und Schlaiten auch deutliche Anzeichen für den Verlauf dieser wichtigen tektonischen Linie gefunden worden: In einer relativ schmalen Zone treten Mylonite, Phyllo-nite und kataklastische Gesteine auf, und über Kilometerlängen liegt in dieser Zone ein schmaler Zug von schwach bis unmetamorphem Kalk, begleitet auf der ganzen Länge von einem Pegmatit. Bei dem Karbonatgestein, in dem auch bisher noch nicht sicher identifizierte Fossilreste auftreten, könnte es sich, ähnlich wie am Staller Sattel, um in der DAV eingeklemmte Trias handeln. Versuche, Conodonten aus dem Kalk zu isolieren, waren bisher erfolglos.

Bemerkenswertes und wichtige Einzelheiten der vier Kartiergebiete sind im folgenden noch kurz aufgeführt:

Gebiet westlich des Michelbachs

(S. EWALD)

Außer einem schmalen Amphibolitzug in der Südecke des Gebiets tritt ca. 1 km westsüdwestlich des Weilers Michelbach ein mächtiger Amphibolit (Mächtigkeit >50 m) auf. Der westliche Blattrand schneidet gerade noch ein Vorkommen von hellem, Feldspatgroßkristalle führendem Orthogneis an. Die Pegmatite des Kartiergebiets führen sehr häufig schwarzen Turmalin. Im Südtail tritt neben weißen, grobkörnigen Marmoren auch grauer, feinkörniger, schwach metamorpher Kalk auf. Von den Tonalitporphyrit- und Tonalitvorkommen südwestlich und nordöstlich des Weilers Michelbach sind die letztgenannten durch Steinbruchbetrieb besonders gut aufgeschlossen. Diese Intrusionen in Form mächtiger Gänge führen stellenweise gut erkennbare Xenolithe.

Gebiet nördlich des Rotsteins

(P. HANSTEIN)

Am Rotstein und westlich davon, im Gratbereich und in den Wänden über dem Weißem Kar, ist Orthogneis in etwas größerem Umfang aufgeschlossen. Im mittleren Michelbachtal, nordöstlich Klosterfrauenalm sind mehrfach weiße, grobkörnige Marmore angeschnitten, hier außerdem auch Pegmatite mit z.T. recht großen schwarzen Turmalinen. Ein im südlichen Teil des Gebietes auftretender mächtiger Glimmerschieferzug führt neben Granat auch Staurolith. Durch die Westflanke des breiten Gratrückens Moschumandl – Schlaitener Tor zieht eine NNW–SSE-verlaufende Störung, die sich in ihrem südlichen Abschnitt im Geländereif deutlich abbildet und im Norden am Güterweg im Michelbachtal in der Wegböschung aufgeschlossen ist. Sie ist damit über 1,5 km verfolgt.

Gebiet südwestlich Göriach

(W. GOSSEL)

Im Kammbereich um den Schlaitener Kofel tritt Orthogneis auf. Ein weiterer, allerdings sehr schmaler, aber durch das ganze Gebiet zu verfolgender Ortho-

gneiszug ist westlich und südlich von Göriach kartiert worden. Der mächtige Glimmerschieferzug bei der Schlaitener Alm im Südteil führt wie im westlichen Nachbargebiet neben Granat an mehreren Stellen ebenfalls Staurolith. Ein schmaler Zug aus grauem, feinkörnigem, schwach metamorphem Kalk ist west-südwestlich von Göriach über eine Länge von fast 1 km kartiert worden. Er wird direkt im Hangenden von einem Pegmatit und im Liegenden von einer Mylonitzone begleitet und markiert vermutlich die DAV. Zwei kleinere stockförmige Tonalitvorkommen sind ca. 1,5 km südwestlich von Göriach zu beiden Seiten des Göriacher Bachs angetroffen worden. Nördlich davon treten im Bachbett des Göriacher Bachs Hinweise auf eine Sulfidvererzung (große Blöcke mit Arsenkies?) auf.

Gebiet südwestlich Schlaiten

(A. VOSS)

Auch in diesem Gebiet wird vermutlich der Verlauf der DAV durch einen schmalen Zug von schwach metamorphem grauem, feinkörnigem Kalk angezeigt. Dieser Gesteinszug ist, wiederum mit Pegmatit im Hangenden und Phylloniten im Liegenden, ca. 0,5 km südlich von Schlaiten hier auf fast 1,5 km Länge kartiert worden. Der Pegmatit führt große schwarze Turmaline. Bei den Parametamorphiten überwiegen gegenüber den Paragneisen in diesem Kartiergebiet deutlich die Glimmerschiefer. Sie führen neben Granat nur an wenigen Stellen auch Staurolith.

Die im letzten Jahr begonnenen strukturgeologischen Untersuchungen im Thurntaler Quarzphyllitkomplex wurden fortgesetzt (siehe auch Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Thurntaler Quarzphyllit und Altkristallin auf Blatt 179 Lienz). An neueren Erkenntnissen aus Gelände- und Laborarbeiten sind folgende anzuführen.

Die bisherigen Quarz- und Mikrogefügeuntersuchungen an Proben aus dem Grenzbereich zwischen Thurntaler Quarzphyllit und dem Altkristallin zeigen, daß es sich bei dieser tektonischen Grenze im Untersuchungsgebiet nicht um eine, wie angenommen relativ eng abgrenzbare Fuge, sondern wohl doch um eine weit mächtigere Scherzone handelt. Die vorjährigen Profile wurden daher um einige Hundertmeter nach NW bzw. nach SE hin verlängert. Die Grenzen zu den Altkristallinvorkommen innerhalb des Thurntaler Quarzphyllits dagegen sind des öfteren mit niedrig- und höherentemperaturierten, duktil verformten Myloniten besetzt. Das Mikro- und Makrogefüge dieser tektonischen Gesteinszüge weist auf eine tektonische Platznahme dieser Altkristallinvorkommen aus südöstlichen Richtungen hin. Über die bereits bekannten, meist größeren Para- und Orthogneiskomplexe hinaus konnten noch zahlreiche kleinere Kristallinschuppen vom Quarzphyllit abgegrenzt werden.

In den Gesteinen des Thurntaler Quarzphyllits lassen sich fünf Deformationen (D_1 – D_5), vermutlich durch variskische und alpidische Orogenesen bewirkt, belegen. Im gesamten Aufnahmsgebiet weisen die s_1 -parallelen Quarzgänge in den Metapeliten und Metavulkaniten auf eine erste Deformation (D_1) hin. Die zweite Deformation (D_2), welche die Hauptgefügeprägung darstellt, erzeugte eine enge bis isoklinale Verfallung dieser Quarzexsudate im cm-Bereich, die Anlage einer Crenulationschieferung der pelitischen Lagen im Scheitelbereich der B_1 -Falten und einen großräumigen isoklinalen Fal-

tenbau im km-Bereich. Auf der Hochalm Compedal sowie am südlichen Hang des Bösen Weibeles, zwischen dem eigentlichen Altkristallin im Norden und den größeren Kristallinschuppen im Süden, läßt sich anhand der Ausbisse von gut korrelierbaren Metavulkaniteinschaltungen (Porphyroide und Grünschiefer) ein WSW–ENE-streichender, NNW- vergenter isoklinaler Muldenbau nachweisen. Parallel zu den B_2 - Achsen liegt eine Streckungslineation (str_2). Die Hauptschieferung s_2 hat überwiegend ein steiles bis mittelsteiles Einfallen nach SSE. Die tektonische Platznahme der in den Quarzphyllitkomplex eingeschuppten Kristallinkomplexe geht mit der Hauptdeformationsphase D_2 einher. Sie erzeugte in den Gneisen bereichsweise eine intensive Gesteinszerscherung und an der Basis der Überschiebungsbahnen die Anlage von mylonitischen s- Flächen. D_2 fand unter grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Bedingungen statt und ist damit wie die Hauptmetamorphose variskisch einzustufen. Inwieweit diese Hauptdeformationsphase noch in einzelne Deformationsakte zu untergliedern ist, bleibt vorerst offen. Von den folgenden Deformationsphasen, deren zeitliche Einstufung ungesichert ist, sind die Gesteine beider Baueinheiten betroffen. Das häufige, insbesondere in der Nähe der Kristallinschuppen zu beobachtende, z.T. recht großräumige Abweichen der planaren und linearen Hauptgefügeelemente innerhalb des Quarzphyllitkomplexes wird als Hinweis auf eine dritte Deformation (D_3) angesehen. Die im Laufe von D_2 angelegten Überschiebungsbahnen werden flachwellig mit Amplituden im 100m- Bereich verfalltet. In kleineren, stärker deformierten Orthogneisschuppen im Bereich der Hochsteinhütte liegt s postmylonitisch im cm-Bereich offen bis eng verfalltet vor. Während die B_3 -Achsen im Altkristallin homoachsal zu B_2 liegen, bewirkte D_3 in den Metapeliten des Quarzphyllits eine Überfaltung der B_2 -Achsen um mittelsteile B_3 -Achsen. Die mittelsteilen B_3 - Achsen zeigen wiederum stark wechselnde Eintauchrichtungen und sind bereits im cm–m-Bereich nicht-zylindrisch ausgebildet. Östlich des Wilferner Tals lassen sich in den bewaldeten Hängen oberhalb der Pustertaler Höhenstraße zahlreiche E-W streichende, steilstehende, über wenige 100 m zu verfolgende Störungen auskartieren, deren Kinematik bisher noch unklar ist. Im Umfeld dieser Störungen führte diese, im Grenzbereich zwischen spröder und niedrigtemperaturierter duktiler Deformation einzuordnende Deformation D_4 zu einer ebenfalls E–W-streichenden Dehnungsschieferung. Als finaler Deformationsprozeß D_5 wird die Anlage von überwiegend NNW-SSE streichenden Transversalstörungen mit geringen horizontalen Versatzbeträgen angesehen.

Blatt 180 Winklern

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern 180 Winklern und 197 Kötschach

Von JOACHIM BLAU, WOLFRAM BLIND & THOMAS SCHMIDT
(Auswärtige Mitarbeiter)

Das Kartiergebiet umfaßt den Bereich zwischen Stadelwiese im N und Tscheltscher Berg/Schartenalm im

S. Die Westgrenze wird in etwa von einer Linie Klausel/Rudnickofel gebildet, Ostgrenze ist der Bereich Kolbner Spitz – Villa Weinberg.

Die vorrangigen Ziele der diesjährigen Aufnahmeaktivität waren:

- 1) Die nochmalige Begehung der Stadelwiese und die Untersuchung der hier vorliegenden Breccien.
- 2) Die Aufnahme des Verlaufes des Pirkner Bruches.
- 3) Die Klärung der Lagerungsverhältnisse der Kössener Schichten in Zusammenhang mit ihrer abnormen Mächtigkeit.

Wettersteindolomit

Das stratigraphisch älteste Schichtglied im Aufnahmegebiet sind die Plattendolomite aus dem Hangenden des Wettersteindolomits. Gute Aufschlüsse finden sich an den Forstwegen an der Nordflanke des Pirkner Tales. Es handelt sich um gutgebankte ebenflächige Dolomite. Die Bankmächtigkeiten liegen zwischen 10 cm und 1 m, wobei dünnere Bänke überwiegen. Im Bruch sind sie z.T. zuckerkörnig und können dann dem Hauptdolomit sehr ähnlich sein. Charakteristisch jedoch sind sehr feinkörnige glatt brechende Dolomite wie sie im Hauptdolomit nicht gefunden werden.

Raibler Schichten

Bei der Begehung des Bereiches Stadelwiese zeigte sich, daß dieser Bereich bereits von SCHLAGER (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 1963) sehr gut aufgenommen wurde. Insbesondere der Verlauf der Raibler Schichten wurde von diesem Autor in unsere Karte übernommen. Darüber hinaus wurden aus Raibler Karbonaten Proben zur Mikrofaunenanalyse entnommen. Diese Proben ergaben eine kleine Fauna mit

Aulotortus sinuosus

Aulotortus tumidus

Aulotortus friedli

Gsollbergella spiroloculiformis.

Insbesondere das Auftreten der letztgenannten Form ist bezeichnend, diese ist nach ORAVECZ-SCHEFFER (1987) leitend für das Karn. Eine weitergehende Analyse der Fauna durch M. SENFF (Gießen) ist in Vorbereitung.

Hauptdolomit

Mit SCHLAGER (1963) gliedern wir den Hauptdolomit in liegende Plattendolomite, massigen mittleren Hauptdolomit und Seefelder Fazies. Die liegenden Plattendolomite sind im Kartiergebiet nicht aufgeschlossen.

Typische dickbankige Dolomite aus dem mittleren Hauptdolomit sind lediglich im Bereich der Schartenalm und der Umgebung der Stadelwiese aufgeschlossen.

Im Bereich des Pirkner Baches liegt der Hauptdolomit in Seefelder Fazies (sensu SCHLAGER, 1963) vor. Diese ist charakterisiert durch bituminöse, gut geschichtete, plattige Dolomite, denen geringmächtige bituminöse blättrige Mergel zwischenlagern. Seltener finden sich zwischengeschaltete mikritische Kalkbänke.

Die Abgrenzung zum liegenden dickgebankten Hauptdolomit bereitet keine Schwierigkeiten. Am Forstweg von der Schartenalm zum Pirkner Bach liegt diese Grenze in der ersten Kehre nach dem Joch. Weiter wegabwärts steht durchweg Hauptdolomit in Seefelder Fazies an.

Die Seefelder Fazies zeigt hier eine andere Ausbildung als etwa im Bereich der Amlacher Wiesen Mulde

(BLAU, BLIND & SCHMIDT, Bericht 1988), wo sie durch mächtige Mergelhorizonte gekennzeichnet sind.

Plattenkalk

Der Plattenkalk entwickelt sich ohne scharfe Grenze aus der Seefelder Fazies des oberen Hauptdolomits. SCHLAGER (1963) legte die Untergrenze des Plattenkalks auf das Erscheinen der ersten Kalkbänke. Diese Abtrennung erscheint uns wenig praktikabel, da bereits in der Seefelder Fazies Kalkbänke auftreten und dieser Bereich demzufolge schon zum Plattenkalk gerechnet werden müßte. Aus diesem Grund haben wir die Liegendgrenze des Plattenkalks dort gezogen, wo keine mächtigeren Lagen von bituminösen Mergeln mehr auftreten. Insgesamt bleibt die Abtrennung aber auch damit subjektiv und wenig befriedigend.

Der Plattenkalk stellt eine Wechselfolge von bis zu ca. 10 m mächtigen plattigen Kalkpaketen, dünnen Mergellagen und Dolomiten dar.

Die Kalke sind im Anschlag dunkelgrau, z.T. laminiert und haben einen bituminösen Geruch. Ihre Korngröße liegt im Mikritbereich. Bankfugen sind z.T. stylolithisch überprägt. Seltener sind papierdünn aufspaltende Partien.

Die Dolomite sind hellgrau, leicht zuckerkörnig und bilden Schichtstöße von ca. 1,5 m bis 7 m Mächtigkeit. Die Bankmächtigkeiten reichen von 10 cm bis 1,5 m. Charakteristisch für den Plattenkalk ist das Auftreten von sedimentären Breccien, die auf Debrite zurückgeführt werden. Zuweilen treten auch syndimentäre Rutschfalten (slumps) auf. Diese Breccien sind sicherlich als erste Anzeiger der distensiven Tektonik zu interpretieren, die dann im Unterlias zur Blocktektonik und der Megabreccienbildung im Bereich der heutigen Stadelwiese führte.

Die Obergrenze des Plattenkalks im Kartiergebiet ist scharf: Über einer letzten Dolomitserie setzen die mächtigen Mergelseries der Kössener Schichten ein.

Die oben beschriebenen Lithologien sind besonders gut ca. 500 m E des im Pirkner Bach gelegenen Punktes 1186 m zu beobachten. Hier ist am Forstweg ein Profil aufgeschlossen, welches von oberem Hauptdolomit in Seefelder Fazies über Plattenkalk in die Kössener Schichten reicht.

Kössener Schichten

Auch diese Serie zeigt eine andere Ausbildung als die entsprechende der Amlacher Wiesen-Mulde. Auf die Plattenkalke folgen unvermittelt zwei 10-20 m mächtige dunkle Ton-,schiefer“horizonte, die durch Kalkbänke voneinander getrennt sind. Gut aufgeschlossen finden sich diese Horizonte zum einen an dem Forstweg südöstlich der Jagdhütte (Pkt. 1437) auf der Nordseite des Pirkner Baches, zum anderen an dem Weg von der Postmeister Alm zur Schröttelhof Alm. Über diesen auffallenden Horizonten entwickeln sich die Kössener Schichten in ihrer typischen Ausbildung als Wechselfolge von dunklen Kalkbänken und Mergellagen. Häufiger als in der Amlacher Wiesen-Mulde treten im Gebiet des Pirkner Baches dickbankige Korallenkalke auf, die teilweise als Biostrom bezeichnet werden können. Auffallend sind weiters die häufig zu beobachtenden Breccienlagen. Die Komponenten können bis mehrere Dezimeter im Durchmesser erreichen. Solche Breccien konnten wir in der Amlacher Wiesen-Mulde nicht finden.

Die wichtigste Besonderheit der Kössener Schichten dieses Gebietes liegt jedoch in ihrer abnormen Mächtigkeit. Beträgt diese normalerweise ca. 300 m, so erreichen sie hier mindestens die doppelte Mächtigkeit (Profil Kolbner Spitz) Schon SCHLAGER (1963) und VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (Jb. Geol. B.-A., **108**, 1965) fiel die enorme Mächtigkeit der Kössener Schichten in diesem Gebiet auf; sie führten sie jedoch auf eine Mulde bzw. starke Faltung und Schuppung zurück.

Die Schichten sind zwar zum Teil erheblich gestaucht, eine Einmuldung innerhalb der Kössener Schichten liegt jedoch sicher nicht vor. Deutlich wird dies an der normalen Lagerung, die sich eindeutig durch die oben beschriebenen Korallenstöcke (Wuchsrichtung) festlegen läßt.

Liasfleckenmergel der Stadelwiese

Die Liasfleckenmergel treten im Kartiergebiet nur im isolierten Vorkommen der Stadelwiese auf. Sie sind dem steil N-fallenden, \pm E-W-streichenden Hauptdolomit diskordant aufgelagert und erreichen eine Mächtigkeit von ca. 400 m. In die Fleckenmergel sind mehrere Megabreccien mit Komponenten aus Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhätalk eingelagert.

WARCH 1989 (Bericht 1988) interpretierte diese Breccien teilweise als die Basisbreccie des Hauptdolomits, zum anderen sah er sie durch glaziale Vorgänge erzeugt. BLAU & SCHMIDT (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **36**, 1990) wiesen diese Interpretation zurück.

BLAU & SCHMIDT (1988, Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**) unterschieden zwei grundsätzlich verschiedene Breccientypen. Der Typ 1 (Talusbreccien) ist nur am SW-Ende der Stadelwiese, am Fuße des Rudnig aufgeschlossen (vgl. SCHLAGER, 1963). Begrenzt durch eine N-S-verlaufende Störung stoßen hier die Liasfleckenmergel an den Hauptdolomit des Rudnig. Hier ist in die Liasfleckenmergel eine nahezu matrixfreie, unsortierte, monomikte Hauptdolomit-Breccie eingeschaltet. Diese Breccie setzt sich aus Komponenten (bis mehrere m im Durchmesser) von in sich brecciiertem Hauptdolomit zusammen. Daneben treten aber auch kubikmeter große Komponenten von feinstlamierten nichtbrecciierten Dolomiten auf, die zusammen mit kleineren Komponenten in chaotischer Lagerung diese Talus-Breccie ausmachen. Zum Hangenden sind zwei weitere, allerdings geringmächtigere Breccien dieses Typs aufgeschlossen.

Breccien vom Typ 2 (debris-flows) lassen sich hauptsächlich im Liegenden der Fleckenmergelserie beobachten, wo im Südhang der Stadelwiese eine Abfolge von mehreren Breccien auftritt. Die einzelnen Debrite unterscheiden sich in ihrer Mächtigkeit, Komponentengröße und Gesteinsinventar. Es handelt sich um polymikte Breccien mit bis zu hausgroßen Komponenten aus Hauptdolomit, Kössener Schichten und Oberrhätalk; solche Großkomponenten können in das überlagernde Sediment ragen. Komponenten von aufgearbeiteten Liasfleckenmergeln sind selten.

Gradierte Kalkturbidite im NW-Abfall der Stadelwiese zum Zabratkar belegen, daß es sich bei der Abfolge um keine Muldenstruktur handelt, da eine in diesem Fall zu fordernde inverse Lagerung der Liasfleckenmergel im nördlichen Teil der Stadelwiese nicht vorliegt.

Das Vorkommen Stadelwiese und seine fazielle Ausbildung werden als Auswirkung liassischer Bruchschollenbildung verständlich (BLAU & SCHMIDT, 1988). Es ist zu überlegen, ob nicht Bewegungen dieser Art bereits

in der Obertrias die enorme Mächtigkeit der Kössener Schichten und deren Breccienreichtum bedingen.

Der Pirkner Bruch

Diese bedeutende Störung durchzieht das Kartiergebiet von der Villa Weinberg im E bis zur Klause im W. Sie begrenzt das Vorkommen der Kössener Schichten gegen die ladinischen Plattendolomite. Die Störung ist steil südfallend bis saiger. Auffallend ist die ungestörte Lagerung der Schichten, die N und S der Störung mit ca. 50° nach N einfallen. Nur in unmittelbarer Nähe der Störung sind die Schichten stark gestört. So auch in der Nähe der Villa Weinberg, wo ein Sporn von vermutlichem Wettersteindolomit in den Kössener Schichten steckt. Er konnte im Steilabfall N' der Kolbner Spitze und unmittelbar am Weg W' der Villa Weinberg anstehend gefunden werden.

Problematisch ist der Verlauf der Störung W' des Raneck. Hier haben SCHLAGER (1963) und VAN BEMMELEN & MEULENKAMP (1965) den Pirkner Bruch durch eine N-S-Störung versetzt. Dieser Versatz konnte von uns nicht verifiziert werden. So streicht der Wettersteindolomit bei Pkt. 1554 m nach E den Hang in Richtung Raneck hinauf.

Neben dem unmittelbar ablesbaren beträchtlichen Vertikalversatz müssen am Pirkner Bruch auch Horizontalverschiebungen stattgefunden haben. Dies wird durch steilstehende Faltenachsen in der Nähe der Störung deutlich.

Wie bereits oben angedeutet, ist zu überlegen, ob der Pirkner Bruch nicht eine bereits in der Obertrias angelegte Störung darstellt, die die übergroße Mächtigkeit und fazielle Besonderheit der Kössener Schichten dieses Gebietes bedingt und später reaktiviert wurde.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone und der Sadniggruppe auf Blatt 180 Winklern

Von HELMUT HEINISCH & ALEXANDER ZADOW
(Auswärtige Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Die diesjährigen Geländeaufnahmen schlossen an die im Jahre 1988 kartierten Gebiete an. Zur Unterstützung der Kartierarbeiten der beiden Autoren wurden zwei Diplomkartiergebiete neu vergeben. Diese erschließen ein durchgehendes Profil vom Ostalpinen Altkristallin bis in den Zentralgneis (Sonnblick-Kern) des Penninikums. Die Feldkarten wurden im Maßstab 1 : 10.000 erstellt. Jeder kartierte Teilbereich wird kurz charakterisiert.

Die lithologische Gliederung erfolgt identisch zu der im letzten Bericht (HEINISCH & ZADOW, 1989) dargelegten Vorgehensweise und wird daher nur im Bezug auf die regionale Verbreitung wiederholt. Zusätzlich wurden 1989 Gesteine des Sonnblick-Kernes samt parautochthoner Umhüllung erfaßt und damit die tektonisch tiefste Einheit des Tauernfensters erreicht.

Bereich Zirknitztal – Hilmersberg – Krackköpfe (M. FISCHER)

Das Kartiergebiet umfaßt, gegliedert vom tektonisch Hangenden ins tektonisch Liegende:

– Matreier Schuppenzone (?)

- Schieferhülle (Glocknerdecke) mit Modereck- und Trogereck-Gneislamelle (sensu EXNER, 1964)
- Zentralgneis des Sonnblick-Kerns samt parautochthoner Umhüllung

Glocknerdecke und Anteile von Matreier Schuppenzone (?)

Der tektonisch höchste Komplex des kartierten Gebietes wird wie im Bereich südlich der Roten Wand (HEINISCH & ZADOW, 1988) von einer mächtigen Kalkglimmerschiefer/Schwarzphyllit-Abfolge gebildet. Eine stärkere Zerschering der Kalkglimmerschiefer in den hangenden Teilen (vgl. A. MARESCH) gibt Anlaß, diesen Bereich noch zur Matreier Schuppenzone (MSZ) zu stellen. Die genaue Festlegung der Grenze Glocknerdecke/MSZ kann jedoch erst nach Auswertung der Dünnschliffe erfolgen. In Analogie zum Gebiet von A. MARESCH treten in den z.T. granatführenden Kalkglimmerschiefern lateral gut verfolgbare Bänder von Prasiniten und Quarziten, sowie Linsen von Serpentin, Kalk- und Dolomitmarmor auf. Südlich des Stellkopfs ließ sich ein vorläufig als Metagabbro angesprochener Körper abgrenzen.

Liegend zum mächtigen Kalkglimmerschiefer/Schwarzphyllit-Zug folgen die Trogereck- und Modereck-Gneislamellen (Gneislamellen 3 und 4 sensu EXNER, 1964), die durch eine Zone von Glimmerschiefern, Marmoren, Quarziten und Grünschiefern voneinander getrennt werden (Steiner Alm). Feldspat-Porphroblastengneise kennzeichnen die Trogereck-Lamelle. Ein Wechsel von feinkörnigen Augengneisen, Feldspat-Porphroblastengneisen, quarzitisches Gneisen und Glimmerquarziten ist typisch für die Modereck-Lamelle.

Im tektonisch Liegenden der Gneislamellen schließt wieder eine für die Schieferhülle typische Wechselfolge von Kalkglimmerschiefern, Schwarzphylliten und Chlorit-Serizit-Glimmerschiefern an, in die lagenweise oder linsenförmig Kalkmarmore, Dolomitmarmore und Quarzite eingeschaltet sind.

Zentralgneis des Sonnblick-Kerns samt parautochthoner Umhüllung

Im unmittelbaren Dachbereich des Zentralgneises treten in engräumigem Wechsel zwei Gneisvarietäten auf: ein heller, feinschiefriger Gneis mit Quarz-Blasten und ein biotitreicher, häufig granatführender Gneis. Diese Serie wurde in der Karte zu einer Einheit zusammengefaßt. Eine detaillierte Profilaufnahme soll zeigen, ob es sich hierbei um tektonisch stark ausgewalzen Zentralgneis, Relikte des ursprünglichen Plutondachs oder um die parautochthone Sedimenthülle mit Relikten von permischem Quarzporphyr handelt.

Die tektonisch tiefste Einheit des Penninikums ist hier in Form eines lithologisch monotonen Augengneises vertreten (Sonnblick-Kern). In den hangenden Partien sind häufig linsenförmige Schollen aus biotitreichen Perlgnaisen, Glimmerschiefern und Glimmerquarziten neben Relikten von sauren Ganggesteinen eingeschaltet. Im Gegensatz zu diesen lokalen Schollen läßt sich ein etwa 8 m mächtiges Quarzitband innerhalb der Augengneise vom Aufstieg zur Bogenitzenscharte bis zum Ostrand des Kartiergebietes verfolgen. Ein identischer Quarzit wurde von A. ZADOW im Angelewald westlich von Innerfragant gefunden.

Quartär

Flächenhafte Bedeckung und Hangschutt weisen vor allem die Hänge nördlich der kleinen Zirknitz, die Gegend zwischen Kluidkaser und Hilmersberg, sowie die Kaiseralm und Skrippen auf. Nach NE und N in Richtung Zirknitz entwässernde Bäche bilden eine Vielzahl von Schwemmkegeln. Gravitative Massenbewegungen und Bergzerreißen finden sich an der W-Flanke des Hilmersbergs, westlich des Butzentörls und um die Krackköpfe. Lokalmoränen mit meist gut erhalten Wallformen bedecken die Hochflächen an der Steineralm und nördlich der Krackköpfe.

Bereich Astener Höhe – Mohar – Kluidhöhe (A. MARESCH)

Das gesamte Gebiet ist tektonisch relativ einfach aufgebaut. Die einzelnen Gesteinseinheiten streichen etwa NW-SE und fallen im Altkristallin mit etwa 60°, im Bereich S des Mohar mit 50° und im nördlichen Teil des Gebietes mit 30°-40° nach SW ein. Es wird also eine zunehmende Verflachung der Foliation von SW nach NE deutlich.

Altkristallin

Das Altkristallin im Süden besteht im wesentlichen aus einer Abfolge von Paragneisen und Glimmerschiefern, die eine nach N zunehmende diaphthoritische Überprägung aufweisen. Als Einschaltungen finden sich oft nur dm- bis m-mächtige Kalksilikatfelse, Amphibolite, Granitgneise und Augengneise.

Matreier Schuppenzone

Die Grenze zwischen der Phyllonitzone des Altkristallins und den Chlorit-Serizit-Phylliten des Permoskyth (vgl. A. ZADOW) ist megaskopisch zum Teil nur schwer festzulegen. Hier wird die Dünnschliffauswertung mehr Klarheit bringen. Im tektonisch Liegenden der Phyllite und Quarzitschiefer folgt eine breite Zone von Kalkglimmerschiefern, die mit karbonatfreien, dunklen Phylliten vergesellschaftet sind. Größere zusammenhängende Bereiche dieser Schwarzphyllite wurden getrennt auskartiert.

Innerhalb dieser Matrix aus Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit treten zahlreiche, in NW-SE-Richtung gestreckte Späne unterschiedlicher Lithologie (Kalkmarmor, Dolomitmarmor, Prasinit) auf. Allen gemeinsam ist, daß sie im Liegenden und/oder im Hangenden von Quarziten mit unterschiedlich hohem Chlorit- und Serizitgehalt begleitet werden. Ein größeres Vorkommen von plattigem Quarzit findet sich unterhalb des Mohar-Gipfels. Im tektonisch Liegenden des Quarzites folgt ein mächtiger Prasinit, an dessen Basis noch vereinzelte, wenige m mächtige Linsen von Bretterich-Marmor enthalten sind.

Die letzte, vermutlich noch zur MSZ gehörige Einheit wird wieder von Chlorit-Phylliten gebildet, die einen nach N abnehmenden Karbonatanteil besitzen und in die am Göritzer Törl Gipse eingeschaltet sind.

Glocknerdecke

Die Grenze zwischen MSZ und oberer Schieferhülle (Glocknerdecke) verläuft wahrscheinlich innerhalb der Kalkglimmerschiefer im Liegenden der Chlorit-Calcit-Phyllite. Hinweise hierauf finden sich in der Form der Gesteinskörper (länger aushaltende Bänder und Lagen in der Glocknerdecke anstelle von Schuppen und ± linsenförmigen Spänen in der MSZ) und dem Deforma-

tionsstil: Die MSZ zeigt chaotisch-diskontinuierliche, z.T. auch kataklastische Interngefüge, während in der Glocknerdecke eine duktile, kontinuierliche Deformation mit ebenflächiger Foliation und S-C-Gefügen vorherrscht. Die Kalkglimmerschiefer führen hier makroskopisch keinen Granat (im Gegensatz zum nördlich anschließenden Gebiet von M. FISCHER).

Vier lateral gut verfolgbare Bänder von Prasinit sind den Kalkglimmerschiefern im tiefsten Teil zwischengeschaltet. Weiterhin treten Lagen und dünne Linsen von Kalk- und Dolomitmarmor sowie Quarzit auf.

Quartär

Die SE- und W-Flanken des Mohars sind von großen Massenbewegungen geprägt. In den abgedeckt kartierten Bereichen ist der ursprüngliche Verband halbwegs gut erhalten geblieben. Hangschutt und grober Blockschutt bedecken flächenhaft den mittleren Abschnitt des aufgenommenen Gebietes.

Eine Moräne mit gut erhaltenen Wallformen befindet sich westlich des Göritzer Törls bei etwa 2.330 m Höhe; zwischen vorderer und hinterer Asten bedecken Eisrandsedimente parallel zum Astantal die Hänge bis zu einer Höhe von etwa 1.740 m.

Bereich Makernispitze – Fraganter Hütte

(A. ZADOW)

Im Gebiet zwischen Sadnig, Makernispitze und Fraganter Hütte sind als tektonische Großeinheiten das Altkristallin des Sadnig und die MSZ aufgeschlossen.

Altkristallin des Sadnig

Zwischen Mulleter Sadnig, Sadnig und Melenböden erstreckt sich ein relativ eintöniger Komplex von Paragneisen und Granatglimmerschiefern des Altkristallins. Die Granatführung ist makroskopisch unterschiedlich stark, im Dünnschliffbereich jedoch bisher überall vorhanden. Staurolith konnte vereinzelt beobachtet werden, eine staurolithführende Zone war makroskopisch nicht exakt abzugrenzen. Hellgrau-beige, nur dm-mächtige Lagen von gebänderten Quarziten treten auf, können im Kartenmaßstab jedoch nicht dargestellt werden. Die Zunahme der Diaphthorese zum tektonisch Liegenden hin endet in einer ca. 5–20 m mächtigen Zone von extrem zerscherten Phylliten und Phylloniten. Diese, dem Altkristallin und den Quarziten des „Permoskyth“ (s.u.) zwischengeschaltete Einheit konnte im Bereich der 1989 und 1990 kartierten Gebiete überall ausgehalten werden. Der Übergang Kristallin-Phyllonitzone-Permotrias ist stets gut aufgeschlossen und wird nördlich der Melenböden von mehreren steil nach NW einfallenden Störungen bis zu 150 m nach NNE bis NE versetzt.

Matreier Schuppenzone

Der Bereich zwischen dem Altkristallin im S und der Glocknerdecke im N wird derzeit zweigeteilt:

- „Permoskyth“ nach FRISCH (1987; Chlorit-Serizit-Phyllite, Quarzitschiefer, Chlorit-Serizit-Quarzite)
- Matreier Schuppenzone sensu stricto (MSZ)

Eine genaue lithostratigraphische und genetische Zuordnung der ersten Einheit, die sich von der Phyllonitzone im tektonisch Hangenden bis zu der stärker verschuppten MSZ im Liegenden (NE Ofenspitze) erstreckt, ist derzeit noch nicht möglich.

Den Phylliten und Quarzitschiefern sind südlich und nordöstlich der Ofenspitze m-mächtige Bänder von Kalkmarmor und dm-gebankten, hellen Quarziten zwischengeschaltet.

Diese Quarzite können analog zu den Quarzit-Linsen der MSZ durch ihre Bankung und stärker ausgeprägte Homogenität gut von der umgebenden „Matrix“ von Quarzitschiefern unterschieden werden. Durch gefügekundliche Untersuchungen an Dünnschliffen sollen eventuell vorhandene strukturelle Unterschiede zwischen den verschiedenen Quarzit-Typen herausgearbeitet werden.

Die Lithologie der MSZ selbst entspricht der des im WNW anschließenden Gebietes, das von der Arbeitsgruppe 1988 kartiert wurde (HEINISCH & ZADOW, 1989). Linsen von Kalk- und Dolomitmarmoren, Quarziten, Prasiniten, Kalkglimmerschiefern, Serizitphylliten, Quarzitschiefern und diaphthoritischem Altkristallin (?) wechseln miteinander ab. Die Dimension der in NW-SE-Richtung gestreckten Schuppen reicht vom m-bis in den km-Bereich.

Unterschiede zum Gebiet westlich der Makernispitze treten hauptsächlich in der Mächtigkeit der Gesteinseinheiten auf. Hat die MSZ im Westen noch eine Mächtigkeit von ca. 900 m so dünnt sie im Gebiet der Fraganter Hütte bis auf etwa 600 m aus; in der Karte von EXNER (1964) zeigt sich eine fortschreitende Reduzierung der Mächtigkeit östlich der Fraganter Hütte in Richtung Obervellach. Auffällig ist auch die Mächtigkeitszunahme des Bretterich-Marmors (Kalkmarmor mit eingeschalteten Chloritschiefern) von weniger als 30 m am Makerni-W-Grat bis auf ca. 220 m am Bretterich.

Nördlich bis östlich der Ofenspitze finden sich zahlreiche aufgelassene Stollen in den Prasinitzügen. Mehrere Halden südlich der Striedenalm und entlang des Sadnigbachs zeugen von einem zeitweise intensiven Bergbau auf Kieserze aus der Zeit vom Ende des 17. Jahrhunderts bis 1921 (PREY, 1964).

Quartär

Enge Talrinnen und die unteren Bereiche von Steilhängen sind flächenhaft mit Hangschutt bedeckt. Weite Moränenböden bilden das Schoberbach-Tal, die Melenböden und die Ebene westlich der Fraganter Hütte. Gut ausgebildete Seiten- und Endmoränenwälle zeugen auf den Melenböden von mindestens drei Rückzugsstadien. Kleinere Moränenflächen reichen bis auf etwa 2.450 m Höhe. Die Rutschungsanfälligkeit der Gesteinsserien wird besonders in den parallel zur Foliation nach SW geneigten Hängen des Bretterich-Kamms deutlich. Bergzerreißen am Grat sind häufig.

Bereich Mohar – Hintere Asten – Jörgelberg – Sabernitzenbach

(H. HEINISCH)

Die an die Linie Mohar – Waschgang – Kluidscharte südöstlich anschließende Zone der Gratzeralm und des Astner Bodens erwies sich als großflächiger Rutschhang. Die Rutschmassen sind in ein inkohärentes Blockmeer zerfallen. Ihre Abrißnischen werden weitgehend durch einen Gips- und Rauhwacken-Horizont vorgegeben, der vom Göritzer Törl in östlicher Richtung verläuft und die Almböden unterlagern dürfte. Diese Einschaltung markiert lithologisch etwa den Nordrand der MSZ, während unter Berücksichtigung des Gefügeinventars die Grenze etwas weiter nördlich anzusetzen sein dürfte (s.o.). Auch die Ostflanke des Mohar löst sich in Bergzerreißen und Sackungsstufen auf. Hier sind es große Prasinit- und Quarzit-Züge, die im Verband zu Tal gleiten. Die tektonische Großgliederung

bleibt jedoch trotz der gravitativen Massenbewegungen erkennbar.

Im Steilhang südlich des Astenbaches ist der Internbau der MSZ gut aufgeschlossen. Vom Kabitzenbühl heranreichend, kreuzt diese Einheit auf der Strecke zwischen Sadnighaus und Hintere Asten den Talboden. Ihre „Block-in-Matrix-Struktur“ aus Dolomitmarmor-, Kalkmarmor- und Quarzit-Spänen in hochdeformierter, phyllonitischer Grundmasse erlaubt eine klare Grenzziehung zu den Nachbareinheiten.

Der südlich anschließende Teil des Steilhanges zum Jörgelberg besteht aus unterschiedlich stark diaphthoritisch überformtem Altkristallin. Es handelt sich um monotone Paragneise und Glimmerschiefer, die meist bereits makroskopisch Staurolith und Granat führen. Nur gelegentlich treten Quarzitlagen auf, die zur Verdeutlichung der Raumlage der Serien exemplarisch auskartiert wurden.

Unmittelbar gegenüber Vordere Asten konnten Feldspat-Blastengneise ausgehalten werden. Die Lagerungsverhältnisse sind für die Randposition an der Sutur Ostalpin/Penninikum erstaunlich ruhig, die Foliation ist weitgehend ebenflächig ausgebildet. Bei einem Generalstreichen von 120° tritt mäßig steiles Südfallen auf. Die Gesteine sind duktil verformt, kataklastische Scherzonen fehlen weitgehend. Lediglich nördlich Punkt 2174m (Auf der Steil) konnten zwei NNW-SSE-verlaufende Vertikalbrüche festgestellt werden, die die Grenze Kristallin/Matreier Schuppenzone dextral versetzen.

Quartär

Auf Eisrand-Sedimente im Astental wurde bereits hingewiesen. Der Steilhang des Jörgelberges wird an seinem Hangfuß durch Lawinensturzkegel und Schwemmkegel verhüllt. Zahlreiche gratparallele Risse (zw. Jörgelberg und Auf der Steil), frische Abrißnischen und Bergsturz-Schutt zeigen, daß es sich hier um einen aktiven Rutschhang handelt.

Ausblick

Die Arbeitsgruppe wird vereinbarungsgemäß weiterhin ihre Aufnahmen auf den Bereich der Sutur Altkristallin/Penninikum und die Interngliederung des Penninikums konzentrieren.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern

Von MANFRED LINNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde der Kamm vom Feldkopf über den Laschkitzkopf – Stellenkopf – Hohen Wiftel bis zum Goaschnigkopf, das Gebiet südlich davon (Staller Alm) und der Südhang der Kolmitzen. Die Gliederung in drei Gesteinskomplexe (G. FUCHS, 1988) wurde beibehalten und ihre räumliche Verbreitung gegen Westen weiterverfolgt.

Die Sadnig-Serie bildet den Kamm zwischen Feldkopf und Laschkitzkopf, sowie den Nordosten der Staller Alm, der weitgehend von Moränenmaterial bedeckt ist. Südwestlich vom Laschkitzkopf grenzt die

sen Gesteinskomplex eine steilstehende Störung von der Melenkopf-Serie ab. Das Schichtfallen der einförmigen Wechsellagerung von phyllitischen Glimmerschiefern und Quarziten ist mittelsteil und pendelt um die Südrichtung. Auffällig sind zwei mehrere Meter mächtige helle Schieferlagen südlich vom Laschkitzkopf. Als Ausgangsmaterial für diese konkordante Einlagerung vermute ich eine Arkose.

Über den Stellenkopf und Hochwiftel setzt sich die Melenkopf-Serie (entspricht der „migmatischen Schieferserie“ von G. FUCHS) gegen NW fort. Auch die Grenze zur Hoferkopf-Serie ist eine steilstehende Störung, deren Verlauf im Kolmitzentale auf einen nahezu senkrechten Bruch hinweist. Dieses Kristallin setzt sich aus Paragneisen, Glimmerschiefern mit oft reichlich Granat, wenig Quarzit, Augengneisen, Amphiboliten und Aplitgneisen zusammen. Die beiden Letzteren sind als geringmächtige Lagen in der Kolmitzen stets vergesellschaftet. Südlich der Ochsnerhütte tritt massiger Aplitgneis wechsellagernd mit Bänderamphibolit auf. Sowohl Ausdehnung als auch die Lagerung der Augengneise variiert stark. Die Streichrichtung der Schieferungsflächen schwankt bei nördlichem und südlichem Einfallen beträchtlich um die O-W-Richtung; hinzu kommt eine intensive Verfaltung.

Vom westlichen Teil der Kolmitzen bis zum Goaschnigkopf tritt das als Hoferkopf-Serie bezeichnete Kristallin zu Tage. Es überwiegen gebankte, feinkörnige oder dunkelbraune, Biotit-reiche, mitunter straff geschieferte Paragneise. Durchaus typisch sind zentimeter- bis meter-mächtige Quarz-Feldspat-Lagen, die grobkörnigen Turmalin, Granat sowie grobblättrigen, idiomorphen Muskovit führen. Hinzu gesellen sich schillernde Granatglimmerschiefer, verschiedene Amphibolite und Granitgneis. Das ausgeprägte Parallelgelüge der Paragneise geht mit einer in gewissen Bereichen auftretenden Metablastese und einhergehender Verfaltung verloren. So zum Beispiel um den Goaschnigkopf. In den Felsleiten östlich vom Goaschnig ist diese Erscheinung in der Umgebung des Granitgneises zu beobachten. Die Amphibolite bilden geringmächtige konkordante Lagen, aber auch kleine diskordante Körper und Bänder mit metablastischer Umgebung. Zwei mächtige konkordante Amphibolitzüge mit Bänder- und Granatamphibolit sind im Goaschnigkopfsüdabfall. Beim östlichen ist randlich eine Wechsellagerung mit Paragneis ausgeprägt. Der lichte Granitgneis mit großen Feldspatäugen und -schlieren ist als meter- bis zehnermeter mächtige Einlagerung zu finden. Im Übergangsbereich zum metablastischen Paragneis sind mitunter Amphibolitlinsen. Die Gneise dieser Serie sind flach gelagert, mit meist nordöstlicher Fallrichtung. Diese kann durch die zuvor erwähnte Erscheinung (Metablastese mit Verfaltung) erheblich schwanken.

Staller Alm und Kolmitzen sind von ausgedehnten Moränen bedeckt. Zu beiden Seiten des Kammes weisen zahlreiche Moränenwälle auf kleine Lokalgletscher hin. Zwei, durch Kargletscher und glaziale Übertiefung des Kolmitzentales geformte Nasen ragen westlich der Ochsnerhütte ins Tal vor; beide sind durch Absetzungen und Rutschungen in Bewegung. Im Nahbereich der Störung zwischen migmatischer Schieferserie und Hoferkopf-Serie finden sich gleichfalls solche junge Hangbewegungen. Hoher Wiftel und Goaschnigkopf sind von Bergzerreibungen erfaßt.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 180 Winklern

Von CHRISTIAN STEJSKAL, THOMAS STADLMANN
& PETER NEUMAYR
(Auswärtige Mitarbeiter)

Als Problemstellung lag der Kartierung die genaue Aufnahme der mesozoischen Grüngesteine von der Großfragant (im E) bis ins Grandental (im W), sowie ein Vergleich dieser mit jenen im Gebiet des Stellkopfes zugrunde.

Dazu wurden im Sommer 1989 folgende Gebiete begangen: Rote Wand, Mulleter Sadnig, Kabitzenbühel – S-Flanke des Mohar und Gradental.

Rote Wand

Kartiert wurde hier vom Schobertörl ausgehend über Rotwandeck, Sonnkopf, Krackköpfe, Butzentörl zur Kluidscharte. Geologisch gesehen bot sich vom Liegenden ins Hangende folgende Lithologie: An der Basis der Roten Wand ist ein grobkörniger, Phengit und rutilische Kalifeldspate führender Hellglimmergneis mit 100 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Dieser fällt mit S 210/35 ein, baut zum Großteil den S-Abfall der Krackköpfe auf und verschwindet 500 m N des Rotwandeck unter Hangschuttbedeckung. Die Genese dieses Gneises („Gneislamelle 4“ sensu EXNER, 1964) wird noch anhand weiterer Untersuchungen ergründet werden. Darüber folgen nun blaßgelb leuchtende Dolomitmarmore von 10 bis 20 Meter Mächtigkeit. Dieselben Gesteine wurden auch in anderen Gebieten (z.B. Makernig und Mohar) als linsenförmige Eingleitungen von 1 Meter bis mehrere 10er Meter Mächtigkeit gefunden. In Vergesellschaftung mit den Dolomiten kommen räumlich begrenzt in der „Ruden“ auch weiße, geschichtete, Hellglimmer führende Kalkmarmore vor. Eine geringmächtige Lage ist auch noch in der Schichtfolge der Roten Wand in 2835 m NN und am Sonnkopf zu beobachten. Im Hangenden der Marmore treten granatführende Kalkglimmerschiefer auf. Auffällig ist eine besondere Anhäufung von Granaten von 1 cm Größe unterhalb einer 3 m mächtigen Serpentinlinse in 2500 m NN 400 m SW des Rotwandeck. Oberhalb dieser Linse treten zwei bis 1m mächtige Grünschieferbänder im Kalkglimmerschiefer auf, die mit jenen am Stellkopf zu verbinden sind. Vom Stellkopf gegen die Kluidscharte hin werden die Prasinite mächtiger, während sie westlich von dieser durch eine große Störung auf ein 1 Meter mächtiges Band reduziert werden. Hier wurde im Mittelalter ein reicher Goldbergbau betrieben.

Der Weg der vom „Am Schober“ in die „Ruden“ führt, quert im SW-Grat eine weitere, durch eine kleine Störung zerscherte und mylonitisierte Serpentinlinse. Solche findet man auch wie die vorhin erwähnten Dolomitlinsen in den übrigen Gebieten, so z.B. am E-Anstieg zum Makernig in 2400 m und am Fuße des Mohar NE-Grates in Kombination mit einem Gipsvorkommen. Im Hangenden der Kalkglimmerschiefer folgen dunkle Phyllite, die in Quarzphyllite, Sericitphyllite etc. übergehen.

Mulleter Sadnig

Ausgehend von der Fraganter Hütte wurden die Melnböden, welche vorwiegend von Moränenwällen und Grundmoränen bedeckt sind, der Grat von der Sadnigscharte (2484 m) bis zum Makernig, der Bretterrich so-

wie die Ofenspitz NE-Flanke begangen. Der Mulleter Sadnig wird von tektonisch stark beanspruchten Glimmerschiefern des Altkristallins aufgebaut. Die Liegendengrenze des Altkristallins ist aufgrund starker tektonischer Überprägung des unterlagernden Gesteinsverbandes (Quarzphyllite, Serzityphyllite) in einem Mächtigkeitsbereich von mehreren 10er Metern schwer zu lokalisieren. Geht man im Profil weiter nach N, so folgen weniger deformierte Quarzphyllite. In der Scharte N der Kote 2529 m ist ein 1 bis 2 Meter mächtiges Marmorband mit Breccienbildung im Liegenden (eckige Karbonatkomponenten mit mehreren Zentimetern Größe in feiner Karbonatmatrix) aufgeschlossen. Ein gleichartiges Gestein findet sich auch knapp unterhalb auf der Ofenspitz-Nordseite. Am N-Grat des Hirtenkopfes tritt die erste Dolomitlinse auf, im Liegenden folgt ein lichtgrüner, plattiger Quarzit. Von wenigen Metern mächtigem Phyllit unterbrochen bildet er auch die S-Flanke des Striedenkopfes. In dieser findet sich bei 2580 m NN eine kleine Rauhwackenlinse. Um den Makernig herum häufen sich die Dolomitlinsen, die auch in der Streichrichtung sowohl im SE an der NE-Flanke des Ofenspitz als auch im W in den Wänden des Kabitzenbühel auftreten. Der Bretterrichkamm wird von Quarzmarmor gebildet. Nur in Hangendpartien gegen den Makernig hin ist dieser eng mit den gebänderten, hier stark Karbonat-führenden Prasiniten verzahnt. Diese Verzahnung von Prasiniten und Quarzmarmoren findet sich immer wieder bis ins Gradental westlich der Möll.

Kabitzenbühel – S-Flanke des Mohar

Die Aufschlüsse wurden sowohl am Hangfuß vom Lindleralmgraben, entlang des Astener Mooses bis auf 1650 m NN im Astental, als auch in den einzelnen Gräben aufgenommen. Fast in allen Gräben verlaufen steil stehende, NNW-streichende Störungen.

Der gebänderte Prasinit wird auf der Höhe Astener Moos in drei Züge aufgespalten, von denen die beiden hangenden ungefähr 10 Meter mächtig sind. Die Mächtigkeit des Liegendsten (mindestens 50 m) ist aufgrund der wechselnden Hangschuttüberdeckung schwer abzuschätzen. Ein sedimentärer Schichtverband ist nur zwischen Quarzmarmoren, dünnen ein- bis wenige Meter mächtigen Bändern, und Prasiniten zu erkennen. Zwischen den Prasinitzügen treten vom Liegenden ins Hangende gehend zuerst Quarzphyllite, zwischen zweitem und drittem Zug mehr oder weniger karbonatführende dunkle Serzityphyllite und darüber wieder Quarzphyllite bis Quarzite auf. Im Lindleralm-Bachgraben in 1900 m NN ist eine gipsführende Rauhwackenlinse von wenigen Metern Größe aufgeschlossen.

Gegen die S-Seite des Mohar sind die Prasinite im Streichen aufgrund der Talalluvionenbedeckung des Astenbaches bis zur Astenstraße auf 1750 m nicht verfolgbar. Entlang dieser sind sie auf etwa 1 km Länge quer zum Streichen aufgeschlossen. Durch plattige Quarzite und Schwarzphyllite werden sie von der Straße Richtung Moharkreuz in zwei Äste gegliedert. Der westliche Ast bildet jedoch nur eine geringmächtige Deckschicht über dem Schwarzphyllit. Dies zeigt sich am deutlichsten in einer Höhe von 2200 m NN s des Moharkreuzes, wo ein stark zergliederter Rücken aus Prasinit unmittelbar auf Schwarzphyllit liegt, und den von der Erosion verschonten Rest des westlichen Prasinitastes bildet. Weitere Überreste findet man 50 Meter oberhalb, am Grat zum Moharkreuz, an der W-Flanke desselben, sowie auf 1960 m NN westlich der Albitzen.

Der östliche Ast zieht Richtung Mohar und setzt sich mit gleichbleibender Mächtigkeit bis zum Geh. Anderle fort.

Gradental

Westlich der Möll tauchen die Prasinite, nun auf einen Zug reduziert, zwischen 50 und 100 m mächtig in einer Höhe von 1050 m NN im Bachgraben se von Ranach wieder auf. Sie ziehen über Ranach bei 1350 m NN durch den Mottniggraben bis ins Gradental, wo sie ungefähr 1,5 km taleinwärts, 50 m oberhalb der Straße, unter Blockwerk und Flora verschwinden. Im Mottniggraben sind erneut Quarzmarmore vom Typ „Bretterich“ mit den Prasiniten vergesellschaftet.

Blatt 181 Obervellach

Bericht 1987–1989 über geologische Aufnahmen in der Kreuzeckgruppe (Teuchtal) auf Blatt 181 Obervellach

Von BERNHARD KRAINER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nördlich des Teuchltales (Brücke 1317) umfassen die Aufnahmen den Hangbereich zwischen Mattlzehr und Kleinblößenbach, das Kleinblößenkar sowie den Kamabschnitt Karluckerlkopf (2635) – Polinik (2784) – Gamskarspitz (2580) und einen Großteil des Großblößenkars (Anschluß an OBENHOLZNER, 1986). Auf der Südseite des Teuchltales wurden die Südflanke des Dechantriegels sowie der vordere Seebachriegel bis zur Einmündung Teuchl-/Seebach aufgenommen. Die Aufnahmen 1987–88 blieben witterungsbedingt unvollständig; im Jahre 1989 erfolgten Ergänzungsbegehungen.

Die Bereiche südlich des Teuchlbaches werden lithologisch größtenteils von Glimmerschiefern und Schiefergneisen des Eisenalmtypus (s. Bericht 1986) aufgebaut. Es überwiegen feinkörnige, granatarme bis granatfreie, stets biotitreiche Glimmerschiefer bis Paragneise, in die sich lagige bis grobbankige Quarzite bis Biotitquarzite einschalten. Einzelne Ampibolitlinsen stecken im SW-Hang des Dechantriegels (von 1920 am Kamm bis ca. 1700), bei 2020 m am Rücken des Seebachriegels sowie ca. 100 m NW der Jagdhütte 1603 in der Seebachalm. Im Flinderlewald (1600m, S der Wirtsalme) wurden cm-große Staurolithe angetroffen. Erwähnenswert ist das Auffinden von Andalusit auf der linken Talseite des Seebachtales (1450 m, ca. 900 m SSE vom Gh. Alpenheim). Es handelt sich um die E-Fortsetzung der bekannten, aus dem Bereich Staller Hochalm-Strieden über die Trögeralm herüberziehenden Andalusitzone.

Im Bereich N des Teuchlbaches wird der liegendste Anteil von den massigen, bräunlich-grauen Zweiglimmer-Paragneisen der Polinikeinheit gebildet. Sie beinhalten Einschaltungen von z.T. diskordanten Pegmatiten (SE-Grat Gamskarspitz) und kleineren Ampibolitkörpern bis Hornblendegneisen (z.B. bei 2340 m, SSE Gamskarspitz; bei 2520 m am AV-Steig Teuchlscharte – Polinik). Die Polinikeinheit wird durch eine etliche Zehnermeter breite, steil SSW-einfallende Störungszo-

ne, welche von der Teuchlscharte (2468) etwa in Ri 115° über die Tanzböden unmittelbar N der Blößenbichlköpfe (2230) durchstreicht, abgeschnitten. Der im Liegenden anschließende Bereich zum Karluckenkopf wird von Seiten- und Parallelkästen (z.B. 150 m S der Scharte) dieser Störung geprägt, sodaß sich vermehrt stark zerrüttete und diaphtorische Bereiche einschalten. Der diaphtorische Charakter hält bis zur Steinkar-Kleinblößenstörung (Bericht 1986) hin an. Im Gratzug Geierspitz – Karluckenkopf treten muskovitreiche, massige bis plattige, feinkörnige leukokrate (Augen-) Gneise hervor. Innerhalb der Zweiglimmer-Paragneise wurden in der S-Flanke des Karluckenkopfes zwischen 2320 und 2440 m kleinere Amphibolitlinsen angetroffen. Der diaphtorische Bereich und die hangend anschließenden Paragneise wurden von L. HOKE (1989) als Striedeneinheit zusammengefaßt. Als Grenze zwischen Striedeneinheit und den Glimmerschiefern vom Eisenalmtypus wird das Ersteinsetzen der turmalinführenden Pegmatoide im Bereich Trögeralm – Mattlzeherangezogen. Somit kann im zentralen Kreuzeck- und Teuchlgebiet von liegend nach hangend als vorläufige Arbeitsgliederung die Abfolge Polinikeinheit – Striedeneinheit – Glimmerschiefer des Eisenalmtypus – (Granat)Glimmerschiefer des Typus Seebachhöhe-Schroneck – (phyllitische) Granatglimmerschiefer des Typus Kreuzeck-Hochkreuz angegeben werden (s. Berichte 1982–1986 und Berichte von V. ERTL).

Im Flinderlewald wurde ein grünlich-grauer Hb-Porphyrangang (1650 m, genau S Mündung Großblößen-/Teuchlbach) angetroffen. Der zwischen 40–70 cm breite, Richtung 170° streichende Gang ist im Steilhang knapp 20 m lang verfolgbar.

Das Streichen der durchwegs straff geschieferten Gesteine verläuft bei überwiegend steilem SW–SSW-Fallen konstant nach NW–WNW. Die Faltungsachsen der meist als Isoklinalfaltung ausgebildeten Hauptfaltung sowie die Streckungslinierungen verlaufen subparallel zum Streichen. Die wichtigsten Störungen gehören einem konjugierten NW–SE- bzw. NE–SW-verlaufendem Scherungssystem (Zerrüttungszonen, linsige Zerschierung, Mylonite) an.

Bemerkenswert sind morphologisch gut erhaltene Endmoränenwälle am Ausgang von Dechant- und Seebachtal. Etwa 600 m von der Mündung Dechant-/Teuchlbach findet sich auf der S-Seite des Dechantriegels ein von etwa 1430 bis 1520 m verlaufender Wall, der im obersten Teil noch Übergänge zur Seitenmoräne erkennen läßt. Auf der entsprechenden rechten Talseite findet sich ebenfalls verstreutes und verschwemmtes Moränenmaterial, wiewohl hier durch Hangschuttüberrollung und mehrere Quellaustritte keine morphologischen Formen erhalten blieben. Auf der linken Flanke des Seebachtales ist ca. 300 m SW der Brücke 1179 ein von 1230 bis 1350 m steil über den Hang ziehender Wall erhalten. Kleinere Wallformen, welche größtenteils seitlichen Hanggletschern zuzuweisen sind, finden sich zwischen 2120 und 2300 im Kleinblößenkar; im Großblößenkar reichen kleinere Moränen- und Schneeschuttwälle bis 2600 m (SE Seitenkar Polinik). Morphologisch wesentlich markanter tritt im obersten Großblößenkar (Tanzböden) eine in der NW-Flanke des Karluckenkopfes wurzelnde, rund 700 m lange Blockgletschermasse in Erscheinung; ihre Stirnwälle reichen bis 2200–2230 m. Ein weiterer, 300 m langer Blockgletscher liegt S des Felsstockes vom Geierspitz (2281) zwischen 2100 und 2020 m in der Kleinblößenalm.

Der Bereich der Kleinblößenalm ist zwischen der Tipplhütte (1880 m) und ca. 2120 m durch tw. verschwemmtes Moränenmaterial verfüllt. Der rechte Seitenast der Kleinblößenbaches (ab ca. 1750 m) geht aus einer großen, über 150 Höhenmeter umfassenden, trichterförmigen Abrißnische in den Moränenmaterialien (schlecht sortierte Sande/Grobkiese mit eingestreuten Blöcken) hervor. Die Abrißobergrenze des 60–70 m breiten und 10–15 m tiefen Anrisses liegt derzeit bei 2000 m; im W grenzt er an die Felsschrofen des Gratspornes Trögeralm – Kleinblößenalm. Im unmittelbar anschließenden Wald- und Almbereich finden sich z.T. geöffnete Spalten, Risse und Sackungsphänomene. Der Abriß bildet einen akuten Murenherd (z.B. Zerstörung der Forststraße und Laufverlegung bei der Klammausmündung im Jahre 1983).

Der verlandete See auf der Seebachalm (1640) wurde durch einen Schuttkegel aus der Schroneck NW-Flanke aufgestaut. Der Zusammenfluß Teuchl-/Dechantbach sowie die Einmündungen der Blößenbäche und des Seebachs weisen Schwemmkegelcharakter auf.

Die im Gelände oft kaum noch erkennbaren Bergbauspuren im Bereich der Seebachalm (bzw. Ladelnig) wurden durch FRIEDRICH (Lagstätt. Monogr. 1963:90 ff.) hinreichend beschrieben. Die Jagdhütte 1603 und die Hütten ca. 200 m N davon stehen auf größeren Halden. Im höheren Teil des Seebachriegels wurde ein weiterer Stollen angetroffen, welcher ca. 300 m NW der im Bericht 1983 beschriebenen Stollen liegt. Der bei 1940 m gelegene, großteils verbrochene Stollen (= Bergbauzeichen auf ÖK) ist auf einen Ri 110° streichenden Gang angesetzt. Auf der ca. 5 m breiten Halde überwiegt massiger Amphibolit; neben zerrütteten, Mu-reichen Glimmerschiefern fanden sich einige vergammelte, mit Fe-Oxiden überzogene Quarzbrocken. Oberhalb des Stollens sind Anzeichen eines weiteren Einbaus (1950) mit einer kleinen, verwachsenen Halde vorhanden.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach

Von BRIGITTE LENZ (Auswärtige Mitarbeiterin),
JULIAN PISTOTNIK
& KLAUS STEINHÖFLER (Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Gebiet der Kreuzeck-Gruppe wurden Übersichtsbegehungen zum Vergleich der tektonisch aneinander grenzenden Polinik- bzw. Strieden-Einheit (HOKE, 1989) durchgeführt. Die liegende, nördliche Polinik-Einheit weist in ihrer eher monotonen Zusammensetzung aus vorwiegend Paragneisen mit einzelnen Einschaltungen von Orthogneisen und Eklogit-amphibolit-Linsen nur eine (alpidische) Metamorphose auf. Sie grenzt an einer bis mehrere hundert Meter breiten, mylonitischen Störungszone (in der auch Pseudotachylite auftreten) an die südlich anschließende Strieden-Einheit. Diese hat eine wesentlich buntere lithologische Ausbildung mit (z.T. augigen) Gneisen, Amphiboliten, Glimmerschiefern und Marmoren sowie Pegmatiten und wurde von einer (variskischen) höher temperierten (Andalusit in den Metapeliten, Diopsid in den Marmoren) Metamorphose, die stellenweise anatektische Bedingungen schuf, sowie von einer nur relativ schwach wirksamen alpidischen Metamorphose betroffen. Die Strukturen

belegen eine während des Paroxysmus der alpidischen Metamorphose abgelaufene tektonische Annäherung der beiden Einheiten entlang der Mylonitzone, die zum Verlust einiger km Krustenmaterials zwischen beiden führte.

Im Bereich des Penninikums wurden einige Begehungen N Obervellach in der dortigen Zentralgneislamelle und deren Hülle durchgeführt. Dabei ergaben sich in diesem, in der äußersten SE-Ecke der Geol. Karte der Sonnblickgruppe noch dargestellten Bereich neben Ergänzungen, die die jüngsten Bedeckungen (Moränenmaterial) betreffen, lediglich kleine Änderungen im Kristallin. So ist z.B. östlich der Kaponigbachmündung südlich des Augengneises (Zentralgneis) noch über ca. 100 m dünnbankiger, mittelkörniger Quarzit mit locker eingestreuten, bis ca. 5 cm großen, Quarzgeröllen vorhanden. Diese steil NNE fallenden Quarzite weisen eine ältere, isoklinale Verfaltung im m-Bereich (B 090/65) und eine zweite, offen-wellige im dm-m-Bereich um B 095/12 auf. Ihre Zuordnung ist unsicher, wahrscheinlich ist (als streichende Fortsetzung) Trias-Basisquarzit der Schieferhülle. Allerdings ist auch ein über das Mölltal übergreifender Streifen von Quarziten der Polinik-Einheit nicht grundsätzlich auszuschließen. Unmittelbar nördlich grenzt an die erwähnte Zentralgneislamelle ein ca. 20 m mächtiger Epidot-Chlorit-Hornblendeschiefer (Prasinitt). In 1040 bis 1080 m (Eisenbahntunnel) ist im Kaponiggraben dickbankiger, mittelkörniger Biotit-Paragneis vorhanden, was auch eine Modifikation des im Sonnblick-Kartenbild geradlinigen, WNW-ESE über den Kaponiggraben streichenden Quarzituges im Liegenden der (muldenförmig auflagernden) Kalkglimmerschiefer nötig macht.

*
Siehe auch Bericht zu Blatt 155 Hofgastein von B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER.

Blatt 182 Spittal an der Drau

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen am Südostrand des Tauernfensters auf Blatt 182 Spittal an der Drau

Von REGINA ELSNER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die im Sommer 1988 begonnenen Aufnahmen am SE-Rand des Tauernfensters wurden 1989 nach S und W ausgedehnt. Kartiert wurde im Maßstab 1 : 10.000. Das bearbeitete Gebiet wird im E durch das Liesertal, im S durch den Reinitz/Steinbrückenbach mit den N-Hängen des Eckberges und im W durch den Wanderweg von der Kohlmaierhütte zum Gmeineck begrenzt. Im Norden wurden die Aufnahmen an der S-Flanke des Radlgraben bis zu den Trebesinger Hütten ausgedehnt. Die Kamm- und Gipfelregionen des Stoder und Gmeineck würden neu kartiert und nachgegangen. Folgende Einheiten vom Liegenden zum Hangenden wurden bearbeitet:

- Zentralgneis
- Innere Schieferhülle

- Äußere Schieferhülle
- Ostalpines Kristallin

Die verwendete Einteilung bezieht sich nur auf den stratigraphisch-petrographischen Umfang der einzelnen Einheiten und soll nicht als tektonische Gliederung verstanden werden.

Zentralgneis

Bei den Zentralgneisen südlich der Trebesinger Hütten und am Gmeineck handelt es sich um Alkalifeldspat-Augengneise mit deutlich erkennbaren Schersinnindikatoren. Die Scherdeformation ist als Abschiebung der hangenden Partie zu interpretieren.

Im Gmeineckkar südöstlich des Gipfels treten quarzreiche Leukogneise mit vereinzelt Augengneislagen auf.

Innere Schieferhülle

Die unterste Einheit bilden gebänderte Plagioklas- und Epidotgneise. Die Gesteine haben ein knotiges Gefüge durch Feldspateinsprenglinge. Sie bauen die massigen Felsen nördlich der Pfannalm auf, bilden die Basis der N-Wand am Stoder und sind in reduzierter Mächtigkeit am Gmeineck zu finden. Quarzitlagen, die vereinzelt zwischengeschaltet sind, wurden exemplarisch auskartiert. Daneben können ebenfalls Amphibolitlagen auftreten.

Die Gneise am Stoder, an den Flanken des Gmeineckkars und nordöstlich der Kohlmaierhütte werden auf SH. 1700–1800m ü.NN. von Amphiboliten überlagert. Diese Grüngesteine variieren in ihrer petrographischen Zusammensetzung im Amphibol-, Epidot-, Chlorit- und Feldspatgehalt. Einige Amphibolit-Typen führen makroskopisch erkennbaren Granat. Ein Teil der feinkörnigen Amphibolite wurde unter retrograden Bedingungen zu Prasiniten umgewandelt. An der E-Flanke des Gmeineckkars konnten Grobkorn-Amphibolite als Rollstücke gefunden werden. Am Gipfel und an der E-Flanke des Stoders sind helle Bändergneislagen (vermutlich saure Metavulkanite) den Amphiboliten zwischengeschaltet. Einzelne Metavulkanitlagen wurden zur Verdeutlichung der Lagerungsverhältnisse exemplarisch auskartiert.

Dunkle, dünnblättrige Biotitschiefer mit Feldspatknoten überlagern die Amphibolite. Sie zeichnen sich durch ein wellig-knotiges Flächengefüge aus. Diese Schiefer sind als geringmächtige Lagen an der Pfannalm und in der Umgebung des Stoders zu finden (nach EXNER: Murtörlserie).

Äußere Schieferhülle

Es wurden unterschieden:

- Feldspatblastengneise und damit verzahnte Quarzite
- Kalkglimmerschiefer
- Schwarzschiefer/dunkle Phyllite
- Prasinite/Grünschiefer
- Dolomitische und calcitische Marmore, Quarzite, Serpentinite (tektonische Späne)

Helle Feldspatblastengneise mit bis zu 2 mm großen Feldspatinseln (Albit-Oligoklas) treten im Aufnahmegebiet als Epidotgneise der Inneren Schieferhülle, als saure Metavulkaniteinschlüsse innerhalb der Amphibolite und an der Basis der Bündnerschiefer gemeinsam mit Quarziten auf. Der Mineralbestand der Feldspatgneise erlaubt keine signifikante, petrographische

Unterscheidung. Albit, Quarz, Hellglimmer, Epidot, Titanit, Amphibol und Biotit variieren im Verhältnis zueinander. Die Zuordnung der Feldspatgneise zu den Größereinheiten erfolgte daher auf Grund ihrer Position im Gelände.

Die Feldspatblastengneise am Steinkopfkamm auf 2300 m ü.NN werden zur Äußeren Schieferhülle gestellt, obwohl diese mit Amphiboliten wechselgelagert sind. Die geologische Position der Blastengneise befindet sich dort im Grenzbereich zwischen Innerer und Äußerer Schieferhülle. Die Blastengneise sind, wie für die Äußere Schieferhülle typisch, mit Quarziten vergesellschaftet. Ihre Vorkommen erstrecken sich von der Pfannalm über die Neuschitzer Wiesen bis zum Steinkopf-Kamm auf einer Höhe von 2100 m ü.NN (nach EXNER: Schrovinserie).

In den folgenden Gebieten verzahnen die Grünschiefer mit Kalkglimmerschieferlagen im Dezimeter- bis Meterbereich: Am Steinkopf zwischen 1980-2000 m ü.NN, an den Felsen oberhalb der Alm Hintereggen Maiß (1500-1600 m ü.NN) und im Steinbrückenbach (Brücke 1126 m ü.NN, südliche Bachflanke). Es wurde versucht diese Verzahnung durch Auskartieren dünner Karbonatgesteinslagen und Grünschieferlagen darzustellen.

Im Bereich der Egarter Alm treten Dolomitgesteine und Quarzite mit flächiger Ausdehnung auf. Es handelt sich hierbei um eine Karbonatgesteinsplatte, die mit der Morphologie des Hanges einfällt und leicht in sich verbogen ist. Durch den erosionsbedingten Ansnitteneffekt entsteht in der geologischen Karte ein fleckiges Muster von Einzelvorkommen.

Die Abfolgen des Penninikums zeigen deutliche Hinweise auf eine Scherdeformation. Besonders häufig kann eine Scherbandfoliation beobachtet werden. Auf Grund ihres Gefüges sind diese Gesteine als Mylonite zu klassifizieren.

Quarzphyllite des Ostalpins

Sie sind entlang der Liesertaler Bundesstraße, in der Umgebung der Orte Oberallach, Altersberg, Pirk, am Greutbühel, in Zelsach (Brücke 980 m ü.NN an der E-Flanke des Baches) und im Steinbrückenbach bis ca. 1000 m ü.NN aufgeschlossen. Je nach Deformations- und Diaphthoreseszustand konnten makroskopisch voneinander unterschieden werden:

- Granatglimmerschiefer und Paragneise
- Quarzite und Glimmerquarzite
- Quarzphyllite und diaphthoritische Glimmerschiefer

Alle Gesteinstypen können fließend ineinander übergehen. Daher wurden entweder exemplarisch einzelne Horizonte auskartiert (Quarzite), oder Übersignaturen zur Unterteilung verwendet.

Quartär

Auf gravitative Massenbewegungen in den Quarzphylliten und den damit verbundenen Talzusub des Liesertales sei hingewiesen.

Die Gipfelregion des Stoder ist von Bergzerstörungen gekennzeichnet. Am Steinkopf konnte ein Doppelgrat festgestellt werden.

*

Siehe auch Bericht zu Blatt 155 Hofgastein von B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER.

Blatt 184 Ebene Reichenau

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Kristallin, Paläozoikum und Mesozoikum auf Blatt 184 Ebene Reichenau

Von JULIAN PISTOTNIK

Im Bereich der Turracher Forstverwaltung neu angelegte Forststraßen waren Anlaß für Neu- bzw. Wiederbegehungen in diesem früher sehr schlecht aufgeschlossenen Bereich im NW des Kartenblattes. Die Aufschlüsse an der Nordseite des Rückens zwischen Steinbach- und Nesselgraben, nördlich der Hochalm, zeigen nunmehr ein lückenloses Profil vom Kristallin (im W) bis zum Oberkarbon am Ostende des Rückens.

Über dem von W (Steinbachsattel) herabziehenden Orthogneis lagern – mit mittelsteil gegen S fallender, ebener Grenzfläche – Bi-Mu-Paragneise und Quarzite bis Quarzitschiefer. Die Grenzfläche gegen die nun darüber, weiter gegen E, folgende karbonatische Serie läßt hingegen (zum Unterschied gegen die intrakristallinen Grenzflächen) deutlich eine starke Deformation und mechanische Beanspruchung erkennen. Über in Grenznähe chloritischen quarzitischen Schiefen (wegen der auf sf erkennbaren individualisierten Hellglimmer vermutlich kein Altpaläozoikum, sondern dem Kristallin zuzuzählen) folgen mit scharfer Grenze einige m mittelgrauer, kristalliner Dolomit, übergehend in ca. 4 m mächtige phyllitische Kalkschiefer. Diese gehen hangend in dunkle, violett- und teilweise bräunlichgraue dünnbankige Kalke über. Darüber folgen mindestens 8 m hell anwitternde, gelblich-weiße, blaugrau gebänderte feinkristalline Dolomite, die auf s häufig Chlorit- und Hellglimmerflatschen aufweisen.

Das gesamte Paket ist intensiv stengelig im m- bis Zehnermeter-Bereich um B 085/10 verfault und an seine Kristallin-Unterlage angepreßt. Diese tektonische Anpressung der Karbonatfolge ging so weit, daß in die Klüfte und Fugen der Unterlage Dolomitsubstanz quasi injiziert wurde.

Die Abfolge und Ausbildung weisen dieser Serie (gegenüber der früheren Zuordnung der nur in einzelnen Wändchen sichtbaren Dolomite) eher paläozoisches Alter zu, was auch durch den deutlichen Kontrast gegenüber der auf der S-Seite des Rückens auftretenden, im einzelnen lithologisch durchaus ähnlichen, insgesamt aber unterschiedlichen Dolomitfolge wahrscheinlich gemacht wird. In letzterer finden sich als Hinweis auf wahrscheinliche Trias immer wieder Algenröhrchen, weshalb sie weiterhin als Wetterstein-Dolomit des Stangalm-Mesozoikums s.str. angesehen wird.

Gegen E abschließend, wird die oben beschriebene Sequenz tektonisch und diskordant von vielfach schräggeschichteten Konglomeraten und Sandsteinen überlagert. Diese, zum Turracher Oberkarbon zu zählenden Klastika lagern am Ostende des Hochalm-Rückens in Form einer offenen Mulde, homoaxial den Stenglungsachsen in der oben erwähnten Karbonatfolge, mit dem Nordschenkel dieser (altpaläozoischen) Karbonatfolge, mit dem Südschenkel (zum Nesselbachgraben) altpaläozoischen (Gurktaler) Phylliten auf. Bemerkenswert ist hier an den Gesteinen des Oberkarbons, daß sie durchwegs – in den psephitischen wie in den psammitischen Lagen – durch einen relativ hohen

Feldspatgehalt gekennzeichnet sind, was (etwa in Analogie zum Brunnach-Karbon) auf einen Ablagerungsraum in Orthogneisnähe hinweist.

In Fortsetzung der vorigjährigen Aufnahmen wurden im SE des Kartenblattes die Bereiche südlich der B 95 zwischen Gnesau und Auf der Peggam (früher Prekowahöhe) aufgenommen.

Im Kirchergraben S Gnesau liegt oberhalb des rezenten ein älterer Schwemmfächer, bis 1080 m sind die Hänge mit aufgewitterter Grundmoräne bedeckt. E der Kirchergrabenmündung sind im Talbereich der Gurk zwei Terrassenkanten erkennbar, die mit der großen (? Eisrand-)Terrasse im Bereich der Prekowahöhe, oberhalb der Tiebelquellen, korrespondieren. Das Grundgebirge hier besteht in der Fortsetzung der bereits im Vorjahr beschriebenen Situation weiter westlich aus vorwiegend feinschichtigen, quarzitischen Phylliten mit immer wieder auftretenden Übergängen in (dünn)bankige Quarzite.

In diese eingelagert und vermutlich eine zerscherte Einfaltung bildend, zieht von der Marktlhütte über den oberen Kirchergraben gegen ENE ein Zug von Metavulkaniten, der von Laven mit teilweise noch erkennbarer Pillowstruktur über Pyroklastika in die benachbarten Metasedimente alle Übergänge zeigt und E des Arterwirts an die quartäre Gurktalfüllung stößt.

In der Umgebung von Lassen, SE des großen Grundmoränenbereiches zwischen Prekowahöhe und Oberboden, sind in den quarzitischen Schiefen Reste von Einbauten zu erkennen, ohne daß hier erkennbar wäre, worauf die Schürfe angesetzt waren. Weiter südlich ist allerdings in dickbankigen Quarziten an den Klüften eine sulfidische Vererzung (u.a. Kupferkies) feststellbar. An diese Quarzite schließt gegen S, über den Blattschnitt reichend, ein im s liegender, mehr als 20 m mächtiger Zug von mittelkörnigem Diabas bis ? Porphyrit (erkennbar Feldspat, Amphibol, Biotit, Chlorit) an.

Die Gefügesituation entspricht vollständig der im Vorjahr aus dem westlicher gelegenen Bereich beschrieben.

Blatt 185 Straßburg

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 185 Straßburg

Von GEORG KLEINSCHMIDT, DIETMAR BERZ,
HANS-PETER BIALLAS, ANNETTE BINGEMER,
BERNDT KANNENGIESSER & HARTMUT MÜLLER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Das Hauptgewicht der Aufnahmestätigkeit lag 1989 auf den schwach, z.T. auch sehr schwach metamorphen Gesteinsfolgen entlang des Westrandes von Blatt 185. Hinzu kamen ergänzende Aufnahmen im Zentrum und im Nordosten des Blattes. Bis auf ein Teilgebiet (*) handelt es sich um Diplommkartierungen der Universität Frankfurt am Main, die weitgehend abgeschlossen werden konnten. Von W nach E und von N nach S handelt es sich um folgende Teilkartierungen:

- 1) Lichtberg – Dolzerkogel – Eselberg (D. GLITSCH)
- 2) Feistritz – Schnenitz – Winklern (G. KLEINSCHMIDT *)
- 3) Lassenberg zwischen Glödnitztal und Zauchwinkel (H. MÜLLER)
- 4) Umgebung des Gurnik (A. BINGEMER)
- 5) Glödnitz – Moos – Eden – Laas (D. BERZ)
- 6) Göschelsberg – Meisenberg (B. KANNENGIESSER)
- 7) Karlsberg, Albeck Obere und Untere Schattseite (H.-P. BIALLAS)

Gesteinsbezeichnungen, Seriengliederung und Deformationsabfolge basieren, wenn auch mit Abweichungen, wie früher auf den Arbeiten von v. GOSEN (1982, 1989) und auch BECK-MANNAGETTA (1959), sowie den Berichten für 1983 und 1986 (1984 bzw. 1987). Wichtigstes Ergebnis der Aufnahmen 1989 ist die scharfe Abtrennung der sehr schwach metamorphen Gesteinsfolgen um das westliche Gurktal von den tieferen Einheiten und ihre Zuordnung (Gebiete 5/BERZ, 6/ KANNENGIESSER, 7/BIALLAS, dazu in ganz geringer Verbreitung auch 3/MÜLLER). Diese sehr schwach metamorphen Gesteine sind nicht nur geringer metamorph, sondern auch geringer deformiert als ihr Liegendes. Sie weisen maximal 3 gegenüber 5 bis u.U. 6 Deformationen auf! Die Gesteine entsprechen der Gruppe der Eisenhutschiefer bzw. der Magdalenensbergserie. Besonders auffällig sind dabei violette und grüne Schiefer im Gebiet Nr. 7, die völlig den violetten und grünen Staubtuffen der Magdalenensbergserie gleichen (STREHL 1962). BECK-MANNAGETTA (1959) hat alle diese Gesteine zusammen mit anderen aus den tieferen Serien zur Einheit „Phyllit hell – Chloritschiefer“ zusammengefaßt. Auf einem Übersichtskärtchen von v. GOSEN (1989) sind die sehr schwachgradigen Metamorphite im Gurktal bereits angedeutet und konsequenterweise zur Stolzalpendecke gestellt.

In den Teilbericht Nr. 7 (BIALLAS) wurde der entsprechende Aufnahmsbericht für 1988 wörtlich eingebaut, da er im vergangenen Jahr durch ein drucktechnisches Versehen nicht mit abgedruckt wurde.

1) Lichtberg – Dolzerkogel – Eselberg (GLITSCH)

Die Arbeiten konzentrierten sich auf eine präzise Grenzziehung und Angleichung der Kartiereinheiten an angrenzende Gebiete. Im einzelnen ergab sich folgendes:

Im Bach unterhalb Labieger konnte zwischen den Oberhofer Quarziten und Granat-Glimmerschiefern eine 2 m mächtige Amphibolitlage auf einige 100 m verfolgt werden. Der Quarzit führt bei Annäherung an die Hangendgrenze zunehmend Hellglimmer und teilweise Karbonat. Die engräumige Gesteinsvielfalt in diesem Grenzbereich läßt sich am besten durch eine bedeutende Bewegungszone erklären. Innerhalb der Granat-Glimmerschiefer zeichnet sich besonders im Bereich der Metnitz entgegen HAIGES (1985) eine deutliche Abnahme der Granatblastengröße von unten nach oben ab: in den Aufschlüssen unterhalb der großen Hornblende-Garbenschieferlinse östlich von Diezl kommen Granatblasten bis zu 2,5 cm Durchmesser vor, während im Grenzbereich zu den phyllitischen Glimmerschiefern die Granatblasten kaum mehr 0,5 cm erreichen. Im Bereich der phyllitischen Glimmerschiefer konnte oberhalb von Hirz eine kleine, 1–2 m mächtige Amphibolitlinse kartiert werden, lateral ließ sie sich nicht weit verfolgen. Sie ist parallel zum prägenden S_3 eingelagert.

Das Gestein ist graugrün, zeigt einen wirren Filz von <0,1 mm großen grünen Amphibolkristallen. Vereinzelt sind bis zu 5 mm lange schwarze Amphibolnadeln zu beobachten. Granate von maximal 0,3 mm Durchmesser bilden unregelmäßig verteilte Granathaufen.

Beim Vergleich der phyllitischen Gesteine mit denen der Nachbargebiete stellte sich heraus, daß die im Bericht 1988 (1989) als „marmorierte Quarzphyllite“ bezeichneten Gesteine den „quarzitischen Phylliten“ südlich des Dolzerkogels entsprechen (HEINRICH, 1987, Ber. f. 1986). Ihre Serienzugehörigkeit – entweder zu „Quarzphylliten“ oder zur „Biotit-Chloritschiefer-Serie“ – ist noch unklar. Innerhalb der quarzitischen Phyllite konnte am Nordhang des Dolzerkogels auf 1660 m Seehöhe eine schlecht aufgeschlossene, 3–5 m mächtige Quarzlinse kartiert werden. Das Gestein ist grau-beige, feinkörnig und sondert plattig nach S_3 , sonst splittrig ab.

Eiszeitliche Ablagerungen in Form von Moränen konnten nördlich der Metnitz im Raum Schöberl bis ca. 1240 m Seehöhe nachgewiesen werden, südlich der Metnitz im Bereich Usl bis ca. 1230 m Seehöhe. Zusammengesetzt sind diese aus unterschiedlichsten Phylliten und Marmor. Die Sortierung ist sehr schlecht und umfaßt Korngrößen von Kies bis Blöcken. Der Rundungsgrad ist sehr gut bis schlecht. Zum Teil sind auch sehr schlecht bis nicht gerundete Phyllite der direkten Umgebung aus dem Hangschutt beigemischt. Weitere glazigene Zeugen sind erratische Blöcke in der Umgebung des Labiegerhofes sowie am Forstweg zum Labiegerhof auf ca. 1200 m bzw. 1160 m Seehöhe.

2) Feistritz – Schnenitz – Winklern (KLEINSCHMIDT)

Die Vorjahreskartierung um den Höhenzug Salzerkopf – Prekova-Sattel – Saumarkt wurde nach Norden bis in den Feistritzbach, nach Osten bis südlich Saumarkt und ein wenig nach Süden in die Ortslage Bachl ausgedehnt.

Der Hang zum Feistritzbach ist ausgesprochen schlecht aufgeschlossen und weitgehend von Hangschutt und Rutschungen bedeckt. Dadurch sind strukturelle Zusammenhänge kaum zu durchschauen. Südöstlich Hornbonger reichen die Kohlenstoffphyllite weiter als vermutet talwärts (bis 1000 m Seehöhe).

Der Südhang der Höhe Saumarkt wird oberhalb von etwa 1280 m von Biotit-Chloritschiefern (tieferen) eingenommen, darunter (= südwärts) folgen ungestört bis etwa 1200 m mit flacher Lagerung granatführende phyllitische Glimmerschiefer. Sie werden weiter südlich in Winklern (Lady, Maier) zunehmend phyllonitischer.

Im Bachlgraben (Raum Gammig – Zedegger) ist der Gesteinswechsel außerordentlich kleinräumig und kompliziert: Im Norden wird der Marmorzug Plieschnig – Gammig entgegen der Annahme von 1988 von einem Quellbach des Bachlgrabens unterbrochen. Östlich und südöstlich Gammig bilden serienmäßig noch nicht zuordenbare Biotit-Chloritschiefer die Matrix für Karbonat- und Grünschieferlinsen. Das Gestein wirkt stark durchbewegt (diaphoritisch oder kataklastisch) und enthält NE Zedegger eine flache Bewegungszone mit ostwärtigem Transportsinn (80°).

In der Osthälfte des Gebietes konnten zwei weitere N–S-Verwerfungen erfaßt werden. Eine schneidet südlich Plieschnig/östlich Gammig die Marmore und karbonatischen Phyllite von Prekova, Plieschnig, Gammig etwa im Bachlgraben nach Osten zu ab. Eine

zweite versetzt zwischen Saumarkt und Winklern die Hangendgrenze der phyllitischen Glimmerschiefer um gut 60 m (westabschiebend).

3) Lassenberg zwischen Glödnitztal und Zauchwinkel (MÜLLER)

Die Arbeiten im Kartiergebiet konzentrierten sich auf den Süd- und Osthang des Lassenberges bis Zauchwinkel. Hier unterlagern als tektonostratigraphisch tiefste Einheit Quarzphyllite die Hellen Phyllite. Letztere bauen nahezu den gesamten Höhenrücken Lassenberg – Failacherkreuz auf. In die Quarzphyllite sind unterschiedliche Grünschiefertypen eingeschaltet.

Die phyllitischen Gesteine unterscheiden sich u.a. durch ihr tektonisches Inventar: Während in den Quarzphylliten die 4. Deformation lediglich an s_4 , oft als ecc-Gefüge ausgebildet, erkennbar ist, weisen die Hellen Phyllite zusätzlich Knickbänder und ostvergente F_4 -Falten auf. Diese haben Wellenlängen im Meterbereich und werden aus zugehörigen parasitären Knickfalten zusammengesetzt. Den gleichen Deformationsstil besitzen die Grünschiefer. Körnige, massige und plattige Grünschiefer wurden in einer Einheit zusammengefaßt, Chloritphyllite (z.B. 200 m Tranacher) und karbonatische Chloritphyllite (z.B. 250 m W Unt. Nagele) dagegen gesondert ausgehalten. Weitere kleine Grünschiefervorkommen befinden sich zwischen Moser und Trabotzer.

Die Gesteinsfolge wird von mehreren Störungen versetzt: Von 200 m südlich Faillacher Kreuz bis Unterer Nagele zieht eine auf über 2 km verfolgbare, NW–SE-verlaufende, SW-abschiebende Störung, die in ihrem Nordabschnitt Helle Phyllite neben Quarzphyllite setzt. Quer dazu (SW–NE) wird die Grenze Quarzphyllit/Heller Phyllit an vier parallelen Verwerfungen jeweils leicht nach Süden versetzt. An einer dieser Störungen wird bei Tranacher ein 100 m breiter, von Norden herantreichender Grünschieferzug abgeschnitten.

Direkt nördlich des Lassenberger Hofes ist blaugrauer bis grünlicher Tonschiefer aufgeschlossen, der gegenüber den liegenden Einheiten sprunghaft schwächer metamorph ist. Das Gestein gleicht einem Teil der Gesteinsfolge der Gebiete BIALLAS, KANNENGIESSER, BERZ (s.d.) und ist der Magdalenensbergserie bzw. den Eisenhutschiefern zuzuordnen. Das nur 100 bis 200 m² große Vorkommen überlagert im Süden Grünschiefer und im Norden Helle Phyllite. Es bildet eine tektonische Klippe, erhalten in einer flachen Muldenstruktur. Die Liegendgrenze ließ sich zwar einigermaßen genau kartieren, ist jedoch leider nicht direkt aufgeschlossen.

4) Umgebung des Gurnik (BINGEMER)

Die Untersuchungen im Arbeitsgebiet wurden mit einem umfangreichen tektonischen Meßprogramm und der Detailaufnahme eines 1,5 km langen geologischen Profils abgeschlossen. Das Profil verläuft vom Zweinitzbach südlich Unterfriege in NE–SW-Richtung bis zum Gurnik (Höhe 1264). Die in diesem Gebiet günstigen Aufschlußverhältnisse sollen eine Klärung der Übergänge und Kontaktbereiche der verschiedenen Kartiereinheiten ermöglichen. Das Profil umfaßt die tieferen Einheiten des Kartiergebietes: Quarzphyllite, darüber Feldspat-Porphyrklastenschiefer und schließlich Glimmerquarzite. Die Lagerung stimmt mit 230/20 bis 270/40 mit dem strukturellen Gesamtbild überein. Prägendes Gefügeelement ist dabei die penetrative

Schieferung s_3 . In den Feldspat-Porphyrklastenschiefern und Glimmerquarziten kann stellenweise auch s_4 als Krenulationsschieferung dominant werden. S_4 durchzieht dort das Gestein in Form von Glimmerlagen in Abständen von 3–4 cm. Selten ist D_5 in offenen Falten mit 5–8 m Wellenlänge und mit leicht nach SSE abtauchenden Achsen zu erkennen.

Das Profil wurde genau beprobt und mikroskopisch untersucht. Die früheren Kartierbefunde und die Untergliederung der Gesteinseinheiten konnten bis jetzt bestätigt werden.

5) Glödnitz – Moos – Eden – Laas (BERZ)

Die abschließenden Geländearbeiten dienten vor allem der genaueren Erfassung der Grenzbereiche zwischen den Quarzphylliten im N und NE einerseits und den Chlorphylliten im SW andererseits. Nach mikroskopischer Bearbeitung der Proben konnten aus den eintönigen Quarzphylliten im Nordteil des Gebietes feldspatführende Phyllite als Hangendes dieser Einheit ausgeschieden werden. Diese Gesteine führen in unterschiedlichen Anteilen sedimentogenen Feldspat, meist Plagioklas. Außerdem sind die B_3 -Achsen darin deutlicher ausgeprägt als in den unterlagernden Quarzphylliten. Prägende Schieferung ist auch hier s_3 . Die Mächtigkeit beträgt einige 100 m. Darüber folgen mit scharfer Grenze Chloritphyllite, die deutlich schwächer metamorph sind und einen völlig anderen Deformationsstil aufweisen als ihr Liegendes. Prägende Schieferung ist s_2 , das verfaltet ist und von s_3 nicht-penetrativ geschiefert wird. Analog zu v. GOSEN (1989) werden diese Gesteine der Stolzalpendecke zugeordnet, die liegenden Einheiten der Muralpendecke. Die im Aufnahmegebiet NW–SE-verlaufende Deckengrenze fällt steil nach SW ein und läßt sich am Blatrand westlich Zwölferbühel, am Hang westlich Peterbühel und nordöstlich Deutzer fassen. In noch klarerer Form und mit deutlichem Gesteinskontrast läßt sie sich in nordwestlicher Richtung auf das Nachbarblatt 184 Ebene Reichenau verfolgen. Näher untersucht wurden Härtlingszüge innerhalb der Metagrauwacken im Süden des Aufnahmegebietes. Diese Härtlinge bestehen aus sauren bis intermediären Metavulkaniten sowie teilweise karbonatführenden Grünschiefern. Aufgrund von Vergleichsbegehungen auf dem Nachbarblatt (Ebene Reichenau) ist die Höhenlage der pleistozänen Vergletscherung wesentlich nach oben zu korrigieren. Bisher als lokaler Schutt kartierte Bereiche sind danach als Moränenmaterial anzusprechen.

6) Göschelsberg – Meisenberg (KANNENGIESSER)

Die Kartierarbeiten wurden mit der Aufnahme tektonischer Daten, der genaueren Erfassung bisher unsicherer Grenzen und quartärgeologischer Ergänzungen abgeschlossen. Die gesamte metamorphe Gesteinsfolge des Gebietes besteht aus vulkanogen beeinflussten fein- bis grobklastischen Metasedimenten ohne scharfe interne Gesteinsgrenzen. Die Gesteine sind sämtlich nach Metamorphosegrad, Deformationsstil und Fazies der „Stolzalpendecke“ (und damit stratigraphisch-faziell den Eisenhutschiefern bzw. der Magdalenensbergserie) zuzuordnen.

Im Gelände und im Dünnschliff ließen sich sedimentäre Reliktgefüge nachweisen und teilweise einmessen. Selten erhaltene Gradierung zeigt die intensive Defor-

mation durch bald inverse, bald aufrechte Lagerung an. Die gröberklastischen Schichten (Kgr. bis 5 cm) in den hellen Phylliten im Aufschluß südlich Neubauer gehören wegen der Lang-Kurz-Beziehungen ihrer Spezialfaltung dem Liegenschenkel einer übergeordneten F_3 -Falte an. Die im gesamten Arbeitsgebiet WSW- bis W-fallende prägende Schieferung s_2 tritt in kompetenten Lagen deutlich zurück, ist dort kaum noch penetrativ und z.T. nur als Krenulation ausgebildet. Nach Dünnschliffmessungen ist sie mit bis 2 mm Abstand relativ weitständig, ihre Spur erscheint als feine Runzelungslinien auf den s_1 -Flächen. Eine s_3 -Schieferung ist nur schwach und weitständig (0,2–2,5 cm) ausgebildet, s_2 wird oft spitzwinklig geschnitten. Dadurch neigen die Gesteine dazu, in scharfkantige Bruchstücke zu zerfallen.

Der Nachweis erratischen Materials weit über dem Talboden W und NE Kleinglödnitz läßt den Schluß zu, daß der Glödnitzal-Seitenarm des Murtagletschers bis in das Gurktal hinein vorstieß.

7) Karlsberg, Albeck Obere und Untere Schattseite (BIALLAS)

Die Talauenbildungen des Griffenbachs und der Gurk sowie ihre Terrassen verhüllen große Teile der schwach metamorphen Gesteinsfolge. Neben der Hauptterrasse (hauptsächlich in den Ortslagen Spitzwiesen und Braunsberg), die ca. 60 m über dem Gurkfluß liegt, konnten an Hand von Geröllfunden weitere Terrassen bis auf 1000 m Höhe nachgewiesen werden. Diese sind im Gelände in Form von Buckelwiesen und markanten Verebnungen reliktsch erhalten. Das Grundgebirge besteht im gesamten Aufnahmegebiet aus phyllitischen Schieferungen und Metabasiten. Sie fallen ziemlich gleichmäßig mit 20–30° nach Westen ein.

Die tiefste Gesteinseinheit ist ein quarzitischer Schiefer, der 500 m vor der Mündung des Griffenbaches in die Gurk 5 bis 6 m hohe Wände mit ausgeprägter Klüftung bildet. Zwischen 800 und 1000 m Höhe liegt eine engräumige Wechselfolge von rötlich verwitternden, quarzitischen Schieferungen und serizitreichen, äußerst dünnplattig absondernden Tonschiefern vor. Besonders deutlich ist dieser lithologische Wechsel an den Weganschnitten zum Bühelbauer, Haller und Oberdürnbacher zu beobachten. Oberhalb 1000 m ist diese Wechselfolge nur mit Lesesteinen zu belegen. Innerhalb dieser Serie konnten zwischen 800 und 900 m Höhe mehrere Grünschieferlinsen auskartiert werden: 400 m westlich Unterdürnbacher, 350 m westlich Fischerhof, 300 m südlich Decker und 500 m nordwestlich Haller. Ob die Metabasitvorkommen zwischen Haller und Deutsch-Griffen einzelne Linsen oder einen zusammenhängenden Zug bilden, konnte bisher nicht geklärt werden.

Im Raum Albeck Untere und Obere Schattseite ist die phyllitische Schieferfolge an beiden Talflanken der Gurk und oberhalb 900 m Höhe an den Weganschnitten zum Hahnberg und zur Tschiggerhöhe gut aufgeschlossen. Zwischen 900 und 1180 m Höhe bilden die Grünschiefer einen NE–SW, annähernd hangparallel verlaufenden Zug. Im Bereich Greier scheint dieser unter phyllitischen Tonschiefer abzutauchen und in faziell veränderter Form westlich Hartis auskeilend wieder hervorzutreten. Der Grünschiefer ist grobkörniger und wird von einer Quarzit-, Chlorit-, Grünschieferfolge unterlagert. Ca. 500 m südlich Gugler deutet ein im Streichen verlaufender Kontakt von phyllitischen Schieferungen

und Grünschiefer auf eine Abschiebung hin. Harnische mit entgegengesetztem Bewegungssinn unterstützen allerdings nur den NE–SW-Verlauf dieser vermuteten Störung. In die Grünschiefer sind neben ankeritischen Lagen und Linsen dunkle Schiefer eingeschaltet. Eine vergleichbare Ausbildung konnte nur südlich der Gurk in den obersten und untersten Abschnitten des Grünschieferzuges beobachtet werden: Im unteren Abschnitt ca. 250 m südlich Kremegger und 400 m nördlich Teibitzer, im oberen Abschnitt als Lesesteine nordöstlich Kote 1241. Als Schutt, zum Teil stark verwittert, gleichen diese Gesteine den phyllitischen Tonschiefern, konnten aber durch ihre Karbonat-, seltener Quarzführung und breitere Bänderung eindeutig zugeordnet werden. Karbonatischer phyllitischer Schiefer konnte nur ca. 200 m nordwestlich Kremegger nachgewiesen werden. Zwei weitere kleinere Grünschiefervorkommen wurden ca. 200 m nordwestlich und 500 m nordöstlich Arlsdorfer auskartiert.

In den phyllitischen Tonschiefern deutet sich ein s-c-Gefüge an; die Grünschiefer zeigen z.T. asymmetrische, ostvergente Kleinfaltung. Ob dies beides einem gemeinsamen tektonischen Ereignis mit gleichgerichtetem Schersinn zu verdanken ist, wird geprüft.

Blatt 186 St. Veit a. d. Glan

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit a. d. Glan

Von THOMAS APPOLD & FRIEDHELM THIEDIG
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Geländearbeiten auf Blatt 186 St. Veit a. d. Glan konzentrierten sich im Berichtsjahr naturgemäß auf die Vorbereitung der Arbeitstagung in Klein St. Paul/Görtschitztal im Herbst 1989. Vor allem wurden die Routen der drei Geländeexkursionen festgelegt und die besuchten Aufschlüsse erkundet. Hinzu kamen diverse organisatorische Vorbereitungen zusammen mit der Leitung der Geologischen Bundesanstalt.

Darüber hinaus wurden einzelne Aufschlüsse auf Blatt 186 gezielt besucht, um strittige Punkte zu klären. Besonders im Nordosten des Blattes östlich von St. Martin am Silberberg ergaben sich größere Korrekturen. In Zusammenarbeit mit Dr. WEISENBACH, der das östliche Anschlußblatt 187 Wolfsberg bearbeitet, konnten neue Vorkommen der Plankogelserie festgestellt werden. Die nahezu flach liegenden, allerdings durch Störungen staffelartig versetzten Gesteine bilden den Kamm eines kleinen Bergrückens. Die intensive Tertiärverwitterung der Gesteine erschwerte die genaue Kartierung der Vorkommen, besonders kleinerer Linsen, die von Pegmatit-Rollstücken stark überschattet werden.

Die typischen Plankogel-Glimmerschiefer (dunkle Staurolith-Granat-Glimmerschiefer) machen nur einen sehr geringen Teil aus. Sie werden unterlagert von schmalen Streifen heller quarzitischer Biotit-Glimmerschiefer, in die auffällige, große Pegmatitkörper eingelagert sind. Außerdem finden sich charakteristische gebänderte Amphibolite. Diese Einheit liegt direkt auf den „injizierten Glimmerschiefern“, wobei die sonst einge-

schalteten Karbonatkörper fehlen. Sowohl die Pegmatite, als auch die Amphibolite sind stark zerschert und belegen den tektonischen Kontakt zwischen den Gesteinen der Plankogelserie und der Schiefergneis-Gruppe. Verlauf und Ausbildung des Kontaktbereiches sprechen für eine Überschiebung unter metamorphen Bedingungen.

Obwohl das beschriebene Vorkommen relativ klein ist, hat es größere Bedeutung für die Tektonik im Ostteil des Blattes 186. Abgesehen vom Vorkommen an der Sauofenhütte östlich von Lölling fehlten bislang Belege für ein Auftreten der Plankogelserie östlich der Görtschitztal-Störung und ihrer Fortsetzung nach Norden. Hieraus wurde zum einen eine große Mächtigkeit des obersten Teiles der Schiefergneis-Gruppe („injizierte Glimmerschiefer“) abgeleitet, zum anderen eine sehr große Sprunghöhe der Görtschitztalstörung nordöstlich von Zosen/St. Martin angenommen. Beides muß jetzt überdacht werden.

Westlich von Friesach wurden ebenfalls Nachbegehungen durchgeführt. Dabei wurde begonnen, die Kartierung von ZADORLAKY-STETTNER (1959/1960) zu überprüfen und der allgemeinen Gliederung anzupassen. Starke Verwitterung und eintönige, schwer zu gliedernde Serien erschweren auch hier die Arbeit. Im kommenden Jahr werden in diesem Bereich noch einmal Nachkartierungen erfolgen.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit a. d. Glan

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1989 wurde der Rand des würmzeitlichen Draugletschers nordöstlich St. Veit zwischen der Hochfläche „Auf der Eben“ und dem Durchbruch der Gurk bei Selesen ins Görtschitztal kartiert.

Durch die kleinkuppige Grundgebirgslandschaft wurde hier der Eisstrom aus dem Glantal in mehrere engbegrenzte Eislappen zerteilt. Der westlichste erfüllte die Bucht bei Kraig. Östlich davon zerteilte der Rücken Paßberg – Rakaunberg den Eisstrom in einen Lappen, der das Becken um Dielach, und einen, der das Längseebecken erfüllte. Beide vereinigten sich zum Hochstand im Wolschartwald wieder zu einem geschlossenen Eisrand. Von letzterem spaltete sich der Eislappen ab, der südlich Zensberg die Furche bei Rottenstein und Weindorf erfüllte, die wieder durch den Zug Odvinskogel – Hasenkogel – Buchberg von der mächtigen Eiszunge im Launsdorfer Becken abgetrennt wurde.

Die höchsten Moränenreste des Eisstromes bei Launsdorf liegen auf dem Sattel zwischen Hasenkogel und Buchberg in 700 m Höhe. Südöstlich der Kote 790 m setzt dann in 660 m ein deutlicher Endmoränenwall (Kote 642 m) an, der in Richtung Pölling zieht. An der Südseite des Launsdorfer Beckens sind die höchsten Moränenreste südlich St. Martin im Rücken Kote 696 m in 650–660 m Höhe erschlossen. Inwieweit die Eismassen in das reich gegliederte Hügelland südlich von Rain eindringen, kann nicht gesagt werden, da bis auf vereinzelte Erratika (z. B. nördlich Kote 628 m) Moränenreste oder Staukörper fehlen.

Das Eis überwand das Gurktal und erreichte dessen Nordflanke bei Gösseling – Wiendorf, wie die Erratika

oberhalb Pölling und nordwestlich Riepl (Gneis-, Diabas-, gekritzte Kalkgeschiebe) zeigen, wobei das Eis wohl auch noch etwas in die Talenge der Gurk nach SE eingedrungen sein dürfte.

Die Eiszunge aus dem Längseebecken über die Furche von Rottenstein erfüllte diese bis in eine Höhe von ca. 700 m und konnte ebenso das Gurktal überwinden und hinterließ Moränenmaterial an der Südseite des Windischberges und auf dem Sporn zum Gasselhof, das Kiese und Sande der Gurk überlagert. Am Südrand dieser Eislappen noch die Weitung südlich Weindorf mit Eis, ohne wahrscheinlich aber die Höhe des Eisstromes im Launsdorfer Beckens zu erreichen. Der Eisrand dürfte hier von den riesigen Blöcken dunkelbraunen Dolomits markiert werden, die einer lockeren Folge vom Hang NE Kote 790 m an der Außenseite der Endmoräne (642 m) bis Pölling zu verfolgen sind.

Da im Moränenmaterial südlich des Windischberges kein Material der Gurk enthalten ist, muß angenommen werden, daß während der kurzen Periode der größten Eisausbreitung die Gurk wahrscheinlich einen Abfluß durch den Eiskörper fand, da auch keine Sedimente oder Formen einer Stausituation im Krappfeld zu finden sind.

Die Eiszunge im Becken des Längsees hinterließ eine Grundmoränenbedeckung und eine deutliche Endmoräne an der Westflanke des Stammerberges, die bis in eine Höhe von 670 m reicht. Die höchsten glazialen Formen sind hier aber die Staukörper SW des Stammerberggipfels und das kleine Toteisloch auf dem Sattel nördlich davon in 690 m.

Der Nordrand dieser Eiszunge ist durch einen Eisstaukörper in 670 m Höhe mit großen erratischen Blöcken und ein Toteisloch an der Südseite der Hochfläche „Auf der Eben“ markiert. Dieser ist durch eine niedrige, undeutliche Stufe von der Hochfläche selbst getrennt. Sie selbst stellt eine mächtige ebene Fläche dar, die kein erkennbares Gefälle aufweist. Zwei Bohrungen östlich Baldauf schlossen grobe, sandige Kiese auf, die mächtigere, feinkörnige Sande, Schluffe und Bändertonen überlagern. Die durch die östliche der beiden Bohrungen an der Terrassenkante erschlossene Mächtigkeit der Sedimente beträgt 72 m, die auch der Mächtigkeit der Kiese über den Grundgebirgsaufschlüssen weiter im Süden und Norden entspricht. Weiter nach W steigt dann das Grundgebirge an und durchbricht in flachen Hügeln (Permoskythsandstein bei Baldauf) die Kiesablagerung, die wahrscheinlich der Rißeiszeit entstammt und eine großflächige, mächtige Stauseeverfüllung sein dürfte, als der Draugletscher weiter ins Krappfeld vorstieß.

Nach dem ersten Zurückweichen des Eisrandes der Würmeiszeit wurde nördlich der Hügel des Wolschartwaldes eine Kiesschüttung in 600 m Höhe gebildet, die nach Form und Verbreitung wahrscheinlich eine Delta-Bildung in einem Stausee darstellt. Eine gleiche Bildung dürften auch die mächtigen, sandigen Kiese bei Weindorf mit einer Oberfläche ebenso in 600 m sein. Die Kiese haben die gleiche Zusammensetzung wie die Moräne, und viele der Gerölle zeigen auch noch deutliche Kritzung, was auf nur kurz umgelagertes Moränenmaterial hinweist. Als Ursache eines kurzfristigen Staus im Gurktal, am Südrand des Krappfeldes, in dem diese Körper sedimentiert wurden, kann wahrscheinlich in den (Tot)eismassen bei Gösseling gesucht werden. Die Bildung der tiefer liegenden, durchgehenden Terrasse

(Niederterrasse?) im Gurktal ist wahrscheinlich erst nach dem Eisfreiwerden und einem dann ungehinderten Abfluß anzunehmen.

Blatt 192 Feldbach

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen des Gebietes um Beistein auf Blatt 192 Feldbach

Von IRMINA PÖSCHL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das zu kartierende Gebiet, südlich von Fehring, Bezirk Feldbach, gelegen, wurde im Maßstab 1 : 5.000 bearbeitet, da die lateralen Veränderungen innerhalb der hier vorherrschenden pyroklastischen Abfolgen auch auf kurze Distanzen hin bedeutend sein können. Auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse mußte jeder mögliche Aufschluß eingezeichnet und verwendet werden. Gebiete, in denen Aufschlüsse ganz fehlen, wurden teilweise offen gelassen, teils wurde versucht, nach dem Humus der Felder zu kartieren. Unterbrochene Grenzlinien wurden vermutet oder nur nach Lese- stücken oder Humus auskartiert.

Das Gebiet umfaßt vier zu unterscheidende Großeinheiten:

Im Norden und Süden von Beistein grenzt das unterliegende Sediment (Pannon) des Steirischen Beckens an. An einigen Punkten nahe zur lithologischen Grenze wurden innerhalb der Tuffdecke durch Erosion Schotter und Sande des Pannon freigelegt. Der oft sehr steile Verschnitt der Grenzen mit dem Gelände wird durch ein Paläorelief erklärt, das zur Zeit der vulkanischen Tätigkeit vor ca. 2 Mill. Jahren beträchtlich gewesen sein muß. Da sich pyroklastische und epiklastische Ströme, wie sie hier teilweise vorliegen, bevorzugt entlang topographischen Niederungen bewegen, neigen sie zu mächtigen Rinnenfüllungen und zur starken Ausdünnung bis zum vollständigen Aussetzen gegen topographische Hochpunkte hin.

Die Tuffe selbst wurden grob in epiklastisch aufgearbeitetes und pyroklastisch undifferenziertes Material unterteilt. Epiklastische Ablagerungen wurden in der Karte nur ausgeschieden, wenn sie anstehend eindeutig identifiziert werden konnten. Ihren Merkmalen nach handelt es sich vorwiegend um debris flows. In Anlehnung an die rezent beobachteten Verteilungsmuster solcher Einheiten in vulkanisch aktiven Gebieten wurden die Grenzen fächerartig eingetragen.

Innerhalb der undifferenzierten Tuffe tritt eine Reihe von unterschiedlichen pyroklastischen Ablagerungstypen auf. Fall out-, flow- und surge-Ablagerungen verschiedener Mächtigkeiten werden von ausgeprägten, im Steinbruch am Kogel von Beistein erkennbaren, Erosionsdiskordanzen abgeschnitten. Zwischengelagerte Schotter- horizontale und kleinräumige epiklastische Rinnenfüllungen weisen auf Ruhephasen unbestimmter Länge zwischen den vulkanischen Ereignissen hin. Das gehäufte Auftreten von Kieskomponenten wird als Sortierungsphänomen epiklastischer Vorgänge gedeutet.

Folgende zwei Einheiten konnten deutlich ausgeschieden werden:

Rund um den Kogel von Beistein zieht eine Bank, die auf Grund gut erkennbarer low-angle-cross-stratification und Impaktstrukturen als Ablagerungsprodukt einer pyroklastischen surge interpretiert wird. Die Einheit weist ein umlaufendes Streichen auf, fällt zum Zentrum des vermutlichen Kraters hin ein und beschreibt somit wahrscheinlich den ehemaligen inneren Kraterstand.

Im Hangenden, als letztes Glied der vulkanischen Abfolge, tritt ein feinklastisches Material auf, das teilweise eine deutliche Ähnlichkeit mit dem Vorkommen von Burgfeld aufweist, eventuell also als Maarfüllung interpretiert werden könnte. Punktueller Auftreten von solchen feinklastischen Einheiten lassen einen weiteren Parazitärkrater am Kogel bei Zinsberg, südlich von Beistein, vermuten.

Eine Besonderheit stellen auch die äußerst steil einfallenden Schichten an einem markanten Hochpunkt direkt westlich von Beistein dar. Ihre Lagerung muß durch sekundäre Ereignisse erklärt werden. Vermutlich handelt es sich um eine durch Erosion freigelegte Schlotfüllung einer kleinen parasitären Durchschlagsröhre. An rezenten Vulkanen wurde beobachtet, daß durch seismische Aktivität sowohl während einer Eruption als auch in Ruhephasen häufig große Schollen der steilen Schlotwände einbrechen und im Schlotinneren eine grobe vulkanische Breccie bilden. Ähnliche Mechanismen könnten auch hier eine Rolle gespielt haben.

Als absolut hangendste Einheit sind schließlich an einer einzigen Stelle bei Zinsberg Reste von postbasaltischen Schottern zu erkennen, die auf Grund ihrer stratigraphischen Position und der im Gelände ersichtlichen Unterschiede (hpts. Komponenten) zum Sediment des Pannon als solche ausgeschieden wurden.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 192 Feldbach

Von KARL STATTEGGER & HANS-LUDWIG HOLZER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Zuge der Neuaufnahme von Blatt 192 Feldbach wurden 1989 das Klöcher Vulkanmassiv (Kindberg – Seindl) und die umgebenden Sedimente aufgenommen. Die grundlegenden Geländeaufnahmen dieses Areals wurden zuletzt von WINKLER-HERMADEN) 1913 (Jb. geol. R.-A., 63), 1927a (Erl. geol. Spezialkarte Bad Gleichenberg), 1927b (Jb. Geol. B.-A., 77) und 1939 (Samml. Geol. Führer, 36) publiziert und in Folge weitgehend übernommen [z.B. FLÜGEL & HERITSCH, 1968, Samml. Geol. Führer, 47]; SUETTE & UNTERSWEIG, 1983, Naturraumpotentialkarten d. Stmk., Bezirk Radkersburg).

Die Gesteinsfolge umfaßt den Zeitraum vom Sarmatium bis in das Holozän. Vorerst wurden kartenmäßig folgende lithostratigraphische Einheiten unterschieden:

Sedimente des Sarmatiums

Klastische Abfolgen, beinhaltend Silte/Tone, Sande, Fein- und Mittelkiese, die sowohl lateral wie vertikal stark variieren. Eine genauere chronostratigraphische

Unterteilung ist nach bisherigen Kartierungsergebnissen nicht vorzunehmen. Größere Aufschlußbereiche finden sich im „Erdpreßgraben“ (vgl. WINKLER, 1913:496) E der Straße zwischen Pirchweingarten und Gruisla und am Sportplatz Jörgen.

Die von WINKLER etc. als Unterlage der Vulkanite ausgeschiedenen sog. „jungpannonischen Schotter“ konnten als eigene kartierbare Einheit nicht abgetrennt werden.

Vulkanite

- a) Basale Aschen- und Lapillituffe: älteste vulkanische Eruptiva, die den Kindsberg und den Seindl weitgehend umrahmen, besitzen im E (Kamm vom Ölberg N Klöch bis SW Deutsch Haseldorf) ihre größte Verbreitung mit zahlreichen Aufschlüssen. Weitere Aufschlüsse sind im Graben E von Jörgen, an den Abhängen zwischen Hürtherberg und Zaraberg, wo Übergänge zu den überlagernden Basalten studiert werden können und am Nordrand des stark ausgeweiteten Stürgkh'schen Basaltbruches anzuführen.
- b) Bombentuffe mit eingeschalteten Basaltlagen, die den Kindsberg aufbauen. Vielfältige Wechsel von Tuffen mit größtenteils Basaltbomben bis zu 1 m größtem Durchmesser und schlackigen Lavaergüssen kennzeichnen die Abfolgen. Eingeschaltete basaltische Radialspaltenfüllungen durchschlagen diese Einheit.
- c) „Basalt“: Den eindrucklichsten Aufschluß stellt der in den letzten Jahren stark nach N ausgeweitete Stürgkh'sche Basaltbruch dar, der die bekannt gemachte Vielfalt vulkanischer Erscheinungen in lateraler und vertikaler Erstreckung aufzeigt. Weitere Großaufschlüsse finden sich E von Jörgen. Neben diesen überwiegend dichten, säulig, plattig und mehr oder minder massiv entwickelten Basalten finden sich zwei Niveaus von Schlackenbasalten (im Liegendbereich: Zaraberg-Zarawald; im Hangendbereich: Seindl-Plateau)

Jüngstpliozäne–Altquartäre Verebnungsniveaus

Nachweise für Verebnungsniveaus im Bereich zwischen 370 und 380 m Seehöhe (Zaraberg-Niveau) sind am Zaraberg deutlich ausgeprägt, werden jedoch auch im Bereich zwischen Kindberg und Seindl bzw. in der Umgebung des Hochwarth vermutet.

Ablagerungen des Quartär

Obwohl eine Abtrennung von den neogenen Sedimenten und Vulkaniten aufgrund der Geomorphologie gut durchführbar ist, lassen anthropogene Eingriffe und tw. geringmächtige Terrassensedimente mit Ausnahme der holozänen Talalluvionen vorerst keine weiteren großflächigeren Untergliederungen zu.

Blatt 195 Sillian

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Gailtalkristallin auf Blatt 195 Sillian

Von WOLFGANG SPRENGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1989 wurden die Arbeiten, die im Rahmen der Grundlagenforschung am Periadriatischen Li-

neament 1987 begonnen wurden, auf die Kartierung des Kristallinabschnittes ausgedehnt. Die Gesteinsnomenklatur lehnt sich an die Legende der Manuskriptkarte von Nachbarblatt 196 Obertilliach an, wie sie in den entsprechenden Aufnahmeberichten dargestellt wurde (HEINISCH, 1984, 1987).

Das Gailtalkristallin besteht auf Blatt Sillian vorwiegend aus einer monotonen Wechselfolge von Paragneisen, Glimmerschiefern und Glimmerquarziten. Lokal sind mehrere Zehnermeter mächtige Amphibolite und Orthogneise eingeschaltet. Im N wird das Kristallin durch die Drauzug-Südrandstörung, im S durch das Periadriatische Lineament begrenzt.

Die lithologische Gliederung stellt sich wie folgt dar:

Kristallin

- Granat-Glimmerschiefer und -Paragneis
- Staurolith-Granat-Glimmerschiefer und -Paragneis
- Glimmerquarzit
- Staurolith-Oligoklas-Blastengneis
- diaphthoritischer Glimmerschiefer und Phyllonit
- Granat-Amphibolit
- Granitgneis des Pfannegg

Periadriatisches Lineament und Südalpines Paläozoikum

(soweit bei der Kristallin-Kartierung randlich erfaßt):

- Tonalit, Tonalit-Kataklasit
- Tonschiefer, Phyllit der Meerbach-Formation

Drauzug-Südrandstörung und Permomesozoikum des Drauzuges

(soweit bei der Kristallin-Kartierung randlich erfaßt):

- Sandstein der Gröden-Formation (incl. Basiskonglomerat)
- Werfener Schichten
- Wettersteinkalk
- Hauptdolomit

Die Foliation fällt im Südabschnitt in erster Näherung mittelsteil nach S und streicht E–W. Im Nordabschnitt steht die Foliation saiger und streicht E–W bis NW–SE. Im Zuge der tektonischen Amputation des Drauzuges auf der Höhe von Abfaltersbach tritt ein stärkerer Wechsel in der Raumlage der Foliation auf.

Der durch mehrphasige Deformation entstandene, komplexe Faltenbau ist in den Mikrogefügen und in Aufschlußdimension gut nachvollziehbar. Die Monotonie der Abfolgen erlaubt es jedoch in der Regel nicht, größere Faltenstrukturen auszukartieren. Nach einer gefügeprägenden, mittelgradigen Hauptmetamorphose und Deformation folgten weitere Deformationsereignisse unter Bedingungen der schwachgradigen Metamorphose (Diaphthorese) und anschließend nochmals mehrphasige kataklastische Deformation unter oberflächennahen pT-Bedingungen.

In einem schematisierten N–S-Profil ergibt sich folgende Grundgliederung:

- Zone der Drauzug-Südrandstörung mit Schuppenbau und Schertektonik.
- Zone kräftiger Diaphthorese am Nordrand des Gailtalkristallins.
- Zentralzone des Gailtalkristallins.
- Zone zunehmender Diaphthorese und Kaltdeformation bei Annäherung an das Periadriatische Lineament.
- Zone des Periadriatischen Lineaments mit tektonischem Schuppenbau; Tonalit-Kataklasite (incl. Pseu-

dotachylit), entstanden während intensiver Schertektonik.

Innerhalb der Zentralzone des Gailtalkristallins, wo die Spuren der ältesten, mittelgradigen Metamorphose-Ereignisse noch am besten erhalten sind, vollzieht sich im Streichen der Serien ein deutlicher lithologischer Wechsel. Im Ostteil ist noch der auffällige Staurolith-Oligoklas-Blastengneis mit komplexen Interngefügen aufgeschlossen, der nach W zu rasch an Mächtigkeit verliert. Granat und Biotit sind im gesamten Bereich stabil, Staurolith und Disthen treten vereinzelt in Erscheinung. Die ungleiche Verteilung der Oligoklasblasten und des Stauroliths ist nicht unbedingt durch veränderte pT-Bedingungen verursacht, sondern wohl eher auf primäre stoffliche Unterschiede des Ausgangsgesteins zurückzuführen.

Für die tektonische Analyse wurde auf bereits vorhandene TM-Satellitenbilder zurückgegriffen.

Bereich Leiten

Das Gailtalkristallin wird in diesem Bereich im S von einer Tonalit-Lamelle begrenzt, die am Südufer der Gail, südlich der Kapelle von Leiten, in 1440 m Höhe aufgeschlossen ist und die Lage des Periadriatischen Lineaments markiert. Der Tonalit ist extrem kataklastisch deformiert und friktionell aufgeschmolzen. Durch geochemische Analysen (Haupt-, Spurenelemente und REE) konnte das Eduktgestein dieser mächtigen Pseudotachylit-Bänder als Tonalit bestimmt werden.

Wenige Meter südlich sind paläozoische Tonschiefer einer intensiven Kataklastik unterzogen. Nördlich am Hang in 1480 m Höhe sind diaphthoritische Granat-Glimmerschiefer und Paragneise aufgeschlossen.

Im Gritschenbach und Klamm bach herrschen über einen weiten Bereich (über 1000 m Mächtigkeit) Staurolith-Oligoklas-Blastengneise vor. Sie setzen an der Basis in enger Wechsellagerung mit Granat-Glimmerschiefern und Paragneisen ein und gehen vertikal in eine massigere Fazies über. Lateral sind sie bis in den Graben nördlich von Eben verfolgbar.

Im Kühbach und in den westlich anschließenden kleinen Gräben besteht das Gailtalkristallin aus einer monotonen Paraserie, die in unterschiedlichem Maße gefaltet wurde. Gelegentlich wird die Abfolge von Glimmerquarziten unterbrochen, die Steilstufen bilden und daher als Leithorizonte dienen können.

An markanten N-S-Störungen erfolgt, wie Harnischmessungen belegen, jeweils ein Versatz des Westblockes nach N. Im Kühbach wird eine Glimmerquarzit-Granatgneis-Wechselfolge an einer derartigen, steil nach E einfallenden Störungsfläche lateral und vertikal versetzt.

Die Foliation fällt steil nach N bis NE ein. Parallel zur Foliation ist ein weiteres Störungssystem mit „fault gouge“ entwickelt.

Bereich Hollbruck – St. Oswald

Gute, fast lückenlose Aufschlußverhältnisse im Kristallin bieten Gailbach und Sägebach. Im Napfler Wald und in der Umgebung von St. Oswald sind infolge der starken glazigenen Überformung die verwertbaren Aufschlüsse meist auf die Forststraßen beschränkt.

Im Gailbach sind an der Basis Biotit-Gneise und Granat-Glimmerschiefer mit quarzitischer Einschaltungen aufgeschlossen. Innerhalb der anschließenden diaphthoritischen Glimmerschiefer ist in 1110 m Höhe ein 35 m mächtiger Granat-Amphibolit anstehend, wie

er auch weiter östlich mehrfach in ähnlicher tektonischer Position vorzufinden ist. Am Südrand des Granat-Amphibolits, im Kontakt zu diaphthoritischen Glimmerschiefern und Gneisen (Phylloniten), erscheinen schieferungsparallel ausgeprägte, ca. vertikale E-W-Störungen.

Im östlichen Seitengraben durchsetzt eine steilstehende NE-SW-Störung die diaphthoritischen Glimmerschiefer (enthalten viele Quarz-Rods) mit einem Nordversatz des östlichen Blockes.

Die Umgebung von St. Oswald, v.a. der Bereich entlang der Dorfberg-Liftrasse, ist gekennzeichnet durch eine starke Kataklastik der diaphthoritischen Granat-Glimmerschiefer in Zusammenhang mit einer dominanten vertikalen E-W-Störung, die mit einem prominenten Lineament im Satellitenbild übereinstimmt. Neben der zugehörigen dextralen Schleppefaltung (B ca. 50/70) ist eine weitere Schar von B-Achsen von Bedeutung, die einer horizontalen bis flach nach E bzw. W abtauchenden Knickfaltung zuzuordnen ist. Ein N-S-Bruchsystem, vermutlich in Zusammenhang mit der Abscherung des Drauzuges, zeigt in diesem Abschnitt keinen merklichen Versatz.

Im Sägebach fällt die E-W-streichende Foliation im unteren Bereich steil, nach oben zu flach nach S ein. Im Nahbereich des Periadriatischen Lineaments gehen die Biotit-Muskovit-Gneise in diaphthoritische Granat-Glimmerschiefer über, eine starke Zunahme der duktilen (Quarz-Mobilisation, Phyllonitisation) und bruchhaften Deformation ist zu beobachten. Sporadische Kleinfaltenachsen (ca. 160/25) belegen eine Aufschubung des hangenden Südblocks nach N (Überschiebung). In die Diaphthoreszone sind dm- bis m-mächtige, rötlich bis ockerfarben verwitternde Biotit-Muskovit-Granat-Gneise und Glimmerquarzite als Härtingsrippen eingeschaltet.

In 1250 m Höhe sind vereinzelt schieferungsparallele Scherbahnen und zugehörige Riedel-Brüche mit „fault gouge“ und m-mächtigen Kakirit-Bereichen aufgeschlossen. Sie weisen ebenfalls auf flache Nordüberschiebungen hin.

Der Kontakt Gailtalkristallin/südalpines Paläozoikum wird auch in diesem Abschnitt durch eine eingeschuppte Tonalit-Lamelle definiert. Sie liegt südlich der Straße Hollbruck-Kartitsch zwischen Faschinghöfe und Walcher (1350 m Höhe). Der Übergangsbereich zu den paläozoischen Tonschiefern ist extrem bruchhaft deformiert und verschuppt. Lokal kam es zu Pseudotachylitbildung.

Quartär

Die Talflanken und sämtliche Verebnungsflächen entlang des Gailbaches und der Drau bestehen aus umgelagertem Moränenmaterial. Es handelt sich um eine klassische Eisrandsituation an der Flanke des Draugletschers. Es entstand ein glaziales Hängetal. In den Eisrandsedimenten sind Reste von randglazialen Umfließungsrinnen erhalten.

Ausblick

Nach N zu soll der tektonisch überprägte Kontakt des Gailtalkristallins zum Drauzug-Permomesozoikum, einschließlich der vertikal gestellten Schuppentektonik, neu aufgenommen werden. Ein Profil entlang des oberen Badbaches liegt bereits vor.

Durch die abschließende tektonische Synthese und geologische Interpretation soll u.a. eine einheitliche

Darstellung des Gailtalkristallins von ÖK 195 Sillian bis ÖK 199 Hermagor durch unsere Arbeitsgruppe gewährleistet werden.

Blatt 196 Obertilliach

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 196 Obertilliach

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1989 konnten die Aufnahmsarbeiten auf Blatt 196 abgeschlossen werden.

Ebenso wie in den Seitentälern des Lesachtales weiter östlich sind auch im Obertilliacher Tal, Rollertal und in dem des Winkler Baches am Ausgang deutliche Endmoränen und Staukörper entwickelt. Sie zeichnen Gletscherzungen nach, die die Seitentäler erfüllten und gerade noch das Haupttal erreichten. So weisen die beiden Wälle unterhalb Mitterwald auf eine Eiszunge hin, die bei der Mündung ins Haupttal noch ca. 100 m mächtig war. Sie hinterließ am orographisch rechten Hang noch mächtige Grundmoränenablagerungen bis in die gleiche Höhe, die heute von mächtigem Hangschutt bedeckt sind. An diese Eiszunge lagerten sich Schuttmassen des Rodarmbaches an, die den heutigen mächtigen Schwemmkegel von Obertilliach noch in Resten überragen. Dazu gehören einerseits der langgestreckte Hügel in 1350 m Höhe SE Obertilliach, der möglicherweise den Eisrand dieser Gletscherzunge markieren könnte, andererseits die Hügel am Rand des Schwemmkegels nördlich Kote 1342 m zu beiden Seiten des Fahrweges nach Obertilliach, die wahrscheinlich Kameshügel darstellen. Beide Ablagerungen werden hauptsächlich von Materialien der Nordflanke des Lesachtales gebildet.

Im Rollertal ist an der orographisch linken Flanke des Rabetzlbaches eine mächtige Endmoräne erhalten, die die Epigenese am Talausgang bewirkte und eine Gletscherzunge markiert, die noch in das Haupttal gereicht hat, von der im Haupttal aber keine Spuren erhalten sind.

Im Tal des Winkler Baches reichte eine Eiszunge ebenso noch über den Talausgang hinaus. Sie hinterließ am orographisch rechten Hang eine mächtige Endmoräne, die, weiter im Osten nur durch einen engen Erosionsgraben unterbrochen, in einen Staukörper in ca. 1310–1320 m Höhe übergeht. Äquivalent dazu ist am orographisch linken Hang eine steil talauswärts abfallende Staukante mit großen erratischen Blöcken entwickelt, die nach W in eine mächtige Schuttbedeckung des Hangfußes übergeht. Die mächtige Schuttverhüllung bis in ca. 1320–1340 m am Hangfuß südlich des Gailtales hat eine entsprechende im Norden bei Bichl in der gleichen Höhe, die auf eine weitgehende Verlegung des Tales zu dieser Zeit hinweist, die durch die Gletscherzunge aus dem südlichen Seitengraben und wahrscheinlich inaktivem Eis im Haupttal bedingt gewesen sein könnte. Die Staukanten in ca. 1400 m bei Flatsch und an der Straße zur Sanger Alm könnten eine ähnliche, aber etwas ältere Situation anzeigen.

Wahrscheinlich auch aus dieser Zeit stammt der Moränenwall in 1600 m Höhe im Seebachgraben, der eine kleine steile Eiszunge in dem kurzen Graben unterhalb des Schwalbenkofels anzeigt, die aber das Haupttal nicht mehr erreicht hat.

Weiter taleinwärts sind in allen drei Tälern kaum mehr Spuren der Gletscherzungen erhalten geblieben. Ausnahmen sind einerseits die bei der Gartlhütte (Winkler Bach) in ca. 1600 m an beiden Talflanken erhaltenen Staukörper, andererseits die deutlichen Endmoränen in 2100–2200 m Höhe im Kessel (Obertilliacher Tal). Die Hänge der Karräume sind hingegen teilweise mit sehr mächtigen Schuttmänteln bedeckt (z. B. Winkler Alm). In den Talböden sind mächtige Schwemmkegel der Steingraben die beherrschende Form, die oft mit Massenbewegungen in Verbindung stehen. Durch diese oft riesigen Massenbewegungen werden die Bäche gestaut, wodurch flachere, breite Schwemmebenen entstehen, die wie kleine Zungenbecken wirken (Hirtenhütte im Obertilliacher Tal; Bödenalpe im Rollertal).

Die ausgedehntesten, deutlich abgrenzbaren Massenbewegungen sind östlich des Hullahner Kogels, bei der Hintenausalpe – Hinterköfelegg und westlich der Kesselhöhe zu finden. Der Rücken nördlich des Spitzköfele zeigt eine sehr deutliche Bergzerreißung bei der Petrusleitälpe, die sich bis weit nach Norden fortsetzt. Auf diese ist auch das Bergsturzblockwerk im Rabetzlbach in ca. 1500 m zurückzuführen. Ebenso, aber nicht so deutlich abgrenzbar, zeigt auch der westliche Hang des Rückens großzügige Bergzerreißung und Bergsturzblockwerk (z. B. am Fuß Kote 1388 m). Am Nordhang (Rohnwald) sind deutliche Massenbewegungen nur am Hangfuß entwickelt, die hier die Folge der starken Unterschneidung durch die Gail sind, die durch die Bildung des riesigen, steilen Schwemmkegels von Obertilliach stark nach Süden gedrängt wurde.

Auf den Luggauer Böden ist eine schöne, vielgliedrige Moränenfolge erhalten, die aus dem jüngeren Spätglazial stammen dürfte. Die größte, rekonstruierbare Gletscherzunge bedeckt noch weitgehend den ganzen Bereich der Böden und endete auf Höhe der Bödenhütte. Damals blieben nur die schönen Rundhöcker um den Heldenfriedhof und die westlich davon liegenden Mulden eisfrei. Das Zungenbecken dieser Eiszunge ist durch ein weit ausgebreitetes Feld von Bergsturzblockwerk erfüllt, das aus der Nordwand der Weißen Lungern stammt und wahrscheinlich noch auf dem Eis abgelagert wurde. In der weiteren Folge zerfiel dann der Gletscher aus dem weitgespannten Kar zwischen Weiße Lungern und Steinkarspitz in mehrere einzelne, kleine Eisfelder, die noch deutliche Endmoränenwälle am Hangfuß hinterließen, an denen das schrittweise Schrumpfen und die fortschreitende Separierung der Eisfelder schön zu erkennen ist.

Heute erfolgt die Entwässerung des westlichen Teiles der Luggauer Böden durch einen Bach, der einer kräftigen Quelle am Fuß der Endmoränen SW der Bödenhütte entspringt. Während der Eisbedeckung und des Dauerfrostbodens erfolgte die Entwässerung aber entlang der Außenseite nördlich der Eiszunge und der Moräne und hat dabei das tiefe, schluchtartige Tockental in den Phylliten eingeschnitten.

Nördlich Weiße Lungern und Torkarspitz ist ein grobblockiger, deutlicher Moränenwall von ca. 2300–2000 m bis zum Steilabfall zur Frohnalm zu verfolgen. Weiter östlich, unter den Steilwänden der Weißensteinspitze,

sind keine Reste erhalten, so daß eine Rekonstruktion dieses, mit dem des Luggauer Bodens vergleichbaren, Gletscherstandes im Bereich der Frohnalm nicht möglich ist.

In den großen Seitentälern nördlich des Lesachtales sind keine Endmoränen, nur mächtige Schutthanhäufungen (Ochsengartenalpe) oder Reste einst mächtiger Schwemmkegel (?Lotteralm) erhalten, die aber zeitlich nicht eingeordnet werden können. Nur im Tal des Radegunder Baches beim Tuffbad ist eine stärker gegliederte und zeitlich einstuftbare Abfolge erhalten geblieben. Die ältesten Sedimente sind die ca. 100 m mächtigen Ablagerungen nördlich Tuffbad. Es handelt sich dabei um Reste einer mächtigen Schwemmkegelschere des Beilsandgrabens und Tuffbaches, die im Schutz des Dolomitrückens östlich des Hochsteins erhalten geblieben sind. Zu dieser Bildung dürften auch die Sande und Kiese mit mächtigen Bänderschluflagen zu beiden Seiten des Radegunder Baches südlich Tuffbad gehören. Beide Ablagerungen dürften Reste einer frühen Talfüllung sein, die, an inaktivem Eis gestaut, während des frühen Spätglazials entstand. Für eine derartige Einstufung spricht auch, daß die Bänderschluflagen keinerlei organischen Detritus und Pollen führen.

Am Fuß der mächtigen Talverbauung nördlich Tuffbad treten viele Quellen aus, die heute weitgehend gefaßt sind. Die hier austretenden Wässer haben in früheren Zeiten zu großflächigen Kalktuffausscheidungen geführt, die große Teile des rezenten Schwemmkegels aus dem Beilsandgraben flächig bedecken.

Eine Probe aus dem Tuff von der Oberfläche des Schwemmkegels wies einen Pollengehalt auf, der durch Pollen von Föhre, Fichte, Tanne, Rotbuche und Erle geprägt wird (Bestimmung Fr. Dr. I. DRAXLER). Neben diesen Baumpollen zeigt ein höherer Prozentsatz von Gräser- und Kräuterpollen aufgelockerte Waldbestände mit ausgedehnteren Lichtungen an. Wenige Getreidepollen legen eine Einstufung des Abschlusses der Tuffbildung ins ältere Subatlantikum oder später nahe.

Im Tal des Wildsenderbaches fand sich an der Erosionsböschung des Lawinen- und Murenkegels unterm Zochwald ein ca. 1 m hoher Baumstrunk von etwa 40–50 cm Durchmesser. Es handelt sich dabei um den an der Spitze durch die Murentätigkeit stark abgeschliffenen Strunk einer Pinus cembra (Bestimmung Dr. O. CICHOCKY, der in Lebensstellung war. Die Position war ca. 5 m unterhalb der Oberfläche des Murenkegels, wodurch eine Überlagerung in dieser Mächtigkeit seit dem Absterben des Baumes belegt ist. Innerhalb des Murenmaterials ist ein Lagengefüge zu erkennen, das durch etwas erhöhten Feinstoffgehalt (größere Feuchtigkeit) zwischen den einzelnen Akkumulationsphasen markiert ist.

Das ^{14}C -Alter von 2100 ± 80 BP (VRI-1179) (calibriert 200–40 vor Chr. Geb.) zeigt an, daß nach dieser klimatisch günstigen Periode des Subatlantikums eine verstärkte Akkumulation eine Anhebung der Oberfläche dieses Teiles des Lawinenkegels um mindestens 5 m bewirkte. Die heutige Erosion am Fuß des Kegels ist durch das Bergsturzblockwerk aus der Wand des Sohlecks bedingt. Durch dieses wurde der Bach nach NW abgedrängt, und der früher weiter nach SW ausgreifende Murenkegel wieder stark unterbrochen.

Siehe auch Berichte zu Blatt 179 Lienz von P. BINGEL & K. BÖCKEL sowie von B. GRÜN & M. SENFF.

Blatt 197 Kötschach

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in den südlichen Lienzer Dolomiten auf Blatt 197 Kötschach

Von STEFAN MENGES und BERND SCHWARZ
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Sommer 1989 wurden im Rahmen einer Diplombekartierung vom Institut für Angewandte Geowissenschaften der Justus-Liebig-Universität, Gießen/BRD, im Zuge einer Gesamtbearbeitung der Lienzer Dolomiten auch Randbereiche des bereits erschienenen Kartenblattes 197 Kötschach aufgenommen.

Das Kartiergebiet erstreckt sich von der Linie Grünkofel – Lienharter Gartl im Süden bis zur Tscheltscher Alpe im Norden. Die Grenze im Westen verläuft von Joch über den Lumkofel bis zum Grünkofel und die Ostgrenze bildet der Weg, der vom Lienharter Gartl bis zur Scharnalm verläuft.

Aufgenommen wurde eine NW–SE-streichende Synklinale, gebildet aus Sedimenten des oberen Perm und der Trias, welche sich südlich an die Lienzer Antiklinale anschließt. Von SW wurde Kristallin auf die Mulde aufgeschoben, daraus resultiert die beobachtete NE-Vergenz der Struktur. Im Laufe der fortschreitenden Einengung legten sich zunächst Überschiebungen parallel zur b-Achse streichend an, danach zerscherte die Mulde an im Winkel von 45° zur Druckrichtung aufreißenden Blattverschiebungen (zwischen Grünkofel und Summboden, sowie im Bereich der Tscheltscher Alpe).

Demzufolge ist der Südflügel der Mulde tektonisch sehr stark beansprucht worden. Mehrere parallel verlaufende, recht steil stehende Überschiebungen zerlegten diesen in Schuppen, bereichsweise sind Werfener Schichten und Alpiner Buntsandstein tektonisch völlig unterdrückt.

Herauszuheben ist die „Südrandstörung“ (W. SCHLAGER, 1963), die sich durch den gesamten Südteil des Aufnahmegebietes verfolgen läßt.

Im Gebiet der Mahdalpe grenzt der anisische Knollenkalk unmittelbar an den Hauptdolomit (Nor), die Serien des Ladin und Karn fehlen völlig. Weiter im Osten, im Bereich des Lahnerbaches, südlich der Kornater Alm, ist auch der Hauptdolomit überschoben worden. Der Knollenkalk grenzt hier direkt an den Muldenkern, die Kössener Schichten (Rhät). Die Knollenkalke mit typischen Bioturbationen stehen mehr oder weniger saiger im Lahnerbach bei Punkt 1360 m an, im Liegenden folgt dann der Alpine Buntsandstein; die Werfener Schichten sind hier tektonisch unterdrückt. Aufgeschlossen sind diese erst wieder im Osten, und zwar an der Mündung des Lahnerbaches in den Podlanigbach (etwa 100 m südlich Brücke 1156 m). In diesem Bereich wurden die typischen Gipslinsen, welche das Hangende der Werfener Schichten anzeigen, in großer Anzahl gefunden.

Die Grenze Hauptdolomit/Plattenkalk konnte am Südhang des Lumkofels aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse (Hangschutt, verrutschtes Gelände) nicht eindeutig festgelegt werden, sie wurde deshalb konstruiert. Dies hat zur Folge, daß auch die tektonische Situation nicht eindeutig geklärt werden konnte.

Am Podlanigbach, südlich der Scharnalm grenzen im Nordflügel der Mulde die Kössener Schichten unmittel-

telbar an den massigen Hauptdolomit, der Muldenkern ist in diesem Bereich nach NE hin über den Plattenkalk geschoben worden (starke Zergrusung des Hauptdolomites an einigen Stellen im Podlanigbach). Die Normalabfolge Kössener Schichten/Plattenkalk findet sich erst wieder von Punkt 1466 (Weg zur Schartenalm) nach NW, im Tal zwischen Lumkofel und Tscheltscher Alpe.

Geht man auf dem Kamm der Tscheltscher Alpe im Streichen der Plattenkalke in Richtung Osten, stößt im Bereich eines Quertales, welches vom Punkt 1466 in den Berg hineinstreicht, Hauptdolomit direkt an die jüngeren Plattenkalke.

Dies kann durch ein Abtauchen des sich nach Norden an die Mulde anschließenden Sattels nach Westen hin erklärt werden. Es besteht aber auch die Möglichkeit einer rechtshändigen Blattverschiebung, an welcher der Hauptdolomit relativ in Richtung des Muldenkerns bewegt wurde.

SE des Punktes 1466 in Richtung Kornater Alm verbreitert sich der Ausstrich der Kössener Schichten merklich, während er zwischen Lumkofel und Tscheltscher Alpe relativ schmal ist. Die Ursache für diese Verbreiterung ist in dem Abtauchen der Muldenachse nach SE hin zu sehen.

Zu erwähnen ist noch die starke Spezialfaltung der Kössener Schichten im Bereich der Kornater Alm. Am Weg östlich des Podlanigbach, von Brücke 1156 zur Schartental, ist im westlichen Bachufer bei Punkt 1240 (Beginn der Serpentina zum Schartenkopf) eine große Spezialmulde sehr schön aufgeschlossen.

Blatt 206 Eibiswald

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 206 Eibiswald

Von PETER BECK-MANNAGETTA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Hierbei galt es, abschließende Begehungen durchzuführen: Die Umgrenzung des (Zweibacher) Plattengneises im Umkreis von Hochmasser wurde vorgenommen. Ein ca. 3–4 m breiter Mylonitzug im Pegmatoid wurde NE Stari, N Boas (Aibl), von etwa 60 m Länge aufgefunden; das vollkommen zerriebene Gestein erinnert an ein feinkörniges bis dichtes Konglomerat und streicht ca. S–N; der Übergang zu den geringer beanspruchten pegmatoiden Lagen ist vielfach gleitend. Weitere Begehungen galten der Grenze Glimmerschiefer/Gneis, die man, von welcher Seite man gerade kommt, verschieben ziehen kann. Diese Abgrenzung ist mit der Verbreitung der Plankogel-Serie (G. KLEINSCHMIDT, 1975) im Raum St. Lorenzen in Zusammenhang. W des Hofes vlg. Pauli, NW St. Katharina/Wiel wurde eine Höhle bekannt, die durch grobes Blockwerk aus Gneis-Glimmerschiefer entstand. Weiter nordwestwärts wurden die eigenartigen Granatgneise NE Gutschy abgegrenzt. Damit sind die geologischen Aufnahmen im Kristallin des Blattes (206) Eibiswald abgeschlossen.

Bedeutungsvoll kann ein Einzelfund eines Kohlegerölls werden, das aus einer Kohle vitritischer Zusammensetzung besteht, wie sie die Kohle im Liegenden

des Stammeregger Flözes im Grenzbereich Untere Eibiswalder Schichten – Radlblockschutt besitzen. Da diese Schotterfundstelle sich am Nordrand der Schotter von St. Anton (NW Brudermann in 460 m, N St. Anton) befindet, die nach A. WINKLER-HERMADEN (1929) unterhalb des Radlblockschuttes auftreten sollen, könnte dies ein Hinweis auf tiefere Kohleflöze im Liegenden des Radlblockschuttes darstellen.

Blatt 207 Arnfels

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Neogen auf Blatt 207 Arnfels

Von J. GEORG FRIEBE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Arbeitsgebiet umfaßt das Areal zwischen Gamlitzbach im Norden und Staatsgrenze bzw. Südsteirischer Weinstraße im Süden sowie dem östlichen Blatt- rand und der Straße Gamlitz – Eckberg.

Das gesamte Arbeitsgebiet wird von Ablagerungen des höchsten Karpatium und Badenium, die jünger als die „Steirische Diskordanz“ sind, aufgebaut.

Im Gebiet von Ottenberg stellen Silte und Feinsande in Wechsellagerung mit Schottern das tiefste aufgeschlossene Schichtglied dar. Obwohl sie durch ihre Mikrofauna ins höchste Karpatium gestellt werden, können sie sedimentologisch-faziell nicht mit dem Steirischen Schlier oder den Arnfelser Konglomeraten korreliert werden. Sie entsprechen den tiefsten Anteilen der Kreuzberg-Formation und sind jünger als die „Steirische Diskordanz“.

Hangend dazu folgen unterschiedlich zementierte Schotter und Konglomerate mit einer maximalen Korngröße von 5 cm. Sie enthalten neben (Gang-)Quarz ($\approx 53\%$) und kristallinen Gesteinen ($\approx 21\%$) auch Gerölle von paläozoischen (?) Schieferen ($\approx 6\%$) und Karbonaten ($\approx 15\%$: dunkle mikritische Kalke, Crinoidenkalk, hellgraue Kalke und Dolomite), die eine Schüttung aus dem Remschnigg-Poßruck-Gebiet nahelegen. Das Auftreten von Dazit-Geröllen weist ebenfalls auf eine Schüttung aus südwestlicher Richtung hin. Die Konglomerate werden als Ablagerungen von „Sediment Gravity Flows“ („High Density Turbidity Currents“, „Cohesive Debris Flows“) interpretiert. Gegen das Hangende gehen sie durch verstärktes Auftreten von Bioklasten kontinuierlich in einen sandig-kiesigen Leithakalk über.

Aufgrund ihrer engen Beziehung zum Leithakalk wurden diese Sedimente von WINKLER-HERMADEN (1938: Erläuterungen Blatt Marburg) als „Leithakonglomerat“ bezeichnet. Da allerdings jeder Bezug zum Leithagebirge fehlt, sollte dieser Begriff nicht mehr verwendet werden. Lithostratigraphisch entsprechen die Konglomerate der Kreuzberg-Formation.

Der Leithakalk, der die Anhöhe von Ottenberg aufbaut, ist in der bioklastischen Algen-Schutt-Fazies (DULLO, 1983: Facies 8) entwickelt. Er wurde mittels Foraminiferen in die Lagenidenzone eingestuft.

Ein stark mergeliger, mikritischer Kalk mit häufig planktonischen Foraminiferen und Molluskenschill kün-

digd die Überlagerung durch Feinklastika (Feinsand, Silt) der Oberen Lagenidenzone an („jüngere Schlier-, marine Mergel-Fazies“ im Sinne von WINKLER-HERMADEN, a.a.O.).

An der Straße Gamlitz – Eckberg sind etwa bis zur 400 m-Isohypse ebenfalls Schotter und Konglomerate der Kreuzberg-Formation aufgeschlossen, in die beim Gehöft „Dietrich“ Fein- bis Mittelsande in größerer Mächtigkeit aufgeschaltet sind.

Die Klastika werden nördlich des Gehöfts „Stani“ von einer nur wenige Meter mächtigen Leithakalkbank überlagert. *Heterostegina* cf. *papyracea gigantea* SEGUENZA ist, neben kleinen Bryozoen-Stöcken, der Hauptsedimentlieferant. Der Kalk ist sehr sandig, während Corallinaceen-Schutt beinahe fehlt. Die Bank, die abseits der Straße nicht weiter verfolgt werden konnte, stellt das westlichste Leithakalkvorkommen südlich des Gamlitzbaches dar. Sie wird von Feinklastika (vorwiegend Feinsanden) überlagert.

Der Urkogel wird von Schottern und Konglomeraten unterschiedlicher Korngröße aufgebaut, die mitunter metergroße Blöcke von Gneis und Pegmatit enthalten. Das Geröllspektrum entspricht den Konglomeraten von Ottenberg, das Schwermineralspektrum zeigt eine, für das gesamte Arbeitsgebiet typische, Granatvormacht (70–80 Korn-%). Die Gesteine sind ebenfalls als Ablagerungen von „Sediment Gravity Flows“ zu deuten. Sie wurden von WINKLER-HERMADEN (a.a.O.) als „Urler Blockschutt“ bezeichnet. Die von ihm angeführten Kriterien („größtes Blockwerk“, „fluviatile Schichtungsart“) reichen für eine Abtrennung von der Kreuzberg-Formation nicht aus. Sie werden hier als eine jüngere Progradation der Kreuzberg-Schüttung gegen Osten gedeutet. Äquivalente wurden am Schusterberg, Nußberg und Köbelberg östlich des Weinguts „Bullmann“ gefunden.

Südlich des Urkogels stehen wiederum Feinklastika an.

Tuffite wurden in Ratsch an der Weinstraße (nördlich Kote 444) und an der Einmündung der Südsteirischen Weinstraße in die Straße Gamlitz – Eckberg – Glanz gefunden.

Bericht 1989 über geologische Aufnahmen im Miozän auf Blatt 207 Arnfels

Von BERNHARD KRÄINER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen erfaßten den Kammbereich und die N- und E-Hänge des Remschniggzuges zwischen Leutschach, Pronintsch und Malttschach; hinzu kamen Ergänzungen der Vorjahrsaufnahmen auf der S-Seite (Bereich Oblak – Kainz).

Im Kartierungsgebiet wurden durch WINKLER-HERMADEN (Bl. Marburg 1 : 75.000, 1931 u. Erläut. 1938) hauptsächlich Arnfelser Konglomerate, im E-Abhang des Remschnigg auch Leutschacher Sande, ausgedehnt. Die Aufnahmen ergaben wesentlich differenziertere Verhältnisse; innerhalb des Arnfelser Areal sind drei lithologisch verschiedene Entwicklungen zu unterscheiden.

Als basale Entwicklung treten bräunliche, schlecht sortierte, glimmerreiche Klastika mit z.T. löchrig-porösen Verwitterungsverhalten auf. Es liegen zumeist mas-

sige siltige Sandsteine mit eingestreuten Kiesgeröllen vor, dazu treten Einschaltungen von matrixreichen Mittel-/Grobkiesen. Anzeichen interner Gradierungen sind vorhanden. Bei den wahrscheinlich nur kurz transportierten Komponenten überwiegen Phyllite, (phyllitische) Glimmerschiefer und Quarz; Karbonate treten im Gegensatz zu den eigentlichen Arnfelser Konglomeraten stark zurück. Die wahrscheinlich aus lokalen Schuttbildungen hervorgegangenen Ablagerungen sind beidseitig des Remschniggkammes verbreitet, insbesondere im Bereich Waldried, wo unmittelbar W der Kote 628 eine 200-300 m breite, NE–SW-streichende Tertiärzone den Grundgebirgskamm durchschneidet. Die basalen Schuttbildungen sind möglicherweise mit den Schichten von Hl. Geist vergleichbar.

Die als zweite Einheit abtrennbaren Quarzkonglomerate des Montikogels (633 m) die nach WINKLER-HERMADEN (1938:28) eine „besondere Ausbildung der Liegendpartien der Arnfelser Konglomerate“ darstellen, nehmen den Gipfelbereich und den gesamten N-Abfall des Kogels ein. Sie reichen im N bis unmittelbar vor die Aufgabelung des Grabens bei 350 m hinab. Die Bachbette der zwei Seitenäste, welche SE nach Hohenegg (Kirche 537) bzw. nach SW Ri Waldried-Alex ziehen, verlaufen durchgehend innerhalb der karbonatreichen Arnfelser Entwicklung, wobei die Quarzkonglomerate bzw. deren Schuttbildungen bis knapp an die Bachläufe heranreichen. Aus den Talschlüssen verläuft die weitere Abgrenzung entlang steilstehender, SW- bzw. SE-streichender Linien zum Gipfelbereich des Montikogels, sodaß sich im Kartenbild eine annähernd rhombenförmige Umgrenzung der Quarzkonglomerate ergibt. Die Abgrenzung der Quarzkonglomerate ist im wesentlichen tektonisch bedingt. Auf der S-Seite des Montikogels dürften sie jedoch oberhalb der Straße Leutschach – Pronintsch (bei ca. 590 m) konkordant über unreifen, matrixreichen, tw. gradierten Konglomeraten liegen, welche auch Karbonatgerölle führen.

Lithologisch handelt es sich um stark aufgearbeitete und gut sortierte, fast ausschließlich quarzföhrnde Grobsandsteine bis Mittelkies-Konglomerate mit vereinzelt eingestreuten Phyllitgeröllen. Die Quarzgerölle, die gelegentlich (z.B. Montigipfel) auch Grobkiesgröße erreichen, sind schlecht bis mäßig gerundet. Die ausschließlich korngestützten Konglomerate besitzen eine gelblich-bräunlich verwitternde, ?karbonatische Matrix. In entsprechenden Aufschlüssen sind deutliche, meist trogförmige Schrägschichtungssets zu beobachten.

Die Arnfelser Konglomerate bilden am N-Hang des Remschnigg eine Abfolge von cm- bis mehreren dm-mächtig gebankten Silt- und Sandsteinen, in die sich einzelne, ein bis mehrere Meter mächtige, polymikte Konglomerate einschalten, welche manchmal eine rinnen- bis linsenförmige Geometrie erkennen lassen. Mehrere hundert Meter lange Bachaufschlüsse entlang der N-seitigen Gräben vermitteln den Eindruck unregelmäßiger, azyklischer Konglomerateinschaltungen; keinesfalls handelt es sich hier um fining-upward Subzyklen fluviatiler Genese (Gegensatz zur Typuslokalität Arnfels It. WINKLER-HERMADEN, 1938:27). Die im frischen Bruch grauen bis blaugrauen Silt- und Sandsteine lassen neben Parallellamination und Horizontalschichtung diverse Rippelschichtungen erkennen. Größere Sandsteinbänke können auch gradiert sein; öfters schwimmen dispers verteilte Fein-/Mittelkiesgerölle in der sandigen Matrix (pebbly sandstones). Lokal finden sich in

den feinkörnigeren Schichten Anzeichen von Bioturbation.

Die eingeschalteten Grobklastika sind als massive, strukturlose Konglomerate mit schwankenden, sandig-siltigen Matrixanteil (geschätzt 10–70 %) bis zu besser organisierten Konglomeraten mit grober Horizontalschichtung und/oder Gradierungen ausgebildet. Einzelne Bänke sind durch eine zunehmende Ausdünnung der Geröllanteile im Hangenden gekennzeichnet. Meist finden sich rip-up-clasts; plattige Grölle sind mitunter deutlich eingeregelt. Genetisch handelt es sich um Ablagerungen von debris-flows bis hochkonzentrierten turbidity currents.

Die stets relativ gut gerundeten Komponenten setzen sich bis max. 80–90 % aus vorwiegend paläozoischen Karbonaten mit Beteiligung von Quarzgeröllen, Phylliten, Glimmerschiefern und Gneisen zusammen. Lokal erreichen die Komponenten Kopfgröße. Am N-Hang des Remschnigg scheinen die miozänen Dazitgerölle, welche am S-Hang (Bereich Hochenegg bis S Waldried) in einzelnen Bänken höhere Prozentsätze der Geröllpopulation stellen, zu fehlen. Die Arnfelder Konglomeratfazies greift im Vergleich mit Bl. Marburg 1931 etwas weiter nach E aus. So wurde im Graben, welcher von Hochenegg Ri ENE nach Schloßberg zieht, bei 380 m eine mehrere Meter mächtige, steinig-grobkiesige Konglomeratbank angetroffen.

In den Arnfelder Konglomeraten sind öfters inkohlte Pflanzenreste auffindbar. Neben vereinzelt Ast- und Stammresten überwiegt Pflanzenhäcksel. Er ist häufig als schichtparallele Anreicherung mit deutlicher Richtungsregelung und Größensortierung innerhalb feinkörniger, siltiger Partien anzutreffen, welche vereinzelt als hangender Teil (Td) einer Turbiditsequenz ansprechbar sind. Erkennbar sind einigen Häcksellagen neben Monocotylenresten noch Blattreste von *Salix* sp., wobei in einer Güterwegböschung ca. 500 m SE der Brücke 322 (Maltschach) auch ein Rest mit einer Weidenblüte (det. Dr. KOVAR-EDER, NHM-Wien) gefunden wurde.

Im Schlierbereich waren auf jenen Kamm, welcher zwischen Weißen- und Hl. Geist-Bach von der Kapelle 363 m nach SW zieht, durch die Neuanlage eines Weingartens bei rund 420 m graue feinsandige Silt-/Tonsteine (SS = 90–115/15–20) aufgeschlossen. Die bankig-plattigen, teilweise gradierten Sedimente mit geringer bis mäßiger bioturbater Verwühlung zeigten an einigen Schichtflächen schön ausgebildete Stömungswülste (flute marks).

Die Lagerungsverhältnisse im Miozän werden durch den unterlagernden Grundgebirgssporn des Remschnigg geprägt. In Annäherung an das Grundgebirge findet sich steiles Einfallen (80–60°), während in den weiter entfernten, unteren Hangbereichen deutlich flacheres Einfallen (30°–20°) vorherrscht. Auf dem S-Hang zum Weißenbach überwiegt S–SE-gerichtetes, am N-Hang zur Pöbnitz N–NE-gerichtetes Einfallen. Die Umbiegelinie ist nicht mit dem morphologischen Kamm ident; der „Antiklinalsscheitel“ verläuft im Bereich Montikogel – Hochenegg im obersten Bereich des S-Hanges. Wo der Remschniggkamm morphologisch als etwas breiterer Rücken ausgebildet ist, zeigt auch das überlagernde Miozän eine flachere Lagerung. So besitzt ein zwischen Kote 628 und SE von Pronintsch durchstreichender steinig-grobkiesiger Arnfelder Konglomeratzug Einfallswerte um 20–30°, während in den anschließenden Flanken starke Steilstellung vorherrscht. Dies könnte ein Ausdruck von blockartigen Verstellungen des Grundgebirges sein. Bevorzugte Störungsrichtungen innerhalb des Miozäns sind NW–SE- bzw. NE–SW-verlaufende Richtungen. Daneben treten N–S-streichende Störungen auf; im Nordabhang wurden auch E–W-gerichtete, parallel zum Kamm des Remschnigg verlaufende Störungen angetroffen. Die einzelnen Strukturen, welche lokal zur Zerrüttung bis linsigen Zerschierung des Miozäns führen können, erweisen sich anhand von Harnischflächen meist als Abschiebungen oder Lateralverschiebungen, wobei die in den einzelnen Aufschlüssen erkennbaren Versetzungen häufig im Meterbereich liegen.

Sonstige Berichte und Berichte aus früheren Jahren

Bericht 1989 über mineralogische und isotopengeochemische Untersuchungen im Gebiet des Rax-Plateaus auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von BOHUMILA BEZVODOVA, LUDMILLA A. KODINA
(Auswärtige Mitarbeiterinnen)
& HARALD LOBITZER

Da die zuletzt gewonnenen Ergebnisse fazieller und stratigraphischer Untersuchungen über den Wettersteinkalk des Raxplateaus in die Arbeit von LOBITZER et al. (in „Festive Volume etc.“, Prag 1990) eingebaut wurden, sollen hier lediglich die vorläufigen Ergebnisse mineralogischer Studien der roten Bodenbildungen sowie isotopengeochemischer Analysen des lagunären Wettersteinkalks auf dem Rax-Plateau mitgeteilt werden. Eine eingehende Dokumentation ist an anderer Stelle vorgesehen.

An vier Proben roter Bodenbildungen des östlichen Rax-Plateaus führte Frau Dr. B. BEZVODOVA vom Geologischen Dienst (UUG) in Prag ein mineralogisches Untersuchungsprogramm durch, das folgende Analysenschritte umfaßt: Abtrennung der Kornfraktion 0,01–1 mm in Schwereflüssigkeit der Dichte 2,94 und Untersuchung der Schwer- und Leichtminerale im Mikroskop, unterstützt durch Röntgendiffraktometrie. Die Kornfraktion <0,01 mm wurde durch Sedimentation abgetrennt und röntgendiffraktometrisch studiert. Weiters wurde der Gehalt an sekundären Eisenmineralen ermittelt. Dabei wurde zwischen Oxalat-löslichem Eisen (Fe_o , das nahezu ausschließlich amorphe Oxide oder Hydroxide umfaßt sowie Dithionit-löslichem Eisen (Fe_d) unterschieden, wobei letzteres zu Goethit oder Hämatit rekristallisiertes Eisen repräsentiert. Fe_d wird sowohl konkretionär in der Schwermineral-Fraktion angetroffen, als auch in Form mikrokristalliner Körner in der Feinkorn-Fraktion. Das Verhältnis Fe_o/Fe_d ist hinsichtlich der genetischen Deutung der Bodenbildungen von Bedeutung. Alle 4 Proben des Raxplateaus zeigen einen sehr hohen Fe_o/Fe_d -Verhältnis-Quotienten zwischen 0,27–0,40. Das bedeutet einen hohen Anteil an amorphen Eisen-Mineralphasen, wie er üblicherweise nur in grauen Böden anzutreffen ist, wie sie unter den rezenten humiden Klimabedingungen entstehen. In den meisten fossilen Rotböden ist die Fe_o/Fe_d -Verhältniszahl wesentlich kleiner, weil ein Teil des sekundären amorphen Eisens zu Goethit oder Hämatit rekristallisiert. Es ist jedoch anzumerken, daß Vergleichswerte über sekundäres Eisen in terrae calcis, d.h. in Rotböden auf Kalkstein, bislang praktisch fehlen. Es hat den Anschein, daß die Rotböden des Rax-Plateaus sehr alt sind und das hohe Fe_o/Fe_d -Verhältnis eventuell auf die

oberflächennahe Probennahme zurückzuführen ist, wo das Material infolge des humiden Klimas verändert wurde. Es wird daher angeregt, frischeres Probenmaterial etwa mit einem Handbohrgerät zu gewinnen und zu untersuchen.

In der Kornfraktion <0,01 mm dominiert in allen Proben Quarz. Unter den Schichtsilikaten zeigt Illit den höchsten Anteil, daneben treten gelegentlich geringe Mengen an Kaolinit, amorphe Eisenoxide sowie Spuren von Feldspat auf.

In der Kornfraktion 0,01–1 mm erweisen sich in den stark von der Verwitterung beeinflussten Böden in der Schwermineral-Fraktion Limonit-Konkretionen als dominierend. Als Akzessorien finden sich weiters: Zirkon, Hämatit, Rutil, Granat, Magnetit, Ilmenit und Turmalin. Der Gehalt an Akzessorien ist in jeder Probe verschieden und auch der prozentuelle Anteil obliegt starken Schwankungen. In der Leichtmineral-Fraktion dominiert in allen Proben Quarz, wobei die Körner angular ausgebildet sind und transparent sind sowie Glanz zeigen. Akzessorisch treten ferner auf: Subtransparente weiße Quarzkörner ohne Glanz, mit unebenen Bruchflächen, Aussehen wie Kristallzucker; diese Quarzphase ist ein sekundäres Verwitterungsprodukt. In einer Probe konnten auch äolisch transportierte gut gerundete und gering transparente Quarzkörner in akzessorischer Menge nachgewiesen werden. Weiters sind Tonmineral-Konkretionen und Fe-Oxide sowie Koprolithen als akzessorische Beimengungen zu beobachten.

Die entscheidende Frage, ob es sich bei den Rotböden des Rax-Plateaus um in situ entstandene terra rosa bzw. terra calcis handelt, oder um (fern-)transportierte Bodenbildungen konnte bislang nicht eindeutig geklärt werden. In diesem Zusammenhang erscheinen Untersuchungen der Rotböden-Bildungen in benachbarten Gebieten – sowohl in den Nördlichen Kalkalpen, als auch im Kristallin! – von Bedeutung, da der Mineralbestand Aussagen über gemeinsame (teil-transportierte) oder unterschiedliche (in situ) Herkunft der Bodenbildungen ermöglichen könnte. Von Interesse erscheint auch die Säurelösung von Wettersteinkalk-Proben im Labor, um den unlöslichen Rückstand mit den Mineralphasen-Spektren der Bodenbildungen – unter Berücksichtigung der Verwitterungs(neu)bildungen – zu vergleichen.

Eine Probe aus schwarzgrauem gebanktem lagunären Birdseye-Wettersteinkalk unweit südöstlich des Habsburg-Hauses zeigt beim Anschlagen leichten bituminösen Geruch, der sich sehr rasch wieder verflüchtigt. Biofaziell ist für diesen Kalk das gehäufte Auftreten der Dasycladacee *Teutloporella herculea* sowie von Großgastropoden vom Typ „*Chemnitzia*“ charakteristisch. In HCl lösen sich 99,9 % der Probe; die Bitumen-Aus-

bringung ist mit 64 ppm sehr gering. Erste Isotopen-geochemische Analysen zeigen folgende Werte: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ – 26,4 ‰ (PDB) sowie $\delta^{13}\text{C}_{\text{bit}}$ –27,6 ‰ (PDB). Weitere Untersuchungen sind notwendig, um Schlußfolgerungen hinsichtlich der Genese und Art der organischen Substanz ziehen zu können (Analytik Frau Dr. L.A. KODINA, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, USSR Academy of Sciences, Moskau).

Bericht 1989
über mineralogische Untersuchungen
an Rotböden
auf dem Dachstein-Plateau
auf Blatt 127 Schladming

Von BOHUMILA BEZVODOVA (Auswärtige Mitarbeiterin)
& HARALD LOBITZER

Im Rahmen der begleitenden Grundlagenforschung der Geologischen Bundesanstalt wurden in Ergänzung zu den Aufnahmearbeiten von Dr. G. MANDL von Frau Dr. B. BEZVODOVA, Geologischer Dienst (UUG) Prag, zwei Proben von Rotböden-Bildungen mineralogisch untersucht.

Die Proben der Rotböden wurden von G. MANDL sowie gemeinsam von B. BEZVODOVA & H. LOBITZER von einem Aufschluß, der etwa 700 m nördlich der Feisterscharte linksseitig des N–S-verlaufenden markierten Steiges zum Wasserboden am Karstplateau „Auf dem Stein“ liegt, entnommen.

Bislang wurden an den beiden Rotböden-Proben folgende Untersuchungen durchgeführt: Trennung der Kornfraktion 0,01–1 mm in Schwereflüssigkeit von Dichte 2,94, wobei die Schwer- und Leicht-Mineralfraktionen unter dem Mikroskop studiert sowie z.T. ergänzend röntgendiffraktometrisch untersucht wurden. Die Kornfraktion <0,01 mm wurde durch Sedimentation abgetrennt und mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie bestimmt.

Dabei zeigte sich in der Kornfraktion <0,01 mm überraschenderweise in den beiden Proben ein unterschiedliches Mineralspektrum! In beiden Proben dominiert Quarz, gefolgt von Montmorillonit und Kaolinit. Während in der einen Probe zusätzlich noch Illit, Gibbsite und Hämatit sowie viel amorphe Eisenoxide nachweisbar sind, zeigt die andere Probe lediglich etwas Hämatit und nur geringe Mengen an Eisenoxiden sowie keinen Gibbsite. Es zeigt sich, daß der Aufschluß nicht homogen ist und, wie die Anwesenheit von Gibbsite in der einen Probe schließen läßt, eine intensive Verwitterung stattfand. Dieser Rotboden kann als terra rossa klassifiziert werden.

Das Mineralspektrum der beiden Proben ist in den Korngrößenspektren 0,01–1 mm identisch. In der Schwermineralfraktion dominieren limonitische Konkretionen und Fragmente von Eisen-Inkrustationen. An Akzessorien finden sich Rutil, Turmalin und Zirkon. In der Leichtmineral-Fraktion findet sich ausschließlich ein Typ von Quarz-Körnern. Die Quarzkörner sind weiß oder rosarot, subtransparent, glanzlos und zeigen unebene Bruchflächen, also ein Aussehen wie Kristallzucker. Dieser Quarz-Kornotyp ist von sekundärer Entstehung, als Folge intensiver Verwitterung.

Über das stratigraphische Alter dieser Bodenbildung kann zur Zeit keine Aussage gemacht werden, da keine datierbare Überlagerung vorhanden ist.

Bericht 1989
über das Projekt „Kleinsäuger“
der begleitenden Grundlagenforschung

Von GUDRUN DAXNER-HÖCK,
zum Teil gemeinsam mit
HANS DE BRUIJN & DIMITRI FOUSSEKIS

Im Rahmen des Projektes „Kleinsäugetiere“ – Begleitende Grundlagenforschung, wurde im Sommer 1989 gezielt nach Kleinsäugetieren in kontinentalen oder limnischen bzw. küstennahen marinen Sedimenten der Oberösterreichischen Molasse, der Tertiärgebiete von Wald- und Weinviertel, im Korneuburger Becken und in Steirischen Tertiärbecken gesucht.

Als Kartengrundlage dienten u. a. im Oberösterreichischen Raum die Blätter 45–48 (1 : 50.000) von BRÜGGEMANN, H. und ZEJULA, G. (1980), die uns freundlicherweise von der Geologischen Bundesanstalt Wien zur Verfügung gestellt wurden. Die „Geologische Karte des Fohnsdorf–Knittelfelder und Seckauer Beckens“ aufgenommen von POLESNY, H. (1964–1966 mit Nachträgen 1967–1968) erleichtert das Auffinden von Aufschlüssen in den genannten Gebieten wesentlich.

Wertvolle Hinweise bezüglich eines Fossilhorizontes mit Landschnecken erhielt ich von Frau Dr. J. EDER (Wien) anlässlich einer Exkursion gemeinsam mit Frau B. MELLER (Wien) und den Herren Prof. Dr. HOLZER (Graz) und Doz. Dr. B. KRÄINER (Graz) im Braunkohletagebau Oberdorf bei Voitsberg/Stmk.

Eine einführung, mehrtägige Exkursion (verbunden mit Aufsammlung von ersten Proben) gemeinsam mit den Herren Prof. Dr. F. STEININGER (Wien), Dr. F. RÖGL (Wien) und einigen lokalen Sammlern erleichterte den Start der Geländearbeit im Wald- und Weinviertel und im Korneuburger Becken erheblich.

Die Aufsammlung von Schlammproben in den Steirischen Tertiärbecken sowie die Beprobung zahlreicher Sand- und Schottergruben im Gebiet Hausruck und Kobernauberwald verbunden mit Probeschlämmungen im Gelände wurde in einer 10-tägigen Feldarbeit gemeinsam mit den Herren Dr. H. DE BRUIJN (Utrecht) und D. FOUSSEKIS (Athen) durchgeführt.

Insgesamt wurden ca. 1,5 Tonnen Sedimentproben im Gelände mit einer transportablen Schlämmanlage des Naturhistorischen Museums Wien geschlämmt.

Darüber hinaus mußten mehrere hundert Kilogramm toniger Sedimente vor dem Schlämmen getrocknet und im Labor mit verschiedenen Chemikalien vorbehandelt werden. Die getrockneten Schlämmrückstände wurden in 3 Fraktionen (5–2,5 mm, 2,5–1 mm, 1–0,5 mm) gesiebt, die Molluskenreste mit Essigsäure weggeätzt und die Rückstände schließlich z. T. mit Lupenvergrößerung, z. T. unter dem Binokular ausgelesen. Für alle Laborarbeiten standen mir in dankenswerter Weise die Einrichtungen des Institutes für Geowissenschaften der Universität Salzburg zur Verfügung.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich meinen Töchtern Jutta, Ulli und Eva herzlich danken, ohne deren unermüdete Hilfe im Gelände und Labor, beim Aufsammlen, Schlämmen und Auslesen der Proben die Be-

wältigung der bisher durchgeführten Arbeit unmöglich gewesen wäre.

Das Projekt erstreckte sich über folgende Arbeitsgebiete:

- 1) Korneuburger Becken
- 2) Wald- und Weinviertel
- 3) Weststeirisches Becken
- 4) Fohnsdorf-Knittelfelder Becken
- 5) Oberösterreichische Molasse im Bereich Hausruck und Kobernauberwald.

Fundstellen und ihre Fauneninhalte

An fünf neuen Fundpunkten wurden Kleinsäugetierreste gefunden, z.T. im Verband mit marinen oder brackischen, z. T. gemeinsam mit limnischen oder terrestrischen Mollusken. In den Proben dominieren meist Fisch- und Reptilreste gegenüber Säugetierresten.

Erhaltungszustand der Säugetierreste: Einzelzähne bzw. Zahnfragmente, keine Kiefer; Fragmente von postcranialen Knochen.

1) Teiritzberg (Korneuburger Becken): Karpat

Im Korneuburger Becken, einem im Karpat vom Meer überfluteten Einbruchsbecken, liegt die Fundstelle Teiritzberg, die seit langem Sammlern und Wissenschaftlern durch ihren Fossilreichtum an marinen Organismen bekannt ist. In küstennahen Sedimenten kommen auch Pflanzen vor, und neuerdings entdeckten die Herren HOPFINGER, Dr. W. SOVIS und Dr. F. RÖGL in Schlammproben auch vereinzelt Kleinsäugetierzähne. Da die Fundstelle durch eine Mülldeponie bedroht ist, ergab sich die Notwendigkeit einer sehr großen Testprobe (1 Tonne Sediment).

Die Probe stammt aus der sogenannten „Schwemmschicht“ im westlichen Teil des Teiritzberges und wurde im Feld geschlämmt. Das Ergebnis war eine erhebliche Anzahl von Säugetierzähnen, die zusammen mit Austern, Pirenellen und anderen marinen Organismen in feinen, hellbraunen, mergeligen Sanden liegen. An Wirbeltierresten kommen in den Schlammrückständen vorwiegend Fischzähne (u. a. auch von Rochen und Haien) vor, daneben gibt es zahlreiche Knochenfragmente von Landwirbeltieren, Hautpanzerplättchen von Lacertiliern und über 370 Zähne bzw. Zahnfragmente von Kleinsäugetieren.

Fauneninhalt (Kleinsäugetiere)

Marsupalia (Beuteltiere)

Amphiperatherium sp.

Insectivora (Insektenfresser)

Erinaceide indet.

Talpide indet.

Trimylus sp.

Cordylodon sp.

Plesiodimylus sp.

Lagomorpha (Hasenartige)

Prolagus sp.

Rodentia (Nagetiere)

Miodiromys sp.

Microdiromys sp.

Myomimus sp.

Branssatoglis sp.

Spermophilinus sp.

Sciuroptere indet.

Democricetodon sp. 1 und *D.* sp. 2

Eumyarion sp.

Keramidomys sp.

Von den 370 bestimmbaren Zähnen bzw. Fragmenten entfallen 81 % auf Nagetiere, 11 % auf Insektenfresser und Beuteltiere und 8 % auf Hasenartige. Bei den Nagetieren dominieren mit 54 % der Zähne die Gliroidae (Schlafmäuse) gefolgt von 22 % Cricetidae (Hamster), die restlichen 54 % der Zähne verteilen sich auf Eomyidae und Sciuridae (Hörnchenartige).

Da einer detaillierten Bearbeitung der Fauna, die sich auf mehr Material stützen muß (einige Taxa sind durch ein bis wenige Zähne belegt), nicht vorgegriffen werden soll, wird an dieser Stelle auf eine spezifische Bestimmung der Taxa verzichtet.

Dies gilt in gleicher Weise für die Faunen der übrigen Fundpunkte.

2) Wald- und Weinviertel

Von folgenden Aufschlüssen im Wald- und Weinviertel wurden Schlammproben genommen:

a) Maiersch: ?Eggenburgien

Die Schlammproben aus der Grube Frings bei Maiersch sind noch nicht aufgearbeitet.

b) Laa/Thaya (Wienerberger Ziegelei): Karpat

Ca. 80 kg Sedimentproben beinhalten reichlich Fischreste, Säuger fehlen!

c) Nexing: O-Sarmat

In Nexing, der Typuslokalität für das O-Sarmat, wurde schon mehrmals versucht, Kleinsäugetiere zu finden. Für die Probeentnahme bot sich das Sedimentpaket mit starker Anreicherung von Cepaea an. Trotz der großen Sedimentprobe (ca. 150 kg) konnte nur ein Insectivorenzahn zu den beiden in früheren Jahren gefundenen, stark abgerollten Kleinsäugetierzähnen dazugewonnen werden. Die Probe ist reich an Fischresten und Hautpanzerplättchen von Lacertiliern.

Fauneninhalt (Kleinsäugetiere)

Insectivora (Insektenfresser)

? *Allosorex* sp.

Lagomorpha (Hasenartige)

? *Amphilagus* sp.

Rodentia (Nagetiere)

Sciuroptere indet.

2 Incisiv-Fragmente indet.

d) Bullendorf: ?Pannon

Im Aufschluß Bullendorf NW von Zistersdorf liegen ?pannone Sande und Schotter direkt auf dem Sarmat auf. Die Sedimentprobe (ca. 50 kg) wurde aus dem hellbraunen, sandigen Paket von 10 cm Mächtigkeit, in dem Unio angereichert ist, genommen. Diese Unio-Schicht wird von einer Sandlage mit Kalkkonkretionen abgedeckt. Die Probe enthält neben Fischzähnen Oogonien von Characeen, einige Incisiven von Nagetieren und 8 bestimmbare Zähne bzw. Zahnfragmente von Kleinsäugetieren.

Fauneninhalt (Kleinsäugetiere)

Insectivora (Insektenfresser)

Soricide indet.

Lagomorpha (Hasenartige)

? *Amphilagus* sp.

Rodentia (Nagetiere)

Byzantina sp.

Anomalomys sp.

3) Oberdorf bei Voitsberg (Weststeirisches Becken)

Im Braunkohletagebau Oberdorf bei Voitsbergs sind ideale Aufschlußverhältnisse für die Suche nach säugerführenden Horizonten gegeben. Eine Reihe von Schlammproben aus der Westmulde brachte Pflanzen und Früchte aber keine Säugerreste. Am Nordrand der Ostmulde (im hangenden Bereich) kann man immer wieder auf Horizonte mit Landschnecken stoßen.

Aus zwei dieser Schneckenhorizonte unmittelbar im Liegenden von schmalen Kohlebändern wurden Groß- aber vor allem Kleinsäugerreste gewonnen. Das Sediment ist sandig-tonig mit reichlich Pflanzen-, Wurzel- und Schneckenresten. Um an die Fossilien heranzukommen, muß das Sediment gut getrocknet und vor dem Schlämmen mit Chemikalien im Labor aufbereitet werden. Ein Schlämmen im Gelände mit Wasser allein ist nicht möglich.

Aus ca. 100 kg Sediment wurden 62 bestimmbare Kleinsäugerzähne neben einer großen Anzahl von Nagerrincisiven, Knochenbruchstücken und Hautpanzerplättchen von Lacertiliern gewonnen. Die Fauna ist rein terrestrisch, Fische fehlen, auch Hasenartige wurden bisher nicht festgestellt.

Fauneninhalt (Kleinsäugetiere)

Insectivora (Insektenfresser)

Proscapanus sp.
? *Plesiosorex* sp.
Plesiodimylus sp.

Rodentia (Nagetiere)

Paraglis sp.
Myoglis sp.
Paragilirulus sp.
Democricetodon sp.
Eumyarion sp.
Anomalomys sp.
Neocometes sp.
Blackia sp.
Sciuroptere indet. 1
Sciuroptere indet. 2
Spermophilinus sp.
Ligerimys sp.

4) Apfelberg (Fohnsdorf-Knittelfelder Becken)1

Von zahlreichen untersuchten Aufschlüssen im Fohnsdorf-Knittelfelder Becken führt ausschließlich ein Schichtpaket mit Landschnecken im Abbaugelände der Ziegelei Apfelberg bei Knittelfeld Säugetierreste. Vor Jahren wurde aus dieser Fundstelle von H. POLESNY, G. RABEDER und G. DAXNER-HÖCK ein Dorcatherium-Kiefer geborgen. Im August 1989 war der fossilführende Horizont kurzzeitig aufgeschlossen, im September bereits Baggerarbeiten zum Opfer gefallen.

Aus ca. 150 kg Sediment wurden zahlreiche Knochenfragmente von Reptilien, Amphibien und Säugetieren und fünf bestimmbare Nagetierzähne geborgen. Das Sediment mußte vor dem Schlämmen gut getrocknet und mit Soda vorbehandelt werden.

Fauneninhalt (Kleinsäugetiere)

Rodentia (Nagetiere)

Eumyarion sp.
Democricetodon sp.

5) Oberösterreichische Molasse

im Bereich Hausruck und Kobernauberwald

Trotz intensiver, mehrwöchiger Geländearbeit und Durchsicht zahlreicher Schlammproben konnte in dem

oben angeführten Gebiet keine Kleinsäugetierfundstelle entdeckt werden.

Vorläufige stratigraphische Ergebnisse

Die neuen Kleinsäugetierfaunen aus dem Jungtertiär von Österreich gaben Anlaß zu folgenden stratigraphischen Überlegungen:

- 1) Versuch einer Korrelierung der marinen Chronostratigraphie mit der kontinentalen Chronologie nach Säugetieren (MN-Zonen nach MEIN, 1975) in Lokaltäten, die neben marinen bis brackischen Organismen eingeschwemmte Landsäugetiere beinhalten (z. B. Teiritzberg, Korneuburger Becken).
- 2) Datierung terrestrischer und limnischer Sedimente (z. B. Oberdorf, Weststeirisches Becken) und Einordnung in die Biochronologie nach Säugetieren (Faunal Units nach FAHLBUSCH, 1976, und Mammal Neogene Faunal Zones = MN-Zonen nach MEIN (1975) – Vorgeschlagen beim „Internationalen Symposium über Säugetierstratigraphie des Europäischen Tertiärs“ in München 1975).

Von den fünf Kleinsäugerfaunen kommen Nexing, Bullendorf und Apfelberg vorläufig wegen des zu geringen Materialumfangs für stratigraphische Überlegungen nicht in Betracht, wohl aber mit Vorbehalt die Faunen von Teiritzberg und Oberdorf.

Die Fauna des Teiritzberges wird nach marinen Organismen in das obere Karpat eingestuft. Einige der Säugergenera deuten auf eine Zuordnung zur Zone MN 5. Gegen ein höheres Alter spricht das Vorkommen von *Keramidomys*.

Die Fauna von Oberdorf ist charakterisiert durch sehr kleine, altertümliche Formen der Gattungen *Democricetodon*, *Eumyarion*, *Anomalomys* und *Neocometes*. Unter den Eomyiden kommt *Ligerimys*, aber noch nicht *Keramidomys* vor. All dies spricht eher für eine Zuordnung zur Zone MN 4 als MN 5. Sicherheit kann erst die Bestimmung der Species bringen.

Die Zonen MN 4 und 5 repräsentieren das obere Oleanian (FAHLBUSCH, 1976).

Literatur

- BRÜGGEMANN, H.: Projekt: Lockersedimente Oberösterreich. Abbaue von Massenrohstoffen. Bl. 45 Ranshofen, 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1980.
- BRÜGGEMANN, H.: Projekt: Lockersedimente Oberösterreich. Abbaue von Massenrohstoffen. Bl. 46 Mattighofen, 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1980.
- BRÜGGEMANN, H.: Projekt: Lockersedimente Oberösterreich. Abbaue von Massenrohstoffen. Bl. 47 Ried im Innkreis, 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1980.
- FAHLBUSCH, V.: Report on the International Symposium on Mammalian Stratigraphy of the European Tertiary. – Newsl. Stratigr., 5 (2/3), 160–167, Berlin – Stuttgart 1976.
- MEIN, P.: Resultats du Groupe de Travail des Vertebres. – In: J. SENES (Ed.): „Report on Activity of R.C.M.N.S. Working Group“. – Reg. Comm. Med. Neogene Strat., 78–81, 1975.
- POLESNY, H.: Geologische Karte des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens (mit Nachträgen 1967–68). – Wien 1964–1966.
- ZEZULA, G. und BRÜGGEMANN, H.: Projekt: Lockersedimente Oberösterreich. Abbaue von Massenrohstoffen. Bl. 48 Vöcklabruck, 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1980.

**Bericht 1989
über geologische Aufnahmen
von Massenbewegungen
auf Blatt 156 Muhr**

Von HERMANN HÄUSLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmen im Berichtsjahr betrafen Geländebegehungen zur Überprüfung der geologischen Luftbildauswertung bezüglich der Richtungen von Fotolineationen sowie Abrißkanten bzw. Ablagerungen von Massenbewegungen.

Die Luftbildauswertung im Bereich des Kartenblattes 156 Muhr (Grenzbereich Niedere/Hohe Tauern) zeigt ein NW-SE- und ein NE-SW-orientiertes Netz von Fotolineationen.

Die tektonisch bedingte Anlage des Kluft- und Störungsnetzes hat maßgeblich die Richtungen der Haupt- und Nebentäler bestimmt.

Glaziale Formung und anschließende Hanginstabilitäten führten zu zahlreichen Hangrutschungen und Felsgleitungen, die gegenüber der Geländekartierung durch die Luftbildauswertung besser erfaßt und abgegrenzt werden konnten.

Die Dokumentation der überwiegend nacheiszeitlichen Massenbewegungen liefert einen Beitrag zur Beurteilung geogener Risikofaktoren.

Besonders augenscheinlich ist die ingenieurgeologische Relevanz von Bergerreißungen und Talzuschubsbereichen wegen der aufgelockerten Felsmassen und der aktiven Steinschlag- und Bergsturzbereiche sowie die Bedeutung großer Altschuttmengen für die verstärkte Murentätigkeit (Beispiel Rosadierbach W Zederhaus).

Für die flächendeckende Luftbildauswertung standen 25 Stereomodelle (50 Kontaktkopien; Flugjahr 1983; Streifen 1-6) des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen zur Verfügung. Der mittlere Bildmaß variiert reliefbedingt zwischen 1 : 27 000 und 1 : 42 000.

Eine Überprüfung der Bedeutung der Richtungen der Fotolineationen und der Satellitenbildlineamente sowie die Abgrenzung von erkennbaren Rutschmassen und Felsgleitungen erfolgte durch ausgewählte Geländebegehungen.

Es wurde in der Folge angestrebt, nach Kriterien der Luftbildauswertung, der geologischen Kartierung (Karten 1 : 10.000 von A. TOLLMANN, W. DEMMER und H. HÄUSLER; 1 : 25.000 von Ch. EXNER) sowie nach Beurteilungen aufgrund eigener Geländebegehungen eine objektive Gesamtbeurteilung für die Abgrenzung der Ablagerungen von Massenbewegungen zu erzielen. Der Grad der Wahrscheinlichkeit, mit dem die ehemaligen Massenbewegungen erfaßt werden konnten (Gesamtbeurteilung) resultiert aus der Kombination von Luftbildauswertung (Abrißkanten; Doppelgrate; Stauchformen im Ablagerungsbereich etc.) und Geländeaufnahme (Bergerreißungsspalten; unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen etc.). Die Beurteilung der Massenbewegungen erfolgte danach:

- a) Nach Kriterien der Luftbildauswertung:
 - sicher erfaßt
 - vermutet
- b) Nach der geologischen Kartierung:
 - sicher erfaßt
 - nicht ausgeschieden

- c) Nach eigenen Geländebegehungen:
 - sicher erfaßt
 - vermutet
 - (nicht überprüft)
- d) Gesamtbeurteilung:
 - sicher
 - sehr wahrscheinlich
 - wahrscheinlich
 - möglich

In die geologische Karte, Blatt 156 Muhr, wurden nur solche Abgrenzungen von Massenbewegungen aufgenommen, deren Gesamtbeurteilung nach den oben angeführten Kriterien sicher oder zumindest sehr wahrscheinlich ist.

Kleinere aktuelle Rutschungen, wie sie im Bereich des Kartenblattes z.B. kontinuierlich von den Gebietsbauleitungen des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung (Gebietsbauleitung Liesertal und Ossiacher Seebecken: Villach; Gebietsbauleitung Lungau: Tamsweg) aufgenommen werden, wurden in die geologische Karte im Maßstab 1 : 50.000 nicht aufgenommen.

Insgesamt sind auf Blatt 156 Muhr etwa 15 größere eindeutig abgrenzbare Bereiche mit erkennbaren Rutsch- und Gleitmassen festzustellen. Dazu kommt noch der große Felssturzbereich nördlich der Grubachspitze.

Auf die Geländebeobachtungen wird nur kurz bei der Klassifizierung der Massenbewegungen hinsichtlich ihrer Erkennbarkeit eingegangen.

Über den Vergleich der im Gelände gemessenen Richtungen von Klüften und Störungen mit den Richtungen der Fotolineationen und Satellitenbild-Lineamente wird an anderer Stelle berichtet.

Im folgenden wird auf die aus den Luftbildmodellen kartierten und teilweise durch Geländebegehungen überprüften Massenbewegungen der verschiedenen geologisch-tektonischen Einheiten kurz eingegangen. Es wurden dazu die Karbonatgesteins- und Schiefererien des Unterostalpins sowie des Grenzbereiches Pennin/Unterostalpin, die Schiefererien der penninischen Nordrahmenzone, die Schiefererien der peripheren Schieferhülle sowie die penninische Zentralgneiszone und die Schiefererien des Altkristallins (sensu Ch. EXNER) zusammengefaßt. Die Durchnummerierung der Massenbewegungen (MB 1-21) stimmt mit der im Archiv der Geologischen Bundesanstalt befindlichen Karte der Luftbildauswertung überein.

Schwach metamorphe Karbonatgesteins- und Schiefererien (Unterostalpin)

Massenbewegung 1

Bereich Felser Alm westlich Obertauern

NW der Felseralm sind im Luftbild in den Anisdolomiten Abrißkanten zu sehen, die auf eine Länge von ca. 2000 m etwa Ost-West streichen. Der Hauptteil der Ablagerungen dieser Massenbewegung liegt nördlich, auf Blatt 126 Radstadt.

Massenbewegung 2

Bereich Lantschfeldtal/Zehnerkar, südlich Obertauern

Auf eine Länge von ca. 2000 m streicht südlich des Zinnerkares eine mögliche Abbruchkante im Hauptdolomit etwa Ost-West.

Im Zehnerwald, an den steilen Südhängen des Zederhaustales, sind im Luftbild sehr steile, talparallele

Felsabbrüche im Verschubbereich von Quarziten (Lantschfeldquarzit) mit Karbonaten (des Anis) erkennbar.

Diese steilen hangparallelen Felsabbrüche streichen parallel zu den Abruchkanten der Massenbewegungen südlich des Kl. Pleislingkeiles (MB 3).

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbildauswertung: vermutet
- Nach der geologischen Kartierung: nicht ausgeschlossen
- Keine eigenen Geländebegehungen
- Gesamtbeurteilung: möglich

Massenbewegung 3

Bereich Hinteres Lantschfeldtal, südlich Kl. Pleißlingkeil

Im Bereich der „Kreisten“, südlich und östlich vom Blausee, südlich des Gr. und Kl. Pleislingkeiles, streichen auf eine Länge von ca. 2500 m, staffelartig drei vermutliche Abrißkanten in allgemein ost-westlicher Richtung. Die steil südgerichteten Felsgleitungen finden sich ebenfalls in den verfalteten und verschuppten Triasbasisserien (Lantschfeldquarzit/Anis-Karbonate; etwas Wettersteindolomit) und werden von zahlreichen Blaiken gesäumt.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbildauswertung: vermutet
- Nach der geologischen Kartierung: nicht ausgeschlossen
- Nach eigenen Geländebegehungen: vermutet
- Gesamtbeurteilung: wahrscheinlich

Massenbewegung 4

Bereich Hinteres Lantschfeldtal/Stampferwand

Im Talschluß des Lantschfeldtales ist zwischen Taferscharte und Stampferwand auf etwa 1000 m Länge eine vermutliche Hanggleitung zum Lantschfeldtal erkennbar. Sie liegt in den teilweise von Moränen überdeckten, verschuppten Serien von Dolomiten (Anisdolomiten, Wettersteindolomit; Dolomit der Partnachschichten), im Hangenden der überschobenen Bündnerschiefer.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbildauswertung: vermutet
- Nach der geologischen Kartierung: nicht ausgeschlossen
- Nach eigenen Geländebegehungen: vermutet
- Gesamtbeurteilung: möglich

Schwach metamorphe

Karbonatgesteins- und Schiefererien (Grenzbereich Pennin/Unterostalpin)

Massenbewegung 5

Bereich Hinteres Zederhaustal/Permuthwand

Auf eine Länge von ca. 3000 m kann der kesselartige Bereich südlich der Permuthwand, zum Kesselbach in Richtung Zederhaustal abfallend, als ursprüngliche Abrißkante mehrerer heute treppenartig vorliegender steiler Absackungen interpretiert werden. Im Überschiebungsbereich unterostalpiner Karbonatgesteine über penninischen Bündnerschiefern wird der etwa Ost-West-verlaufende Kamm der Permuthwand von einer Abfolge aus Twenger Kristallin mit etwas Lantschfeld-

quarzit und Gutensteiner Kalken sowie Wettersteindolomit aufgebaut.

Eine südlichere Abrißkante umfaßt neben Twenger Kristallin (Karkopf) bereits Bündnerschiefer, während der südlichste Sackungsbereich nördlich der Muhrer Alm nur mehr Bündnerschiefer erfaßt. Östlich der Muhreralm ist sehr markant eine Blaike ausgebildet.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbildauswertung: vermutet
- Nach der geologischen Kartierung: nicht ausgeschlossen
- Nach eigenen Geländebegehungen: vermutet
- Gesamtbeurteilung: möglich

Massenbewegung 6

Bereich Hinteres Riedingtal

zwischen Mosermandl und Wildkarkopf

Im Südwesten der Mosermandlgruppe sind im Luftbild auf etwa 5000 m Länge eine Reihe talparalleler möglicher Abrißkanten von Hangrutschungen erkennbar. Eine lange Abrißkante bildet der Kamm vom Schiefereck (im Ht. Riedingtal) über Weißgrubenkopf, Wildkarkopf zum Stierkarkopf. Mit Unterbrechungen beim Zaunersee löst sich diese mächtige Abrißnische gegen Osten hin in kleinere Abrißnischen nördlich und südwestlich des Essersees auf.

Der großen Abrißkante Schiefereck-Stierkarkopf ist südöstlich, vom Schiefereck in Richtung Moosalm eine weitere Abrißkante vorgelagert.

Diese südostgerichtete Großrutschung schließt im Südwesten Bündnerschiefer ein und betrifft hauptsächlich unterostalpine Abfolgen aus Twenger Kristallin, Lantschfeldquarzit und mittel- bis obertriadischen Dolomiten.

Südlich der Zaunerlacke erfassen die Absackungen Gutensteiner Kalk, und südöstlich des Essersees Anis- und Ladindolomite. Die treppenförmigen Abbrüche östlich der Gruberkarhütte sind von großflächigen Blaiken flankiert.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbildauswertung: vermutet
- Nach der geologischen Kartierung: nicht ausgeschlossen
- Nach eigenen Geländebegehungen: vermutet
- Gesamtbeurteilung: möglich

Massenbewegung 7

Bereich Zederhaustal, südlich Hochfeind

Generell sind die aus nordfallenden Bündnerschiefern aufgebauten Südhänge der Hochfeindgruppe sehr arm an Massenbewegungen. Einige Hanganrisse treten zwischen Znotterbach und Weißeneckbach entlang der frisch gebauten Forststraßen auf.

Nur südlich des Hochfeind ist im Überschiebungsbereich von Triasdolomiten über schwarzen Phylliten der Bündnerschiefer eine mögliche kleinere Massenbewegung mit einer Abrißkante von etwa 500 m Länge im Luftbild abgrenzbar.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbildauswertung: vermutet
- Nach der geologischen Kartierung: nicht ausgeschlossen
- Keine eigenen Geländebegehungen
- Gesamtbeurteilung: möglich

Schwach metamorphe Schiefererien (Nordrahmenzone, Pennin)

Massenbewegung 8

Bereich Zederhaustal/Gröbnitzen, südlich Wald

In den Grünphylliten der Bündnerschiefererie ist einer ca. 1000 m langen Abbruchkante entlang des Kammes NE Gröbnitzen Bergsturz-Blockwerk vorgelagert. Südlich und östlich der Gröbnitzen sind in der Karte von Ch. EXNER (1983) auch Bergzerreißungsspalten eingetragen.

Klassifizierung

- a) Nach Kriterien der Luftbildauswertung: sicher erfaßt
- b) Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt
- c) Nach eigenen Geländebegehungen: vermutet
- d) Gesamtbeurteilung: sicher

Massenbewegung 9

Bereich Zederhaustal/Grießenspitze, südlich Zederhaus

Südlich der Ortschaft Zederhaus ist von der Grießenspitze über Wabenspitze und Steinitzen im Luftbild eine etwa 3000 m Nord-Süd-streichende Abrißkante erkennbar, die hauptsächlich Grünschiefer und Kalkschiefer der Bündnerschiefererie schneidet. Der Bereich der MB 9 besteht aus einem flachgründigen, etwa schieferungsparallel gegen Nordosten gegliederten Rutschkörper mit Bergsturz-Blockwerk. Er erstreckt sich ostwärts der genannten Abrißlinie über die Wastalm bis zum Karthäusenbach und im Norden bis zum Zederhaustal.

Klassifizierung

- a) Nach Kriterien der Luftbildauswertung: sicher erfaßt
- b) Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt
- c) Keine eigenen Geländebegehungen
- d) Gesamtbeurteilung: sicher

Massenbewegung 10

Bereich Zederhaustal/Schrovinkopf-Zickenberg, südlich Fell

Der gesamte, in der Karte von Ch. EXNER (1983), südlich Fell, zwischen Karbach im Westen und dem östlichen Blattrand, als Bergsturz-Blockwerk kartierte Nordhang ist eine aus mehreren Teilbereichen zusammengesetzte, seichtgründige, schieferungsparallele Massenbewegung. Sie umfaßt im Kammbereich, vom Schrovinkopf über den Zickenberg, auf eine Länge von 5000 m eine Reihe kammparalleler treppenartiger Abrißkanten. Diese Massenbewegung setzt sich im Streichen auf Blatt ÖK 157 Tamsweg fort.

Nördlich des Schrovinkopfes erstreckt sich eine ausgeprägte Blaike. Besonders im Kammbereich des Zickenberges fallen die von Ch. EXNER kartierten Bergzerreißungs-Spalten mit den im Luftbild kartierten Störungen und Abrißkanten zusammen. Eine Häufung der kammparallelen, bzw. talparallelen Abrißkanten tritt zwischen Schrovinkopf und Lanschützalm in jenem auch von Bergzerreißungs-Spalten zerschnittenen Bereich auf, der aus verkarsteten Triaskarbonaten aufgebaut ist.

Der steile Südabfall des Zickenberges, zum Murtal hin, wird von NW-SE-streichenden Felswänden geprägt, die kurzen Störungen folgen. Dieser Richtung folgen auch Teilbereiche des Mur-Flusses.

Klassifizierung

- a) Nach Kriterien der Luftbildauswertung: sicher erfaßt
- b) Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt

- c) Nach eigenen Geländebegehungen: sicher erfaßt
- d) Gesamtbeurteilung: sicher

Massenbewegung 11

Bereich Hinteres Murtal, zwischen Kl. Reicheskogel und Nebelkareck

Weitere vermutliche großräumige Hangrutschungen erfassen die Grünphyllite, Kalkschiefer und Grünschiefer im Kammbereich zwischen Nebelkareck – Jäger Spitze – Kl. Reicheskogel (ca. 3000 m Länge), westlich des hinteren Murtales. Das Gelände ist in diesem Bereich stellenweise abgetreppt oder wird im Luftbild von einem dichten Netz talparalleler Linamente durchzogen, an die auch zahlreiche Blaiken gebunden sind.

Klassifizierung

- a) Nach Kriterien der Luftbildauswertung: vermutet
- b) Nach der geologischen Kartierung: nicht ausgeschlossen
- c) Nach eigenen Geländebegehungen: vermutet
- d) Gesamtbeurteilung: möglich

Schwach metamorphe Schiefererien (Periphere Schieferhülle der Hohen Tauern im Grenzbereich zur Zentralgneiszone; Pennin)

Massenbewegung 12

Bereich Hinteres Murtal, Moritzenbach, zwischen Frischinghöhe und Lange Wand

Die Hangrutschungen zwischen Lange Wand und Frischinghöhe tendieren zum Moritzenbach. Die talparallelen, NE-SW-orientierten Abrißkanten kommen im Luftbild und in der Namensgebung („Lange Wand“; „Untere Lange Wand“) gut zum Ausdruck. Sie queren auf etwa 2000 m die Serien von den Graniten der Zentralgneiszone über die Karbonate der Silbereckserie bis in die Schwarzphyllite der Peripheren Schieferhülle.

Klassifizierung

- a) Nach Kriterien der Luftbildauswertung: vermutet
- b) Nach der geologischen Kartierung: lokal sicher erfaßt
- c) Nach eigenen Geländebegehungen: vermutet
- d) Gesamtbeurteilung: sehr wahrscheinlich

Massenbewegung 13

Bereich Hinteres Murtal, nördlich und südlich des Schmalzgrabens (13 a; 13 b)

In einer ähnlichen geologischen Position wie die MB 12 liegen etwas östlich, beiderseits der Mur (= Bereich Schmalzgraben) zwei kleinere Massenbewegungen mit Abrißkanten von etwa 500 m Länge. Weiter gegen Osten sind in den an den Nord- und Südhängen des Murtales aufgeschlossenen Gneisen des Altkristallins der Hohen Tauern im Luftbild keine Massenbewegungen kartierbar.

Klassifizierung

- a) Nach Kriterien der Luftbildauswertung: vermutet (13a; 13b)
- b) Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt (13a); nicht ausgeschlossen (13b)
- c) Keine eigenen Geländebegehungen
- d) Gesamtbeurteilung: sicher (13a); wahrscheinlich (13b)

Zentralgneiszone und Altkristallin der Hohen Tauern

Massenbewegung 14/1

Bereich Liesertal/Hintere Pölla, Lange Wand

Die im Gelände und im Luftbild auffälligste Massenbewegung auf Blatt ÖK 156 ist der scharf abgegrenzte Bereich südlich der Langen Wand im Liesertal (Hintere Pölla). Die etwa 1000 m langen Abrißkanten fallen mit gut sichtbaren Bergzerreißungs-Spalten (Karte Ch. EXNER, 1983) zusammen und sind südlich des Hauptkammes Oblitzen – Storzspitze angelegt. Die Talflanke südlich „Lange Wand“ wird aus Gneisen des Altkristallins in den Hohen Tauern (Storzserie) und aus Granitgneisen der Zentralgneis-Serie aufgebaut. Die steile südgerichtete Felsgleitung wird im Osten von einer steilen Schuttrinne begrenzt.

Häufige Steinschläge und Felsstürze charakterisieren nach F. UCIK (1974) diesen vermutlich noch heute aktiven Talzuschub.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbildauswertung: sicher erfaßt
- Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt
- Nach eigenen Geländebegehungen: sicher erfaßt
- Gesamtbeurteilung: sicher

Massenbewegung 14/2

Bereich nördlich Ochsenkopf

zwischen Oblitzen und Storzspitze (NW MB 14/1)

In der westlichen Fortsetzung der Abbruchkanten der MB 14/1 „Lange Wand“ sind im Kammbereich des Ochsenkogels, im Orthogneis der Zentralgneiszone, auf eine Länge von ca. 500 m mehrere parallele treppenförmige Abbruchkanten erkennbar. Es dürfte sich dabei sowohl um Abbruchkanten südgerichteter Felsgleitungen als auch nordgerichteter Massenbewegungen handeln. Der Bereich nördlich des Ochsenkogels wurde von Ch. EXNER als „unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen“ kartiert. Der gesamte Nordhang des Kammes Oblitzen-Lange Wand ist von „Bergsturz-Blockwerk“ bedeckt und der Hangfuß südlich vom Murfall wird wieder von Ch. EXNER als „unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen“ bezeichnet.

Vom Nordabfall des Silberecks im Westen bis zur östlichen Blattgrenze treten an den Nordhängen ausgedehnte Areale von Bergsturz-Blockwerk auf.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbildauswertung: sicher erfaßt
- Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt
- Keine eigenen Geländebegehungen
- Gesamtbeurteilung: sicher

Massenbewegung 15

Bereich Liesertal/Vordere Pölla, Zanaischg

Die im Luftbild wegen der Quartärbedeckung nur schwer abgrenzbare Massenbewegung nördlich Zanaischg geht von einer ca. 2500 m langen Abrißkanten südlich des Hauptkammes Kareck – Brandleiten aus.

Die Kombination von Bergzerreißung, Sackung und die Moränenbedeckung (Zanaischg Wiesen) läßt auf einen inter- bis postglazialen Talzuschub schließen.

Sie ist überwiegend an Gneise des Altkristallins der Hohen Tauern gebunden (Storzserie), die von einem Grobkornamphibolit durchzogen werden.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbildauswertung: vermutet
- Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt

c) Keine eigenen Geländebegehungen

d) Gesamtbeurteilung: sicher

Massenbewegung 16

Bereich Liesertal/ Vordere Pölla, Girlitzspitze

Das große Bergsturz-Blockwerkareal NE der Girlitzspitze (Ch. EXNER, 1983, Karte) läßt sich im Luftbild in drei talwärts abgetreppte Bereiche mit je ca. 1000 m langen Abrißkanten untergliedern. Das mehrere Millionen Kubikmeter umfassende Bergsturzareal (Tomalandschaft nach F. UCIK, 1974) ist ebenfalls an Amphibolit führende Gneise des Altkristallins der Hohen Tauern (Storzserie) gebunden, deren Schieferung allgemein gegen Osten einfällt.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbildauswertung: sicher erfaßt
- Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt
- Keine eigenen Geländebegehungen
- Gesamtbeurteilung: sicher

Massenbewegung 17

Bereich Maltatal/Gamsleitenskapf, südöstlich Kölnbreinspeicher

Die vermutliche Abrißkante einer Massenbewegung im Tonalitgneis der Zentralgneis-Serie streicht entlang des Kammes bis 1000 m westlich des Gamsleitenskapfes. Es dürfte sich dabei um zwei kleinere Rutschungskörper handeln, die auch von Bergzerreißungsspalten (Ch. EXNER, Karte) durchzogen werden.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbildauswertung: vermutet
- Nach der geologischen Kartierung: nicht ausgeschlossen
- Keine eigenen Geländebegehungen
- Gesamtbeurteilung: möglich

Massenbewegung 18

Bereich Maltatal/Hammelleiten, südlich Malteiner Sonnblick

Beinahe die gesamte Südflanke des Hammelleitenecks bis zum Melnikbach (Bergsturzblockwerk, Ch. EXNER 1983, Karte) dürfte als flachgründige Großrutschung zu bezeichnen sein, deren Abrißkante auf fast 3000 m Länge im Luftbild verfolgbar ist. In etwa 1900 m Höhe wird der Hang durch eine weitere Absetzung untergliedert. Die südliche Abgrenzung der Massenbewegung, zum Maltatal hin, ist im Luftbild nicht möglich. Gegen Osten, zum Melnikbach hin, endet sie in mehreren Störungen. Kleinere Teilrutschungen treten dann im Streichen weiter östlich auf (MB 19 a–e).

Der Untergrund der Hammelleiten-Rutschung wird aus Migmatitgneisen des Alten Daches sowie aus Tonalitgneisen der Zentralgneis-Serie aufgebaut.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbildauswertung: sicher erfaßt
- Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt
- Keine eigenen Geländebegehungen
- Gesamtbeurteilung: sicher

Massenbewegung 19

Bereich Maltatal/SW Perschitz (19 a–e)

In der streichenden Fortsetzung der Hammelleiten-Massenbewegung treten auf Blatt 156 Muhr, östlich des Melnikbaches, noch 5 kleinere Massenbewegungen mit je etwa nur 500 m langen Abrißkanten auf. Die Hänge südlich der Winkelwand werden von zahlreichen

Blaiken angerissen und von Bergzerreißungsspalten (Ch. EXNER 1983, Karte) durchzogen.

Die einzelnen im Luftbild erkennbaren Vorkommen befinden sich östlich der Stallwandhütte (MB 19a), SW der Winkelwand (MB 19b), östlich der Mirzhütte (MB 19c), südlich der Winkelspitze (MB 19d) und südlich der Loibspitze (MB 19e).

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbilddauswertung: sicher erfaßt (19b; 19d; 19e) vermutet (19a; 19c;)
- Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt
- Keine eigenen Geländebegehungen
- Gesamtbeurteilung: sicher

Massenbewegung 20

Bereich Maltatal/Gamsnock, östlich Hochalmkees

Aus dem Tonalitgneis des Gamsnock wurde von kleinen Abbruchkanten Bergsturz-Blockwerk in Richtung Maltatal geschüttet.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbilddauswertung: vermutet
- Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt
- Keine eigenen Geländebegehungen
- Gesamtbeurteilung: sicher

Massenbewegung 21

Bereich Maltatal/Draxelnock, östlich Hochalmkees

Im Bereich des Draxelnocks ist es in Glimmerschiefern der zentralen Schieferhülle zu einem Abgleiten von Tonalitgneismassen gekommen (Ch. EXNER, 1983, Karte: unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen).

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbilddauswertung: sicher erfaßt
- Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt
- Keine eigenen Geländebegehungen
- Gesamtbeurteilung: sicher

Schwach bis stärker metamorphe Schiefererien (Katschbergzone und Altkristallin sensu Ch. EXNER)

Massenbewegung 22

Bereich Liesertal/Wolfsbachtal; Hirneck

Im südöstlichen Blattbereich treten in der phyllitischen Glimmerschiefern des Nock-Altkristallins bzw. der Katschbergzone nördlich und südlich des Kammes Hirneck – Kote 2162 einzelne kleinere Rutschungen auf.

Klassifizierung

- Nach Kriterien der Luftbilddauswertung: vermutet
- Nach der geologischen Kartierung: sicher erfaßt
- Keine eigenen Geländebegehungen
- Gesamtbeurteilung: sicher

Überlegungen zur Entstehung der Massenbewegungen auf Blatt ÖK 156 Muhr

Das in Aufschlüssen meßbare Trennflächengefüge, die in Luftbildmodellen erkennbaren Lineationsrichtungen sowie die abschnittsweise zu Talrichtungen oder Kämmen parallel verlaufenden Abrißkanten von Massenbewegungen lassen deutlich einen Zusammenhang zwischen der bruchtektonischen Prägung dieses Bereiches der Zentralalpen und der Anlage der großen NW–SE-streichenden Haupttäler sowie der annähernd senkrecht dazu, NE–SW-orientierten Nebentäler erkennen.

Die Lagerungsverhältnisse der Metasedimentserien am Nordostrand des Tauernfensters sowie die vorherrschende Schieferung der Gesteinsserien gegen Norden bzw. Nordosten bedingten flachere Nordhänge, während die Südhänge, vorwiegend durch talparallele Klüfte und Störungen geprägt, steil abfallen.

Ein großer Einfluß auf die heute erkennbaren Massenbewegungen kommt indirekt dem ehemaligen Eisstromnetz zu, das erodierend wirkte und nach dessen Abschmelzen lokal stark übersteilte Talflanken hinterlassen hat. Für eine Vielzahl der aus den Luftbildern kartierten nord- und südgerichteten Hangrutschungen und Felsgleitungen wird als auslösender Faktor die glaziale Unterschneidung der Hangfußbereiche vermutet.

Nordgerichtete Massenbewegungen traten gehäuft in den Bündnerschiefererien zwischen Zederhaustal und Murtal sowie zwischen Pöllatal und Murtal und südlich des Pöllatals auf. Die im Luftbild erkennbaren Ausstrichlinien der interpretierten Gleitflächen streichen meist kammparallel. Diese Gleitflächen sind – vor allem in den Nordhängen – mehr oder weniger parallel zur Schieferungsebene ausgebildet, was bei den etwa 30° nordfallenden Bündnerschiefern auf relativ oberflächennahe großflächige Felszergleitungen schließen läßt. Gelegentlich handelt es sich dabei sogar um unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen.

Vergleich Luftbild – Satellitenbild

Für einen Vergleich der aus den Luftbildern kartierten Fotolineationen mit den Satellitenbild-Lineamenten wurde die von M.F. BUCHROITHNER (1984) publizierte Karte der Landsat-Bildlineamente von Österreich 1 : 500.000 herangezogen. Dabei fällt deutlich auf, daß in diesem Bereich der Zentralalpen die Hauptrichtungen der Fotolineamente nicht mit jenen der Satellitenbild-Lineamente übereinstimmen.

Bericht 1986–88 über geologische Aufnahmen auf Blatt 69 Großraming

Von HEINRICH PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das in den Jahren 1986–88 im Rahmen einer Diplomarbeit (Zur Geologie der Weyerer Bögen südlich von Großraming im Ennstal, OÖ, unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Univ. Wien, 1989) kartierte und bearbeitete Gebiet liegt südlich von Großraming/OÖ im Bereich der geologischen Bogenstruktur der Weyerer Bögen. Das Gebiet wird im Norden von der Enns, im Osten durch die Kartenblattgrenze, im Westen durch den Lumpgrabenbach und im Süden durch die gedachte Linie Kniebeiß – Alterskogel – Wasenriedel – Burgspitz begrenzt.

Der westlichste Teil, der Lumpgraben, wird von der Reichraminger Decke gebildet. Es sind hier hauptsächlich Gosauablagerungen (v.a. Brunnbachschichten, Maastricht) aufgeschlossen, welche der W–E-streichenden Reichraminger Decke diskordant aufliegen. Im Osten wird diese durch die Frankenfesler Decke überschoben. Dazwischen ist im Südteil des Gebietes noch ein Span von Cenomanrandschuppe eingeklemmt. Diese beiden tektonischen Elemente bilden die externen

Einheiten der Nördlichen Kalkalpen, die hier aufgrund des Eindrehens der Weyerer Bögen NNE–SSW streichen.

Reichraminger Decke

Der wiesenreiche Talgrund des Lumplgrabens gehört tektonisch zur Reichraminger Decke. An zwei Stellen reichen prägosauische Schichten von Westen her über den Lumplgrabenbach (Hauptdolomit: Lumplgrabenstraße, SH 470 m, etwas unterhalb der Abzweigung zum Gehöft Hirner; Schrambachschichten: Lumplgrabenstraße, SH 430 m). Sie lassen noch das W–E-Streichen der Schneebergmulde erkennen.

Diskordant darüber liegen die Gosauablagerungen, welche einen Teil des etwa 20 km langen Gosastreifens bilden, der sich von Großraming im Norden bis südlich von Unterlaussa im Süden erstreckt und durch seine tektonische Lage an der Überschiebungsfläche der Frankenfesler Decke am Westrand der Weyerer Bögen erhalten geblieben ist.

Neben einem Vorkommen von Basalbrekzie (Lumplgrabenstraße, SH 440 m, unterhalb der Abzweigung zum Gehöft Lumplecker) handelt es sich dabei um Brunnbachschichten (FAUPL, Jb. Geol. B.-A., 126, Wien 1983).

Die Brunnbachschichten sind als turbiditische Sandstein-(Brekzien-)Mergelfolge ausgebildet, wobei nach FAUPL (1983) eine höhere sandstein- und brekzienreiche Turbiditfolge (im Süden des Arbeitsgebietes, v.a. bei Kniebeiß; Psammit/Pelit-Verhältnis 1 : 1) von einer tieferen mergelreichen Turbiditfolge (nördlich davon, v.a. im Lumplgrabenbach zwischen Bachlgraben und der Abzweigung zum Gehöft Hirner; Psammit/Pelit-Verhältnis 1 : 5) zwar unterschieden, infolge der Aufschlußverhältnisse jedoch nicht getrennt kartiert werden konnte.

Mittels kalkigen Nannoplanktons konnte ein Alter von Obercampan bis Maastricht belegt werden (det. M. WAGREICH).

Frankenfesler/Lunzer Deckensystem

Der größere Teil des Arbeitsgebiets wird vom Frankenfesler/Lunzer Deckensystem eingenommen. Dieses besitzt einen engen, westvergenten Faltenbau, es sind vier Mulden entwickelt (von Westen nach Osten):

- 1) Rettenbachmulde
- 2) Spindelebenmulde
- 3) Innbachmulde (durch eine Antiklinale zweigeteilt)
- 4) Almkogelmulde

Rettenbach- und Almkogelmulde sind westvergent überkippt. Die beiden anderen Mulden sind nicht überkippt, die Innbachmulde ist durch steilen, vertikalen Bau gekennzeichnet. Gut beobachtbar ist die westlich der Almkogelmulde gelegene Antiklinale, sowie die Antiklinale, welche die Innbachmulde zweiteilt.

Fast die Hälfte der Frankenfesler Decke wird von der Rettenbachmulde eingenommen.

Das Streichen ist einheitlich NNE–SSW, es überwiegt ESE-gerichtetes Einfallen. Von N nach S ist keine Änderung im Streichen erkennbar, das Eindrehen der Weyerer Bögen-Struktur von W–E-Streichen auf NNW–SSE-Streichen scheint hier bereits abgeschlossen zu sein.

Von N nach S kommen tiefere Teile der Frankenfesler Decke zum Vorschein, was durch das allgemeine Ausheben der Mulden nach S, bzw. durch die gegen SSW ansteigenden Hauptfaltenachsen bedingt ist.

Schichtfolge

Die Schichtfolge beginnt mit der Opponitzer Rauwacke als Abscherungshorizont, welche nur am Westrand, an der Basis der Frankenfesler Decke aufgeschlossen ist. In den inneren Antiklinalen reicht die Schichtfolge jeweils nur bis zum Hauptdolomit.

Bemerkenswert sind die großen Unterschiede in der Fazies und der Schichtfolge der einzelnen Mulden bzw. auch innerhalb der Mulden.

Vor allem der Malm zeigt eine deutliche Differenzierung in eine Becken- und eine Schwellenfazies. Unterhalb der malmischen Schwellenentwicklung sind verschiedene obertriadische und tieferjurassische Schichten erosiv entfernt.

Rettenbachmulde

In typischer malmischer Beckenentwicklung und damit mit Erhaltung der tieferen Schichten ist der Westschenkel der Rettenbachmulde ausgebildet. Über dem Hauptdolomit folgt eine Weichzone, bestehend aus Kössener-, Schattwalder- und Allgäuschichten. Der (stets wandbildend entwickelte) höhere Jura besteht aus bis 23 m mächtigen grauen, gut dm-gebankten Hornsteinkalken (Chiemgauer Schichten, kieselreiche Crinoidenspatkalk, Dogger), 4–5 m mächtigem Radiolarit, 5–10 m Mühlbergkalk (roter, knollig geschichteter, feinspätiger malmischer Crinoidenspatkalk, reich an Drucksuturen und Tonhäutchen, besteht im Dünnschliff fast ausschließlich aus stark angelöstem, z. T. rekristallisiertem Crinoidenschutt), und bis 215 m Haselbergkalk. Dieser ist ein roter, gut dm-gebankter, mikritischer Kalk der Tiefschwellenfazies. Mikrofaziell handelt es sich um einen Calpionellenmikrit, häufig sind noch Aptychen, Foraminiferen und Radiolarien, selten Gastropoden und Ammonitenquerschnitte. Mittels der Tintiniden konnte das Alter als Tithon bis Berrias eingestuft werden.

Ab dem Haselbergkalk tritt in der gesamten Frankenfesler Decke wieder eine einheitliche Schichtfolge auf. Darüber folgen jeweils mergelreiche Schrambachschichten, und als jüngstes Mittelkreide (mergelreiche Tannheimer Schichten und exotikareiche, sandsteinführende Losensteiner Schichten).

Das oben beschriebene Juraprofil ist am besten am Rotstein zu beobachten; am Wasenriedl, im Süden des Arbeitsgebietes, sind ähnliche Profile entwickelt.

Die Schwellenfazies des Malm liegt erstmals im Ostschenkel der Rettenbachmulde, am Schafkogel, vor. Hier treten, über einem deutlichen Erosionsrelief im Hornsteinkalk, filament- und protoglobigerinenreiche Klauskalke (um 1 m, z. T. als Spaltenfüllung im Hornsteinkalk) an der Basis des Mikritoidkalkes auf.

Dieser Mikritoidkalk ist ein massiger, heller, über 20 m mächtiger, wandbildender Kalk, welcher mikrofaziell aus „Mikritoiden“, 0,1–0,3 mm großen, konzentrisch aufgebauten, runden völlig mikritischen Körnern in sparitisch-mikritischer Matrix besteht. Zu seiner Ausbildung und Genese siehe v.a. JENKYNS (J. Geol., 80, 1972) und EHRENDORFER (Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Inst. Univ. Wien, 1987; Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr., 34/35, 1988).

Im Hangenden des Mikritoidkalkes folgen immer rote Tegernseerkalke (Saccocomenkalk), Haselbergkalk, Schrambachschichten und Mittelkreide.

Spindelebenmulde

Die Spindelebenmulde erlaubte keine profilmäßige Beschreibung.

Innbachmulde

Der Höhepunkt der oberjurassischen Schwellenentwicklung wird an der Westseite der Innbachmulde (v.a. am Höhenzug zwischen Andlersgraben und Oberplaisagraben aufgeschlossen) erreicht. Hier liegt der Mikritoidkalk mit Reitmauerkalk an der Basis direkt dem Hauptdolomit auf. Die gesamte oberste Trias, sowie der tiefere Jura sind erosiv entfernt.

Östlich davon, in der Antiklinale, die die Innbachmulde teilt, treten erstmals wieder Hornsteinkalke auf.

Almkogelmulde

Die Almkogelmulde ist durch eine abweichende Liasentwicklung charakterisiert. Über Hauptdolomit und (tw. oolithischem) Plattenkalk, bzw. als Spalten in diese Schichten eindringend, folgen liassische, rote, fossilreiche Schwellenkalke (Adneter bzw. Hierlatzkalk). Der Übergang in die hangenden Allgäuschichten belegt eine darauffolgende Eintiefung des Beckens. Darüber folgen Hornsteinkalke, Reitmauerkalke, Mikritoidkalke usw. (malmische Schwellenentwicklung). Diese Schichtfolge ist v.a. an der oberen der beiden Forststraßen am Westhang des Katzenhirns hervorragend aufgeschlossen.

Zur Deckengrenze Lunzer/Frankenfelder Decke

Etwa im Bereich der Almkogelmulde wird meist die Grenze zwischen Frankenfelder und Lunzer Decke gezogen. Die Innbachmulde wird dabei als östlichstes Element der Frankenfelder Decke betrachtet, der Grat des Almkogelzuges mit der östlich davon auftretenden Mitteltrias der Lunzer Decke zugerechnet. Aufgrund der vorliegenden Beobachtungen scheint jedoch die Mitteltrias östlich des Almkogelzuges über den Hauptdolomit an seinem Grat bis zu Jura und der Kreide der Almkogelmulde direkt stratigraphisch (wenn auch nicht ungestört) verbunden zu sein, diese ist wiederum über die an ihrer Westseite auftretende Antiklinale der Innbachmulde verbunden.

Ich möchte daher nach EGGER (Jb. Geol. B.-A., **132**, Wien 1988) und WESSELY (Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 1974) die Existenz einer Deckengrenze i.e.S. in Frage stellen und vielmehr vom Frankenfelder/Lunzer Deckensystem sprechen, welches tektonisch nicht mehr in zwei Decken zu trennen ist. Die Frankenfelder Decke i.e.S. wird dadurch zu einer, zwar faziell unterscheidbaren, dem Deckensystem vorgelagerten Schuppenzone mit geringerem stratigraphischen Tiefgang reduziert.

Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg

Von WOLFGANG PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Gebiet des Tonion wurden im Bereich Schwaboden – Fallenstein einige Ergänzungen vorgenommen.

Die Südostflanke des Fallenstein wird von massigen, grauen bis graubraunen Hallstätter Kalken (Nor) gebildet. Im Hangenden treten massige, rote Hallstätter Kalke auf, die wiederum von geringmächtigen flaserigen, roten Hallstätter Kalken überlagert werden. Zum

Schwaboden hin sind Hierlatzkalke entwickelt. Werfener Schichten und Zlambachschichten bilden das Wiesengelände des Schwaboden. Aufgrund der bisherigen Daten zeigt der Tonion eine aufrechte Schichtfolge, die in mehreren Antiklinalen und Schuppen gegliedert, gegen Südosten einfallen.

Die Schichtfolge besteht aus Steinalmdolomit, Steinalkalk (10–20 m mächtig) und norischen Hallstätter Kalken.

Das Gebiet des Proles wurde übergangen, um die Stratigraphie mit der des Fallenstein zu vergleichen.

Es treten hier gebankte und massige graue Hallstätter Kalke auf. Zlambachschichten bilden große Bereiche des Weisenareals südlich Hundsgschwand. Diese Zlambachschichten ziehen auf den Proleskamm und werden dort von Hallstätter Kalken unterlagert. Die Zlambachschichten werden von grauen bis schwarzen Kalken (?Aflenzerkalken) begleitet. Die Position der Zlambachschichten muß noch genauer untersucht werden, aber sie scheinen auf eine aufrechte Schichtfolge des Proles zu deuten.

Nördlich Kote 1406 konnten auf Höhe 1340 m Bohnerze aufgesammelt werden. In der Ebene westlich Kote 1406 sind Werfener Schichten aufgeschlossen.

Bericht 1989 über ingenieurgeologische Aufnahmen auf Blatt 120 Wörgl

Von GERHARD POSCHER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1989 wurde im Zuge der Planungen der Abwasserbeseitigungsanlage für das Schigebiet Kaltenbach/Hochzillertal (560–1750 m SH) eine ingenieurgeologische Aufnahme (1 : 2.880) und Beurteilung der Trassenvarianten vorgenommen.

Eine hydrogeologische Aufnahme (Büro Dr. G. Gasser, Rotholz/Jenbach) war als notwendig erachtet worden, da sämtliche zur Diskussion stehenden Varianten genutzte Quellvorkommen tangieren.

Übersichtsbegehungen zeigten, daß ein partiell aktiver, sackender Talzuschub Teile der Hangflanke zwischen Mittel- und Bergstation (1030–1800 m SH) prägt und bedingt durch anthropogene Eingriffe (Pistenbau, ungenügende Entwässerungsmaßnahmen) lokal eine relative Verschlechterung der Hangstabilität eingetreten war, weshalb eine umfangreiche ingenieurgeologische Aufnahme des Projektgebietes durchgeführt werden mußte.

Die Signaturwahl wurde entsprechend den Richtlinien der WLW vorgenommen, die Darstellung der Ergebnisse erfolgte in einer Geotechnischen Karte 1 : 2.880 (Hydrogeologie, Massenbewegungen) und einer Geologisch-Morphologischen Karte 1 : 2.880.

Das Projektgebiet liegt im Innsbrucker Quarzphyllit, der sehr einheitlich mit 25 bis 45° mit $\pm 20^\circ$ um N–S pendelnd nach S einfällt. Aufschlüsse von anstehendem Festgestein sind hauptsächlich unterhalb der Mittelstation und bergwärts der Bergstation (also außerhalb der instabilen Hangflanke) vorhanden und bieten keine Grundlage zu lithologischen Differenzierungen innerhalb des Quarzphyllits.

Nennenswerte Vorkommen an quartären Sedimenten sind im Kartierungsgebiet nicht vorhanden. Über der Bergstation (ca. 1800 m Sh) sind Reste spätglazialer

Endmoränenwälle erhalten, – modellhaft unmittelbar südlich der Kaltenbacher Schihütte knapp über der Zillertaler Höhenstraße.

Prinzipielle Ergebnisse sind, ohne auf Details einzugehen, nachstehend kurz skizziert:

Der Bereich Marendalm – Bergstation stellt ein bis zu 70 m breites Nackental dar, das die instabile Hangflanke bergseitig begrenzt. Nach N zur Kaltenbacher Schihütte und talwärts bis rd. 1625 m Sh fächert dieses Nackental in zahlreiche kleinere Sackungskörper auf, die Anzeichen rezenter Aktivität zeigen.

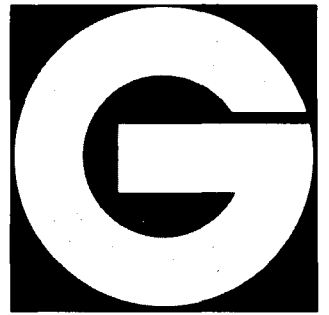
Die Sackungen folgen in einem Streichen von durchschnittlich 140° dem zillertalparallelen Störungsmuster, untergeordnet treten auch inntalparallele Klüfte auf. In vielen Fällen zeigen sich aktuelle Zerrbewegungen, Zugrisse mit 1–2 dm weit geöffneten Spalten, „Schlucklöchern“, gespannten Wurzeln bis hin zu frisch durchtrennten Bodenhorizonten. Daß die Bergstation samt Werkstätten- und Betankungsbetrieb in dieser Zerrzone, an deren Fuß ergiebige noch ungenutzte Quellvorkommen liegen, situiert wurde, macht u. a. deutlich, wie wichtig eine vorausschauende, ingenieurgeologische Analyse gerade bei alpinen Erschließungsvorhaben wäre.

Der Abschnitt von 1625 m Sh talwärts bis 1169 m Sh ist beiderseits der Schipiste bzw. der Liftrasse durch

großräumig vernäßte Flächen gekennzeichnet. Da nur selten Drainagewässer aus der Schipiste dem Vorfluter zugeleitet werden, ist das Angelände heute vielfach durch anthropogen initiierte Vernässungen charakterisiert bzw. werden bestehende Vernässungen und Kriechhänge lokal aktiviert. Es liegt somit auch hier ein Fallbeispiel dafür vor, daß ursprünglich im Zuge des Pisten- und Liftbaus durch eine konsequente Entwässerung in Bereichen natürlich vernäßter Einhänge durchaus eine relative Verbesserung der Hangstabilität erzielbar gewesen wäre.

Aktuell treten Rutschungen auf, hauptsächlich Bodentranslationen, in Zonen konzentrierter Einleitung von Pistendrainagewässern aber auch junge Rotationsrutschungen in lokalen Lockersedimentkörpern. Zahlreiche junge Anbrüche und verstärkte rückschreitende Erosion lassen eine Vergrößerung dieser Rutschzonen, die bereits waldschädigendes Ausmaß erreicht haben, erwarten.

Das Anpassen der Leitungstrasse an die geologischen Gegebenheiten war mit Grundlage einer problemlosen und zeitsparenden Bauausführung des Kanalprojekts. Daß ingenieurgeologische Voruntersuchungen einen wesentlichen Bestandteil umweltverträglicher Planung im alpinen Raum darstellen, kommt mit obigen Beispielen klar zum Ausdruck.



ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1990

BAND 133/4

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 – Contents

<p>FLÜGEL, H.W.: Korallen aus dem Mittelperm Irans (Aufsammlung O. THIELE). Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und 3 Tafeln 523</p> <p>FRIEBE, J.G.: Schwermineraluntersuchungen an miozänen Sedimenten im Umfeld der Mittelsteirischen Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). Mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle 537</p> <p>FRITZ, H., SCHRADER, F. & WALLBRECHER, E.: Analyse der Kinematik in gestörten Gesteinen: ein methodischer Vergleich mit einem Beispiel aus den Ostalpen (Österreich). In englischer Sprache. Mit 10 Abbildungen und 1 Tabelle 549</p> <p>GAWLICK, H.-J., LEUSCHNER, K. & ZANKL, H.: Neuinterpretation eines Querprofiles durch die westliche Lammer-einheit (Nördliche Kalkalpen, Österreich). Mit 2 Abbildungen 561</p> <p>KRAINER, K.: Die basalen Auernigschichten am Tomritsch-Rücken südlich von Tröpolach (Oberkarbon, Karnische Alpen, Kärnten). Mit 9 Abbildungen und 1 Tabelle 567</p> <p>LEITHNER, W.: Geologie und posttektonische Zerlegung der Veitschalpe (Mürztaler Alpen, Steiermark). Mit 17 Abbildungen 575</p> <p>NEUMAYR, P. & FINGER, F.: Zirkonuntersuchungen an Gneisen des hinteren Murtales (östliches Tauernfenster). Mit 10 Abbildungen und 2 Tabellen 591</p> <p>REITZ, E. & HÖLL, R.: Biostratigraphischer Nachweis von Unterordovizium in der Innsbrucker Quarzphyllitserie (Ostalpen). Mit 1 Abbildung und 2 Tafeln 603</p> <p>REITZ, E., HÖLL, R., HUPAK, W. & MEHLTRETTER, Ch.: Palynologischer Nachweis von Unterkreide in der Jüngeren (Oberen) Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen). Mit 1 Abbildung und 2 Tafeln 611</p> <p>ROCKENSCHAUB, M.J.: Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone. Mit 11 Abbildungen 619</p> <p>SCHÖLLHORN, E. & SCHLAGINTWEIT, F.: Allodapische Urgonkalke (Oberbarrême-Oberapt) aus der Unterkreide-Schichtfolge der Langbathzone (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). Mit 7 Abbildungen, 1 Tabelle und 3 Tafeln 635</p>	<p>FLÜGEL, H.W.: Corals from the Middle Permian of Iran (Collection O. THIELE). With 1 Text-Figure, 1 Table and 3 Plates 523</p> <p>FRIEBE, J.G.: Heavy Mineral Analyses of Miocene Sediments in the Vicinity of the Mittelsteirische Schwelle (Styrian Basin, Austria). With 6 Text-Figures and 1 Table 537</p> <p>FRITZ, H., SCHRADER, F. & WALLBRECHER, E.: Analysis of Kinematics in Faulted Rocks: A Methodical Comparison with an Example from the Eastern Alps (Austria). In English language. With 10 Text-Figures and 1 Table 549</p> <p>GAWLICK, H.-J., LEUSCHNER, K. & ZANKL, H.: Re-Interpretation of a Cross-Section through the Western Lammer Unit (Northern Calcareous Alps, Austria). With 2 Text-Figures 561</p> <p>KRAINER, K.: The Basal Auernig Beds (Upper Carboniferous) of the Tomritsch Ridge South of Tröpolach (Carnic Alps, Carinthia). With 9 Text-Figures and 1 Table 567</p> <p>LEITHNER, W.: Geology and Post-Tectonic Disassembly of the Veitschalpe (Mürztal Alps, Styria). With 17 Text-Figures 575</p> <p>NEUMAYR, P. & FINGER, F.: Zirkon Investigations of Gneisses from the Mur Valley (Eastern Tauern Window). With 10 Text-Figures and 2 Tables 591</p> <p>REITZ, E. & HÖLL, R.: Biostratigraphic Evidence of Lower Ordovician in the Innsbruck Quartzphyllite Group (Eastern Alps). With 1 Text-Figure and 2 Plates 603</p> <p>REITZ, E., HÖLL, R., HUPAK, W. & MEHLTRETTER, Ch.: Palynological Evidence of Lower Cretaceous in the Younger Schist Cover of the Tauern Window (Eastern Alps). With 1 Text-Figure and 2 Plates 611</p> <p>ROCKENSCHAUB, M.J.: The Tectonic Position of the Landeck Quartzphyllite and the "Phyllitgneiszone". With 11 Text-Figures 619</p> <p>SCHÖLLHORN, E. & SCHLAGINTWEIT, F.: Allodapic Urganian-Limestones from a Lower Cretaceous Sequence in the Langbath Zone (Northern Calcareous Alps, Upper Austria). With 7 Text-Figures, 1 Table and 3 Plates 635</p>
---	---

Earth-Science Conservation

<p>ANDERSON, St., BLACK, G.P., DUFF, K.L., ERIKSTAD, L., GONGGRIJP, G.P., KONTTURI, O., SCHÖNLAUB, H.P. & WIMBLETON, W.A.: Erhaltung von erdwissenschaftlichen Naturdenkmälern. Eine absolute Notwendigkeit für Wissenschaft und Ausbildung. In englischer Sprache. Mit 11 Abbildungen 653</p> <p>Buchbesprechungen 671</p>	<p>ANDERSON, St., BLACK, G.P., DUFF, K.L., ERIKSTAD, L., GONGGRIJP, G.P., KONTTURI, O., SCHÖNLAUB, H.P. & WIMBLETON, W.A.: Earth-Science Conservation. An Absolute Need for Science and Education. In English language. With 11 Text-Figures 653</p> <p>Book Reviews 671</p>
---	--

Korallen aus dem Mittel-Perm Irans (Aufsammlung O. THIELE)

Von HELMUT W. FLÜGEL*)

Mit 1 Abbildung, 1 Tabelle und 3 Tafeln

Zentraliran
Neoschwagerina-Zone
Rugosa
Tabulata
Taxonomie

Inhalt

Zusammenfassung	523
Abstract	523
1. Einleitung	523
2. Fundpunkte	523
3. Systematische Beschreibung	524
4. Biostratigraphie und Paläobiogeographie	529
Dank	529
Literatur	536

Zusammenfassung

Es werden aus der *Neoschwagerina*-Zone Zentralirans *Rugosa* und eine *Tabulata* beschrieben. An neuen Taxa wurden aufgestellt *Heritschioides* (*H.*) *mahallatensis* n.sp., *Parawentzelella* (*Miyagiella*) *magna* n.sp., *Chusenophyllum guichiense minor* n.ssp., *Parairanophylloides thielei* n.g. et n.sp. und *Mictocystoides brevisseptatum* n.g. et n.sp.. Die Faunen entsprechen der *Waagenophyllum*-Provinz.

Corals from the Middle Permian of Iran (Collection O. THIELE)

Abstract

From the *Neoschwagerina* zone (Middle-Permian) of Central Iran some corals of the *Waagenophyllum*-province are described. Two genus (*Parairanophylloides*, *Mictocystoides*), four species and one subspecies are new (Table 1).

1. Einleitung

Das im Folgenden beschriebenen Material wurde 1963, 1964 und 1972 von O. THIELE im Rahmen seiner Tätigkeit am Geological Survey of Iran aufgesammelt und dem Autor zur Bearbeitung überlassen. Einige Ergebnisse der seinerzeitigen Bestimmungen wurden von THIELE et al. (1968), THIELE (1970, 1973), THIELE & TICHY (1980) publiziert. In Zusammenhang mit der Frage des Alters der postvariszischen Transgressionen aus der Paläotethys auf den Pangaea-Schelf wurde eine Neu-

bearbeitung auch dieser Aufsammlungen durchgeführt. Das Material wurde in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt, Wien hinterlegt.

2. Fundpunkte

Das Material stammt aus mehreren Fundbereichen. Der eine (Nr. 1 der Abb. 1) liegt östlich von Semnan bzw. nördlich der Dasht-e-Kavir. Nach THIELE (1970: 255) bildet die paläozoische Folge eine überkippte Antiklinale mit Devon als Kern, welches von Perm überlagert wird.

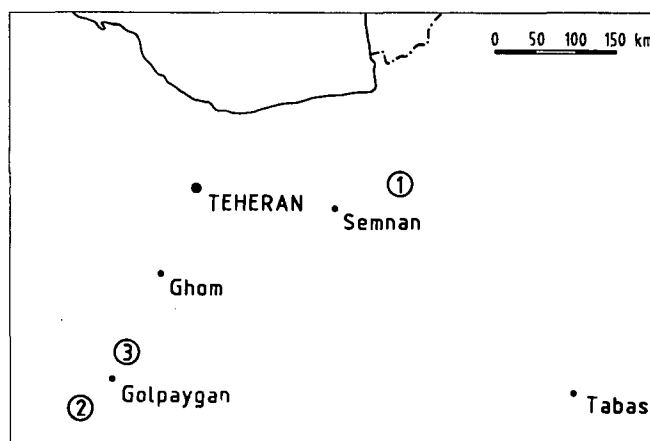


Abb. 1.
Lage der Fundpunktgruppen der beschriebenen Korallenfaunen aus dem Mittelperm Irans.
1 = E Semnan; 2 = S Ab-e-Barik; 3 = N Mahallat.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. HELMUT W. FLÜGEL, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

Die anderen Fundgruppen liegen auf Blatt Golpaygan (THIELE et al., 1968). Eine Gruppe (Nr. 3) liegt nördlich bzw. südlich von Mahallat. Die Fundpunkte sind bei THIELE (1973) bzw. THIELE & TICHY (1980) dargestellt. Nach KAHLER (1977) bzw. F. & G. KAHLER (1979) gehören die Fundpunkte nördlich von Mahallat in das obere Mittel- bis untere Oberperm. Die anderen Fundpunkte (Nr. 2) liegen im Bergland südlich von Ab-e-Barik im Hangenden von *Pseudoschwagerina*-führenden Kalken. Das Perm bildet hier das Hangende einer metamorphen, vermutlich proterozoischen Abfolge.

3. Systematische Beschreibung

Familie: Durhaminidae MINATO & KATO, 1965
 Genus: *Heritschioides* YABE, 1950
 Subgenus: *Heritschioides (Heritschioides)* YABE, 1950

Heritschioides (Heritschioides) mahallatenis n.sp.
 (Taf. 1, Fig. 1,2)

v. 1973 *Pseudohuangia chiuyaoshanensis* (HUANG) – FLÜGEL in THIELE, S. 494, (partim).

Holotypus: Der abgebildete Stock 72 TM 18/2.

Paratypen: 72 TM 18, 18/1, 25/1.

Locus typicus: Vergl. THIELE (1973): Abb. 2b (Nr. 3 in Abb. 1).

Stratum typicum: Dunkle massige Dolomite, vermutlich Mittelperm.

Derivatio nominis: Benannt nach der Stadt Mahallat in Zentral-Iran.

Diagnose: Art des Subgenus *Heritschioides (Heritschioides)* mit einem Corallitendurchmesser von 6 bis 8,5 mm und einer Septenzahl von 22 bis 26 × 2.

Beschreibung: Die Coralliten des fasciculaten Corallums haben einen Durchmesser zwischen 6 und 8,5 mm. Die deutlich ausgebildete, zum Teil mit einer Medianlamelle versehene, runde bis ovale septobasale Columella hat einen Durchmesser zwischen 1,5 und (selten) 2,5 mm. Die Zahl der Septen schwankt zwischen 22 und 26×2, wobei sie meist zwischen 22 und 24 liegt. Die S.2.O. erreichen etwa die Hälfte der Länge der S.1.O. Die Septen sind keilförmig, wobei sie innerhalb des Tabulariums bisweilen auffallend dünn sind, sodaß sich eine deutliche Coralliten-Quergliederung in eine äußere Zone, eine Zone verdicker Septen und der Columella ergibt. Das Fehlen von Clinotabulae zeigt sich im Querschliff durch das sehr starke Zurücktreten von Bodenschnitten innerhalb der mittleren Zone.

Im Längsschliff zeigt sich eine randliche Blasenzone, die um 1 mm breit ist und aus, teils langgezogenen, Blasen besteht, wobei maximal drei, meist jedoch nur zwei Blasenreihen erkennbar sind. Das Tabularium besteht aus horizontalen bis leicht zur septobasalen Columella ansteigenden Tabulae, wobei zwischen 8 und 14 Böden auf 3 mm kommen. Die Breite des Tabulariums liegt zwischen 1,5 und 2 mm. Clinotabulae fehlen völlig. Die Columella besteht aus einer Medianlamelle, zu der die Tabellae steil ansteigen. Die Entwicklung neuer Coralliten erfolgt durch Lateralknospung.

Bemerkungen: Die vorliegende Form wurde 1973 zu *Pseudohuangia* gestellt. Das Fehlen von Clinotabulae mit gegen die Columella ansteigenden Tabulae in einem breiten Tabularium ordnet sie jedoch *Heritschioides* YABE zu, wobei sie die steilen Tabellae der Columella von *Eoheritschioides* STEVENS, 1967 trennt. Die bisher bekannten Arten unterscheiden sich von der vorliegenden Form durch ihren Durchmesser, der meist über 9 mm liegt. Nur *H.(H.) ozakii* SAKAGUCHI & YAMAGIWA, 1958 hat Coralliten mit einem Durchmesser bis zu 5 mm neben solchen bis 12 mm. Diese Art hat jedoch eine deutlich geringere Septenzahl (19 bis 22) als die vorliegende Form.

Zufolge der Fusulinenfauna ist anzunehmen, daß die neue Art im Zeitbereich hohes Unterperm bis mittleres Mittelperm (*Pseudofusulina vulgaris*- bis *Neoschwagerina*-Zone) auftritt.

Familie: Waagenophyllidae WANG, 1950
 Subfamilie: Waagenophyllinae WANG, 1957
 Genus: *Parawentzelella* FONTAINE, 1961
 Subgenus: *P. (Miyagiella)* MINATO & KATO, 1965

Parawentzelella (Miyagiella) magna n.sp.
 (Taf. 1, Fig. 3,4)

Holotypus: Der auf Taf. Fig. abgebildete Stock 72 TM 41/5.

Paratypen: 72 TM 41/2, 41/5.

Locus typicus: Nr. 2 in Abb. 1, Steinbruch östlich Golcheshmeh, Zentraliran (vgl. THIELE 1973: Abb. 2a).

Stratum typicum: *Neoschwagerina*-Zone?

Derivatio nominis: magnus (lat.) = groß. Nach dem Coralliten-Durchmesser.

Diagnose: Art des Subgenus *P. (Miyagiella)* mit einem Durchmesser zwischen 10×12 mm und um 16×2 Septen.

Beschreibung: Die knolligen, cerioiden Stöcke erreichen eine Größe bis zu über 12 cm. Die polygonalen, meist sechsseitigen Coralliten haben einen Durchmesser zwischen 8,5 und maximal 13,5 mm, wobei er meist zwischen 10 und 12 mm liegt. Die septobasale Columella zeigt häufig ein Medianseptum. Sie hat einen Durchmesser zwischen 1 und 1,5 mm. Die Zahl der Septen liegt zwischen 15 bis 17×2, wobei die S.1.O. bis nahe an die Columella heranreichen und die S.2.O. bis zwei Drittel der Länge der S.1.O. besitzen. Randlich erreichen die Septen die Corallitenwandung nur teilweise. Meist werden sie von dieser durch ein, aus einen oder zwei Blasenreihen bestehendes Präsepimentarium getrennt. Es finden sich jedoch auch Coralliten, in denen Präsepimente nur vereinzelt entwickelt sind und der überwiegende Teil der Septen bis an die Wand reicht. Diese ist unterschiedlich dick, meist jedoch dünn und gerade. In ihrer Dicke existieren zwischen den beiden Septenordnungen meist keine Unterschiede. Wandunterbrechungen sind vereinzelt vorhanden. Sie treten sowohl in den Ecken, als auch seitlich auf.

Im Längsschliff zeigt sich eine 2 bis 3,5 mm breite Blasenzone aus schrägen, langgezogenen Blasen. Das Tabularium besteht aus transversen Tabulae und

wenigen, nur gering geneigten Clinotabulae. Die septobasale Columella wird von steilen, gegen die Medianlamelle ansteigenden, Tabellae gebildet. Die Zahl der Tabulae beträgt 4 bis 6 auf 3 mm.

Bemerkungen: Die von MINATO & KATO (1965) beschriebenen Arten dieses Genus erreichen im Gegensatz zur neuen Art nur einen Durchmesser von maximal 5 mm, und zeigen die Existenz von „Kanälen“ deutlicher. *P. (M.) korjakensis* KACHANOV, 1984, hat, bei einem entsprechenden Durchmesser, eine geringere Septenzahl.

Genus: *Pseudohuangia* MINATO & KATO, 1965

Bemerkungen: Das von MINATO & KATO aufgestellte Genus erinnert an *Liangshanophyllum* TSENG, 1949, welches von den genannten Autoren den Waagenophyllinae zugeordnet wurde. Wie TSENG ausführte, besitzt jedoch der Generotypus von *Liangshanophyllum*, *L. lui*, zum Unterschied von den beiden anderen von ihm dem Subgenus zugeordneten Arten, drei Septenordnungen. Dementsprechend muß *Liangshanophyllum* den Wentzelellinae, *Pseudohuangia* mit zwei Septenordnungen den Waagenophyllinae zugeordnet werden.

Pseudohuangia counilloni (MANSUY, 1912)

(Taf. 1, Fig. 5)

- 1912 *Lonsdalaia counilloni* n.sp. – MANSUY, S. 9, Taf. 1, Fig. 2a–f.
1961 *Liangshanophyllum counilloni* (MANSUY) – FONTAINE, S. 171, Taf. 35, Fig. 1–2.
1965 *Pseudohuangia counilloni* (MANSUY) – MINATO & KATO, S. 93.
1973 *Pseudohuangia* sp. – FLÜGEL in THIELE, S. 494.

Material: THIELE 1973: Abb. 2b, Fpkt. 11, (Nr. 3 in Abb. 1), 72 TM 25/2, 25A/2, 25/3.

Beschreibung: Der Durchmesser der Coralliten der fasciculaten Stöcke schwankt zwischen 5 und 6,7 mm. Die Septenzahlen liegen zwischen 17 und 20×2, wobei die S.2.O. etwas dünner sind und 2/3 bis 3/4 der Länge der S.1.O. erreichen. Der Columella-Durchmesser beträgt 1,5 bis 1,7 mm. Die Columella ist spinnwebenförmig clisiophyllid und hat eine etwas verdickte Medianlamelle.

Im Längsschliff gliedert sich der Corallit in eine dünne, meist aus nur einer Reihe bestehende äußere Blasenzone, wenig entwickelte, langgezogene Blasen, gleichfalls nur wenigen Clinotabulae, sowie relativ gut entwickelten transversale Tabulae. Die Columella besteht aus zur Medianlamelle schräg aufsteigenden Tabellae.

Bemerkungen: Die vorliegende Form entspricht ihrem Aufbau nach *Pseudohuangia* MINATO & KATO 1965. Die artliche Zuordnung ergibt sich aus dem geringen Durchmesser und der Septenzahl. Im Vergleich zu dem Typus-Exemplar sei darauf verwiesen, daß dieses verkieselt ist, was die Dicke der Septen erklären dürfte.

Pseudohuangia wengchengense (HUANG, 1932)

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

- 1932 *Waagenophyllum wengchengense* n.sp. – HUANG, S. 50, Taf. 3., Fig. 3 a,b.

- 1932 *Liangshanophyllum wengchengense* (HUANG) – TSENG, S. 193, Taf. 1, Fig. 1 a,b.
1957 *Liangshanophyllum wengchengense* (HUANG) – WU, S. 338, Taf. 2, Fig. 3–4.
? 1964 *Liangshanophyllum wengchengense* (HUANG) – GRÄF, S. 403, Taf. 34, Fig. 2.
v. 1964 *Liangshanophyllum wengchengense* (HUANG) – FLÜGEL, S. 413, Taf. 29, Fig. 5.
1965 *Waagenophyllum (Waagenophyllum) wengchengense* HUANG – MINATO & KATO, S. 105.
1965 *Liangshanophyllum wui* n.sp. – MINATO & KATO, S. 129.
1977 *Waagenophyllum wengchengense* HUANG – LIN, S. 231, Taf. 88, Fig. 5.
v. 1968 *Liangshanophyllum wengchengense* (HUANG) – FLÜGEL in THIELE et al. 1968, S. 9.

Material: THIELE et al. 1968, TH KA 12/1,4 (Fpkt. Kuh-e- Ahmad, Nr. 3 Abb. 1)

Beschreibung: Die fasciculaten Stöcke haben einen Corallitendurchmesser zwischen 7 und 8 mm (selten 6,5 bzw. 8,5 mm). Die Zahl der Septen schwankt zwischen 21 und 22×2, wobei die S.2.O. etwa zwei Drittel der Länge der S.1.O. erreichen. Der Durchmesser des septobasalen Säulchens, beträgt zwischen 2 und 2,5 mm. Es ist schlecht gebaut, wobei eine Medianlamelle teilweise fehlt. Im Längsschliff beträgt die Breite des Dissepimentariums bis 1 mm, die des Tabulariums bis 2 mm, wobei 7 bis 11 Tabulae auf 3 mm kommen. Die Blasenzone besteht aus bis 4 Blasenreihen. Clinotabulae sind spärlich vorhanden und meist mittelsteil.

Bemerkungen: Die Form wurde 1968 *Liangshangophyllum* TSENG zugeordnet. Bei Beschränkung dieses Genus auf fasciculate Formen mit 3 Septenordnungen muß diese Bestimmung revidiert werden.

HUANG und MINATO & KATO (1965) ordneten *P. wengchengense* *Waagenophyllum* HAYASAKA zu. Dieses Genus ist durch stark entwickelte Clinotabulae und lange Dissepimente bei Zurücktreten von transversalen Tabulae charakterisiert. HUANG (1932) gab nur Querschnittsbilder. Sie zeigen zwischen Dissepimentarium und Columella keine Schnitte von Horizontelementen, die für *Waagenophyllum* charakteristisch wären. Dies führt, neben den beiden Septenordnungen, dazu, die Art zu *Pseudohuangia* zu stellen.

Genus: *Ipciphyllum* HUDSON, 1958

Ipciphyllum cf. *fliegeli* (LANGE, 1925)

(Taf. 2, Fig. 2)

- v. 1968 *Ipciphyllum* sp. – FLÜGEL in THIELE et al., S. 10.
? 1989 *Ipciphyllum* cf. *fliegeli* (LANGE) – KATO & GUPTA, S. 412, Taf. 3, Fig. 1–4.

Material: THIELE et al. 1968, 63 AH 16, Blatt Golphayan, S Ab-e-Barik, (Nr. 2 in Abb. 1).

Beschreibung: Der cerioide Stock besteht aus polygonalen Coralliten mit einem Durchmesser im Reifestadium bis zu 7 mm. Der Abstand der Corallitenzentren liegt meist zwischen 3 und 6 (maximal 9 mm). Die Columella hat eine Größe von 1,5×2 mm. Die Septenzahl beträgt 18 bis 20×2, wobei die S.2.O. zwei Drittel der S.1.O. erreichen. Letztere sind keilförmig und im mittleren Abschnitt breit. Sie reichen bis nahe an die Columella. Die S.2.O. sind deutlich schmaler. Die Columella zeigt eine deutliche Medianlamelle, Radiärlamellen, sowie zahlreiche Tabellae.

Schnitte. Die Corallitenwand ist entsprechend der Anordnung der Septen zickzack-förmig und erreicht eine Breite bis 0,2 mm. Bisweilen findet sich ein dunkler Medianstreifen, auf dem die Kristalliten normal stehen.

Der Längsschliff zeigt einen Aufbau aus relativ kleinen Blasen, flachen Clinotabulae, gut entwickelten transversen Tabulae, die meist eng stehen, sowie gegen die mediane Lamelle der Columella aufsteigende, engstehende und gut entwickelte Tabellae.

Bemerkungen: Das Charakteristikum der vorliegenden Form sind die langen S.2.O., eine gut entwickelte Columella, ein breites Tabularium, die keilförmigen breiten S.1.O., sowie der Coralliten-Durchmesser um 7 mm bei einer Septenzahl um 19×2 . Sie erinnert in diesen Abmessungen an der von KATO & GUPTA (1989) aus dem Himalaya beschriebene cf-Form. Eine andere, nahe kommende Form wäre *I. laosensis*, die jedoch eine kleinere, weniger deutlich entwickelte Columella besitzt. Die Schwierigkeit einer sicheren Zuordnung ergibt sich, wie bei dem meisten Stockkorallen, in der Unkenntnis ihrer umweltbedingten Variationsbreiten.

***Ipciphyllum rudis* ZHAO & WU, 1986**

(Taf. 2, Fig. 3)

1986 *Ipciphyllum rudis* n.sp. – ZHAO & WU, S.178, Abb. 6a–b, Taf. 6, Fig. 4 a,b.

v. 1973 *Ipciphyllum* sp. – FLÜGEL in THIELE, S. 494.

Material: THIELE 1973, Fig. 2a, 72 TM 41/1, 3; östlich Golcheshmeh, (Nr. 3 in Abb. 1).

Beschreibung: Die Coralliten der cerioiden, bis 10 cm im Durchmesser erreichenden Stöcken haben einen Durchmesser zwischen 7 und 8 mm (Extremwerte zwischen 5,5 und 8,5 mm). Die septobasale Columella schwankt im Querschnitt entsprechend dem Durchmesser zwischen 0,7 und 1,5 mm. Die Medianlamelle ist meist deutlich. Die Zahl der Septen beträgt 14 bis 16×2 . Sie reichen nicht immer bis zur welligen Wand. Die S.1.O. reichen bis nahe an die Columella ohne diese zu berühren. Die S.2.O. sind um $1/4$ bis $1/6$ kürzer als die S.1.O. Innerhalb des Tabulariums sind die Septen leicht verdickt, dazu kann eine Verdickung des innersten Dissepimentkranzes kommen, wodurch eine deutliche Trennung der Coralliten in einen inneren Abschnitt mit den axialen Septenenden und der Columella und einer äußeren mit den Dissepimenten, seltener Präsepimenten entsteht.

Im Querschliff zeigt sich das Dissepimentarium aus bis zu vier Blasenreihen aufgebaut. Das Tabularium, mit einer Breite um 1 mm (0,3 mm), besteht aus horizontalen Tabulae, sowie sehr selten flachen Clinotabulae. Ihre Zahl auf 3 mm beträgt 8 bis 9.

Bemerkungen: Von den zahlreichen bisher zu *Ipciphyllum* gestellten Arten kommt in ihren Abmessungen, die von ZHAO & WU (1986) beschriebenen Art *I. rudis* am nächsten. Die Unterschiede betreffen in erster Linie die mediane Verdickung der Septen und die Entwicklung einer mauerartigen Verdickung des innersten Blasenkranzes bei der iranischen Form, die der chinesischen zu fehlen scheint. Eine Unsicherheit liegt darin, daß nur ein chinesischer Text vorliegt. Die

chinesische Form stammt aus der Xarla-Formation, (spätes Unterperm) Xizangs.

***Ipciphyllum laosense* (PATTE, 1926) ?**

(Taf. 2, Fig. 4)

1926 *Lonsdalaia indica* var. *laosensis* n.ssp. – PATTE, S. 59, Taf. 7, Fig. 19.

1965 *Ipciphyllum laosensis* (PATTE) – MINATO & KATO, S. 149, Abb. 5, S. 51, 52, Taf. 1, Fig. 8, Taf. 16, Fig. 6–8, (cum syn.)

v. 1968 *Ipciphyllum laosensis* (PATTE) – FLÜGEL in THIELE et al. S. 10.

1982 *Ipciphyllum laosensis* (PATTE) – WANG, S. 162, Taf. 60, Fig. 1.

Material: THIELE et al. 1968: 10, 64 TG 82 a/2, Blatt Golpangyan, S Ab-e-Barik, (Nr. 2 in Abb. 1).

Beschreibung: Der cerioid Stock besteht aus polygonalen Coralliten mit einem Durchmesser zwischen 5 und 7 mm, die von einer um 0,2 mm dicken Mauer voneinander getrennt werden. Die septobasale Columella hat einen Durchmesser zwischen 0,5 und 1 mm. Die Zahl der Septen beträgt 17 bis 20×2 . Die S.2.O. erreichen zwei Drittel bis drei Viertel der Länge der S.1.O.. Letztere sind meist etwas dicker als erstere. Die Septen erreichen die Columella nicht, die Wand jedoch meistens. Dementsprechend können Präsepimente ausgebildet sein. Im Längsschliff besteht das um 1,3 mm breite Tabularium aus Clinotabulae und transversen Tabulae.

Bemerkungen: Von den mir bekannten Arten des Genus *Ipciphyllum* erinnern in den Abmessungen vor allem *I. laosense* an die vorliegende Form, jedoch ist zufolge der Vielzahl der Arten ohne Revision des Genus eine sichere Zuordnung kaum möglich.

***Ipciphyllum tabasense* (MINATO & KATO, 1965)**

(Taf. 2, Fig. 5)

1965 *Wentzeloophyllum ? tabasense* n.sp. – MINATO & KATO, S. 213, Taf. 20, Fig. 1–3.

Material: THIELE et al. 1968, 63 AH 18, S Ab-e-Barik (Nr. 2 in Abb. 1).

Beschreibung: Der im Durchmesser über 10 cm messende Stock besteht aus cerioid wachsenden, polygonalen, meist sechseitigen Coralliten. Während in den frühen Wachstumsstadien bis zu einem Durchmesser von um 7 mm, die dünnen Septen bis zur, um 0,2 mm dicken, Wand reichen, lösen sie sich später von dieser, sodaß bei einem Durchmesser von 10 mm der von den Septen eingenommene Raum nur 5×6 mm misst und durch drei bis vier Blasenreihen von der Wand getrennt wird. Die Zahl der Septen reicht von 15×2 bei einem Durchmesser von 7 mm bis 22×2 bei einem Durchmesser von 13 mm. In letztgenanntem Kelchstadium reichen die dicken S.1.O. nicht mehr bis zur Columella, während in den tieferen Stadien (bis 11×11 mm) die 18 S.1.O. dieser nahe kommen. Die Columella hat einen Durchmesser von 0,7 bis 0,8 mm in frühen Wachstumsstadien und $2 \times 2,5$ mm im Kelchstadium, während normal der Durchmesser $1 \times 1,5$ mm beträgt. Die Länge der S.2.O. beträgt $1/2$ bis $2/3$ der Länge der S.1.O.. Die Spinnennetz-förmige Columella zeigt meistens eine deutliche Medianlamelle. Die Breite des Tabulariums

beträgt meist um 1 mm, steigt jedoch im Kelchstadium auf 2 mm.

Von Interesse ist ein Corallit mit einem Durchmesser von 5 mm, der vermutlich ein Jugendstadium darstellt. Er zeigt keine Columella, jedoch ein sehr langes, bis über den achsialen Raum reichendes, Gegenseptum (?), dem ein sehr kurzes Hauptseptum (?) gegenüber steht. Die Zahl der Septen der Hauptquadranten beträgt je 3, die der Gegenquadranten (inklusive Gegenseitensepten) je 5.

Bemerkungen: Das Fehlen von S.3.O. ordnet vorliegende Form *Ipciphyllum* zu. Die sehr charakteristischen lonsdaloiden Dissepimente, die Wanddicke, die Columella mit ihrem Medianseptum, sowie die Abmessungen erinnern stark an die von MINATO & KATO (1965) zu *Wentzellphyllum* (?) gestellte Art *tabasense*. Bereits die beiden Autoren waren sich jedoch in der generischen Zuordnung auf Grund der zwei Septenordnungen unsicher, und hielten auch eine Zugehörigkeit zu *Ipciphyllum* für möglich. Dem wird hier gefolgt. In Ostiran tritt die Art in der *Parafusulina*-Zone auf.

***Ipciphyllum* sp.**

(Taf. 2, Fig. 6)

v. 1973 *Ipciphyllum* sp. – FLÜGEL in THIELE, S. 494.

Material: THIELE 1973: Abb. 2a, 72 TM, 41/4 (Nr. 1 in Abb. 1).

Beschreibung: Das cerioide Corallum besitzt einen Durchmesser von über 10 cm. Die Coralliten sind polygonal und zumeist sechseckig. Ihr Durchmesser liegt um 14×10-16. Die septobasale Columella zeigt meist nur undeutlich eine Medianlamelle. Ihr Durchmesser ist 2×2,5 mm. Die dünnen S.1.O. reichen von der Wand bis nahe an die Columella. Ihre Zahl beträgt 13-18×2. Auffallend sind die nur sehr kurzen S.2.O., deren Länge meist kaum 1/3, teilweise sogar darunter, der S.1.O. beträgt. Der Längsschliff zeigt zumeist nur 2 bis 3 Reihen flacher langgestreckter Blasen, an die sich ein bis zwei mm breites Tabularium anschließt. Clinotabulae sind vorhanden.

Bemerkungen: Das auffallende Merkmal ist der große Durchmesser bei einer relativ geringen Septenzahl zwischen 13×18. Unter den beschriebenen Arten entsprechen dem Durchmesser nur sehr wenige Arten, wie *I. irregularis* oder *I. arnouldi*, jedoch unterscheiden sich beide in verschiedenen Merkmalen, wie unter anderem der Septenzahl von dem vorliegenden Exemplar. Von der Aufstellung einer neuen Art wird jedoch Abstand genommen, vor allem da dem Autor die chinesische Literatur, in der zahlreiche neue Arten aufgestellt wurden, nur teilweise bekannt ist, und da, wie bereits erwähnt, die Variationsbreiten der Arten unsicher sind.

Genus: *Chusenophyllum* TSENG, 1948

Bemerkungen: Das Genus *Chusenophyllum* wurde von MINATO & KATO (1965) aufgrund der bereits von TSENG festgestellten Ähnlichkeit mit *Polythecalis* YABE & HAYASAKA 1916 zur Subfamilie Wentzelellinae gestellt. Diese ist durch drei oder mehr Septenordnungen charakterisiert. Weder die Beschreibungen, noch die Abbildungen von TSENG geben jedoch einen Hinweis,

daß die von ihm genannten Arten mehr als zwei Septenordnungen besitzen. Dies trifft auch für die später diesem Genus zugeordneten Arten zu. Dementsprechend wird *Chusenophyllum* hier zur Subfamilie Waagenophyllinae gestellt.

***Chusenophyllum guichiense minor* n.ssp.**

(Taf. 3, Fig. 1,2)

v. 1970 *Lonsdaleastrea* ? – FLÜGEL in THIELE, S. 256.

Holotypus: THIELE 1970, 64 TH, T 5.

Locus typicus: Nördlich Chah Shirin, östlich Semnan (Nr. 1 in Abb. 1).

Stratum typicum: Vermutlich *Neoschwagerina*-Zone, Mittelperm.

Derivatio nominis: minor (lat.) = gering. Nach dem Abstand der Corallitenzentren.

Definition: Subspecies der Art *Chusenophyllum guichiense* CHEN & YAN, 1982, welche sich von dieser im geringeren Abstand der Corallitenzentren unterscheidet.

Beschreibung: Der Rest des aphroiden Stockes zeigt im Querschnitt im Durchmesser zwischen 4 und 7 mm große Coralliten, die durch ein wechselnd breites Blasengewebe voneinander getrennt werden. Maximal kann dieses bis 4 mm breit werden, sodaß die Abstände der Corallitenzentren zwischen 7 und 10 mm liegen. Der Durchmesser der kleinen septobasalen Columella beträgt 0,5 bis 0,2 mm. Eine Medianlamelle ist nicht erkennbar. Die S.1.O. sind etwa ein Drittel bis ein Fünftel länger und meist etwas dicker als die S.2.O.. Ihre Zahl liegt zwischen 17 und 19. Im Längsschliff zeigen die Coralliten ein Tabularium, mit einem Gesamtdurchmesser von 2,5 bis 3 mm. Es besteht aus meist horizontalen Tabulae und einer 0,4 bis 0,5 mm breiten septobasalen Columella. Die Zahl der Tabulae beträgt – soweit erkennbar – etwa 18 auf 3 mm. Periphere, dem Tabularium benachbarte Septenabschnitte innerhalb der Blasenzone zeigen eine fächerförmige Anordnung der Trabekel. Die trennende Blasenzone besteht aus aufwärtsgerichteten Präsepimenten, wobei die verschiedentlich bei *Chusenophyllum* bereits beschriebene Erscheinung von Wachstumszonen unterschiedlicher Blasengröße beobachtbar ist. Hierbei wechseln Zonen mit einer Blasengröße von 1×0,5 mm mit solchen von bis 1,5×1 mm.

Auffallend ist die Entwicklung einer basalen dicken Holotheca dort, wo bedingt durch das Absterben von Stockteilen durch Überschüttung mit Biogenschlutt, dieser von neuwachsenden Stockteilen überdeckt wird.

Bemerkungen: Die beschriebene Form steht morphologisch zwischen *C. guichiense* (CHEN & YAN in WANG, 1982) und *C. petalaxoideum* ZHANG, 1977. Mit ersterem verbinden sie Durchmesser und Septenzahl, mit letzterem Columella-Abstand und Durchmesser.

Subfamilie: Wentzelellinae HUDSON, 1938

Genus: *Parairanophylloides* n.g.

Typusart: *Parairanophylloides thielei* n.g. et n.sp.

Derivatio nominis: Die Ähnlichkeit mit *Parairanophyllum* LIN 1983, betonend.

Diagnose: Thamnasterioides Corallum. Coralliten mit zwei Septenordnungen und „vesicularem“ Bau der Großsepten.

Bemerkungen: LIN beschrieb 1983 aus dem Unterperm von Tibet das Genus *Parairanophyllum*, wobei er als Charakteristikum eine vesiculare, periphere Aufspaltung der Septen angab. Dieses Merkmal trennt dieses Genus von *Iranophyllum* DOUGLAS. Auch das neue Genus hat diesen Septentypus, ist jedoch zum Unterschied von *Parairanophyllum* stockbildend. Dieser auffallende Septenbau erinnert an den von *Thomasiphyllum* MINATO & KATO, 1965. Dieses Genus besitzte jedoch nur 2 Septenordnungen.

***Parairanophylloides thielei* n.g. et n.sp.**

(Taf. 3, Fig. 3,4)

Holotypus: Der beschriebene und abgebildete Stock 64 TH T7.

Locus typicus: Profil 4 in THIELE 1970: 257 nördlich Chah Shirin (Nr. 1 in Abb. 1).

Stratum typicum: Vermutlich Schicht 6 des Profiles.

Derivatio nominis: Ich benenne die neue Art nach O. THIELE, dem ich das Material verdanke.

Diagnose: Art des Genus *Parairanophylloides* mit einem Corallitendurchmesser bis 35 mm und einer Septenzahl von etwa 37×3.

Beschreibung: Es liegt mir ein Querschliff vor, der 2 Corallitenreste eines thamnasterioiden Stockes zeigt. Der Coralliten-Durchmesser dürfte zwischen 30 bis 35 mm liegen. Der Durchmesser der septobasalen Columella beträgt 9×7 mm. Eine Medianlamelle ist ebenso deutlich, wie die Radiärlamellen und die zahlreichen Tabelae-Schnitte.

Die S.1.O. reichen bis nahe an die Columella und sind innerhalb des Tabulariums deutlich verdickt. Die S.2.O. sind dünn und weitgehend auf das Dissepimentarium beschränkt. Auffallend ist ihre, bereits im Tabularium einsetzende, periphere Gabelung, vor allem bei den S.1.O., wobei die Gabelbalken durch Blasenschnitte miteinander verbunden sind. Im Gegensatz dazu zeigen die S.2.O. meist eine periphere fransenartige Aufsplitterung. S.3.O. sind bisweilen erkennbar. Die Zahl der Septen ist, zufolge des Erhaltungszustandes, nicht mit Sicherheit anzugeben. Sie liegt über 28×2–3 und dürfte etwa 36 bis 38×2–3 betragen.

Der Rest eines benachbarten Coralliten dürfte eine tiefere Schnittlage zeigen. Die S.3.O. sind hier deutlich erkennbar. Obgleich der Stock unvollkommen ist und nur ein Querschliff angefertigt werden konnte, zeigt er die typischen Merkmale der Subfamilie Wentzelellinae, wie die septobasale Columella und drei Septenordnungen. Wieweit Clinotabulae vorhanden sind, läßt sich schwer beurteilen, da nur ein Corallit den Zentralraum im Querschnitt zeigt und das Fehlen von entsprechenden Clinotabulae-Schnitte im Tabularium mit der hohen Position im Kelch zusammenhängen könnte.

Bemerkungen: KATO & GUPTA 1989 vereinigten *Parairanophyllum* LIN mit *Iranophyllum*, wobei sie vermuteten, daß die periphere Septengabelung auf die Existenz von dünnen Septen höher Ordnung zurückzu-

führen ist. Die Abbildung von *P. concentricum* in LIN 1984 (Taf. 7, Fig. 4 b) spricht gegen diese Auffassung. Es wäre jedoch zu überlegen, ob *Parairanophyllum* und *Parairanophylloides* nicht als Subgenera miteinander zu verknüpfen sind. Eine Entscheidung könnte nur neues Material bringen.

Familie: Incertae sedis Genus: *Mictocystoides* n.g.

Generotypus: *Mictocystoides brevisseptatum* n.g. et n. sp.
Derivatio nominis: Die Ähnlichkeit mit *Mictocystis* betonend.

Diagnose: Aphroides Corallum mit tiefeingesenkten Kelchen, meist horizontalen Tabulae und kurzen Septen in zwei Ordnungen. Eine Achsialstruktur fehlt.

Bemerkungen: Aphroide Stöcke sind unter den Rugosa selten. COTTON (1973, 1974, 1977, 1980) gab in seinen Bestimmungstabellen nur 32 Genera an, von denen, jedoch einige, wie *Paläosmia*, *Keriophyllides*, *Baltersbyia* usw. nur ausnahmsweise und meist nur schlecht entwickelt einen derartigen Bau zeigen. Eine Reihe anderer Genera, vor allen aus dem Perm zeigen eine Achsialstruktur, die den beiden vorliegenden Stöcken fehlt. Die einzige, entfernt ähnliche Gattung ist *Mictocystis* ETHERIDGE, 1908 (vgl. McLEAN, 1974), jedoch ist bei dieser der septale Bereich deutlich gegenüber dem zwischengelagerten Präsepimentarium durch eine Wand bzw. einer Blasen-Verdickung getrennt.

Zu diesen Unterschieden gegenüber anderen aphroiden Korallen, kommt das Alter, welches durch die in den gleichen Fundschichten auftretende Art *Cystomichelina biknia* FLÜGEL mit Perm festgelegt wird. Die Frage der Zuordnung des Genus ist derzeit nicht beantwortbar.

***Mictocystoides brevisseptatum* n.g. et n.sp.**

(Taf. 3, Fig. 5,6)

Holotypus: THIELE 1970, 64 TH, T 14/1, (Nr. 1 in Abb. 1).

Paratypus: 64 TH, T 14/2.

Locus typicus: Nördlich Chah Shirin.

Stratum typicum: Perm, vermutlich Mittelperm

Diagnose: Art des Genus *Mictocystoides* mit einem Corallitendurchmesser von bis 3 mm und einer Septenzahl um 12×2.

Beschreibung: Das aphroide Corallum hat eine Größe bis 14× 8×7 cm. Die durch ein Blasengewebe voneinander getrennten Coralliten besitzen eine Zentralabstand zwischen 3 und 6,5 mm. Die Kelche sind tief eingesenkt. Der Kelchboden ist eben. Der Durchmesser des septalen Bereiches der Coralliten schwankt zwischen 2,5 und 3 mm, die Septenzahl zwischen 11 und 12×2. Die S.1.O. sind teilweise etwas dicker und länger als die S.2.O.. Der septenlose Zentralraum hat einen Durchmesser zwischen 0,7 und 1,2 mm. Achsiale Elemente jeder Art fehlen. Die Böden sind horizontal oder leicht abwärts gewölbt. Ihre Zahl auf 1 mm beträgt 3 bis 5. Die Blasen zwischen den Coralliten sind unterschiedlich, teilweise längsgezogen, teilweise hoch, teilweise aufgetürmt.

Eine deutliche Grenze zwischen den Coralliten und der umgebenden Blasenzone ist nicht erkennbar, jedoch treten vereinzelt Coralliten auf, die von einem Ring deutlich größerer Blasen umgeben werden, der nach Außen abschnittsweise wandartig gegen das lonsdaloide Dissepimentarium begrenzt wird. Im Querschnitt werden die Interseptal-Räume durch ein bis drei Blasen- bzw. Tabulaeschnitte gequert.

Bemerkungen: Vergleiche diesbezügliche Diskussion bei Genus.

Genus: *Cystomichelinia* LIN, 1962

Cystomichelinia biknia FLÜGEL 1964

(Taf. 3, Fig. 8)

v. 1964 *Cystomichelinia biknia* n.sp. – FLÜGEL, S. 429, Taf. 34, Fig. 3,4.

v. 1970 *Michalinia* sp. – FLÜGEL in THIELE, S. 258.

Material: THIELE 1970, Fpkt.1, 64 TH, T 13/1, N Chah Shirin.

Beschreibung: Der Stock hatte eine Größe von 10x8x2 cm. Die polygonalen, meist 5 bis 6 seitigen Zellröhren erreichen einen Durchmesser bis zu 7 mm. Die Trennwände werden 0,2 bis 0,3 mm dick. Sie zei-

rkterisiert. Im Gegensatz dazu ist *Michelinia tenuisepta*, der Typus von *Michelinia* durch das Fehlen von Tabulae ausgezeichnet, wobei das Zell-Lumen vollständig mit Blasen erfüllt wird. Die vorliegende Form entspricht völlig der 1964 aus dem Ruteh Limestone des Elburz beschriebenen Art.

4. Biostratigraphie und Paläobiogeographie

Wie die Faunenzusammenstellung in Tabelle 1 zeigt, gehören sämtliche Elemente der „*Waagenophyllum*“-Fauna an. Sie ist charakteristisch für das Perm der Paläotethys. Bei den beschriebenen Formen handelt es sich durchwegs um Stockkorallen, wobei die Genera *Ipciphyllum* und *Pseudohuangia* dominieren. Dieser Faunencharakter entspricht dem der Ruteh-Kalke (FLÜGEL, 1964) bzw. der oberen Jamal-Formation Ostirans (FLÜGEL, 1972). Ähnliche zur Gänze aus Stockkorallen der *Waagenophyllum*-Provinz aufgebaute Faunen kennen wir aus dem Perm des Taurus (FLÜGEL, 1955), dem von Oman (BLENDINGER & FLÜGEL, 1990) und dem Irak (HUDSON, 1958). Soweit sich derzeit überblicken läßt, gehören sämtliche dieser Faunen zeitlich in das Mittelperm, vermutlich in die *Neoschwagerina*-Zone. Leider handelt es sich zumeist um Einzelfunde, was eine sichere Beurteilung erschwert. Dies gilt auch für die hier beschriebene-

Tabelle 1.
Korallen der Fundpunkte Nr. 1–3 auf Abb. 1.

Fundpunkt 1	64 THT 5 64 THT 7 64 THT 14/1,2 64 THT 13	<i>Chusenophyllum guichiense minor</i> n.ssp. <i>Parairanophylloides thielei</i> n.g. et n.sp. 64 <i>Mitocystoides brevisseptatum</i> n.g. et n.sp. <i>Cystomichelinia biknia</i> FLÜGEL, 1964
Fundpunkt 2	63 AH 16 64 TG 82 a/1 63 AH 18	<i>Ipciphyllum</i> cf. <i>fliegeli</i> (LANGE, 1925) <i>Ipciphyllum laosense</i> (PATTE, 1926) ? <i>Ipciphyllum tabasense</i> (MINATO & KATO, 1965)
Fundpunkt 3	72 TM 18, 18/1, 18/2, 25/1 72 TM 41/2,5,6 72 TM 25/2, 2a,3; 72 TM 11 72 TM 41/1,3 72 TM 41/4 72 TM 25a,b,c, 32/1,2, 41a, 37 H KA 12/1,2	<i>Heritschioides (H.) mahallatensis</i> n.sp. <i>Parawentzelella (Miyagiella) magna</i> n.sp. <i>Pseudohuangia counilloni</i> (MANSUY, 1912) <i>Ipciphyllum rudis</i> ZHAO & WU, 1986 <i>Ipciphyllum</i> sp. <i>Pseudohuangia</i> sp. (nicht beschrieben) <i>Pseudohuangia wengchengense</i> (HUANG, 1932)

gen eine hell oder dunkle Mittellinie, auf der die Kristalliten normal stehen. Im Querschliff ist die Zentralzone meist frei oder zeigt nur wenige Tabulaeschnitte, während peripher, deutlich ausgebildet, eine Blasenzone aus meist zwei, selten drei Blasen entwickelt ist, deren Breite 1 bis 1,5 mm beträgt. Im Längsschliff besteht die achsiale Zone aus mehr oder minder horizontalen Tabulae, wobei etwa 7 bis 8 auf 5 mm kommen. Die peripheren Blasen sind unterschiedlich groß. Septaldorne sind nicht mit Sicherheit zu erkennen. Wandporen treten sehr selten auf.

Bemerkungen: Das von LIN 1962 aufgestellte Genus *Cystomichelinia* wurde von HILL 1981 mit *Michelinia* vereinigt. Der Typus *Cystomichelinia multicystosa* (YOH, 1932) ist durch das Auftreten randlicher Blasen neben achsialen, mehr oder minder horizontalen, Tabulae cha-

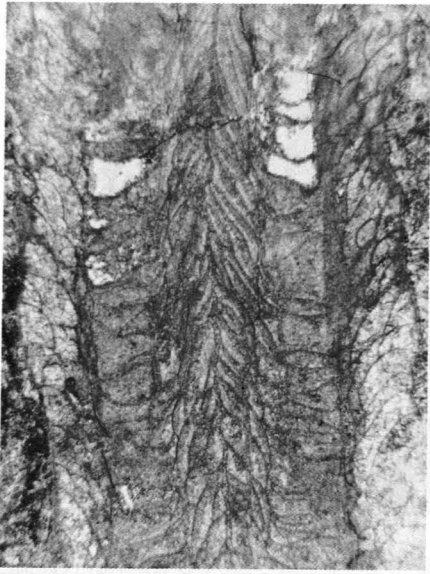
nen Korallen. Soweit es sich um bereits bekannte Formen handelt, wie *P. counilloni*, *P. wengchengense*, *I. laosense*, *I. tabasense* und *C. biknia* stammen sie aus der *Neoschwagerina*-Zone (*I. tabasense* wurde der *Parafusulinia*-Zone zugeordnet, stammt jedoch vermutlich aus der Oberen Jamal-Formation).

Dank

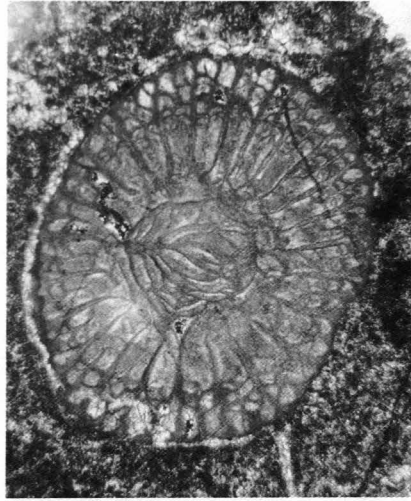
Ich möchte an erster Stelle Herrn Dr. O. THIELE, Wien, für die Möglichkeit danken, die beschriebene Fauna bearbeiten zu können. Mein Dank gilt ferner den Angestellten des Institutes für Geologie und Paläontologie, Frau A. KRIEGER und die Herren J. FRÜHWIRT und E. KOBER für Schreib-, Photo-, Zeichen- und Laborarbeiten. Die Bearbeitung erfolgte im Rahmen des Projektes P 7004 des FWF „Paläobiogeographie paläozoischer Korallen“.

Tafel 1

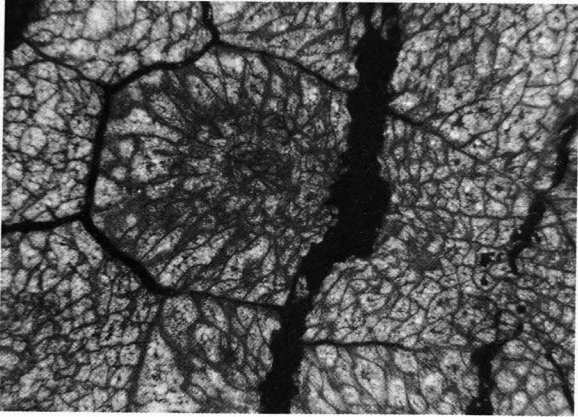
- Fig. 1: *Heritschioides (Heritschioides) mahallatensis* n.sp.
Holotypus, 72 TM 18/2, Längsschliff; 7×.
- Fig. 2: *Heritschioides (Heritschioides) mahallatensis* n.sp.
Holotypus, 72 TM 18/2, Querschliff; 7×.
- Fig. 3: *Parawentzelella (Miyagiella) magna* n.sp.
Holotypus, 72 TM 41/6, Querschliff; 3,5×.
- Fig. 4: *Parawentzelella (Miyagiella) magna* n.sp.
Holotypus 72 TM 41/6, Längsschliff; 7×.
- Fig. 5: *Pseudohuangia counilloni* (MANSUY, 1912).
72 TM, 11 Querschliff; 7×.
- Fig. 6: *Pseudohuangia wengchengense* (HUANG, 1932).
TH KA 12/1, Querschliff; 7×.



1



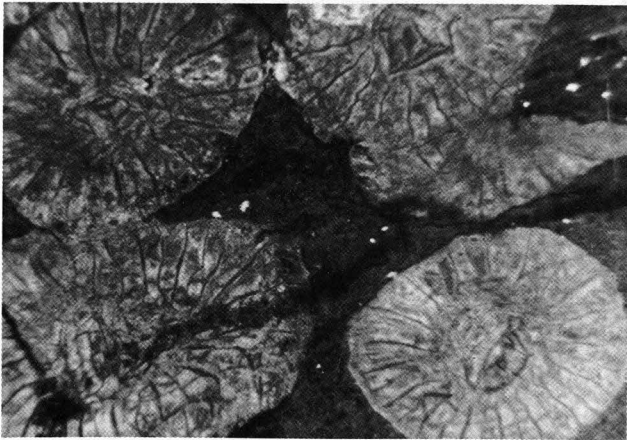
2



3



4



5

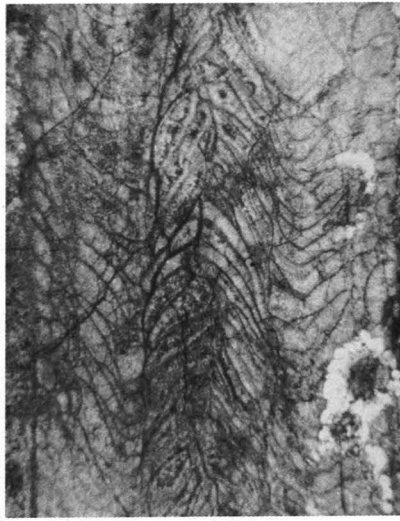


6

Fig. 5. *Scaphium* sp. (K. Karst, 1868).
Fig. 6. *Scaphium* sp. (K. Karst, 1868).
Fig. 7. *Scaphium* sp. (K. Karst, 1868).

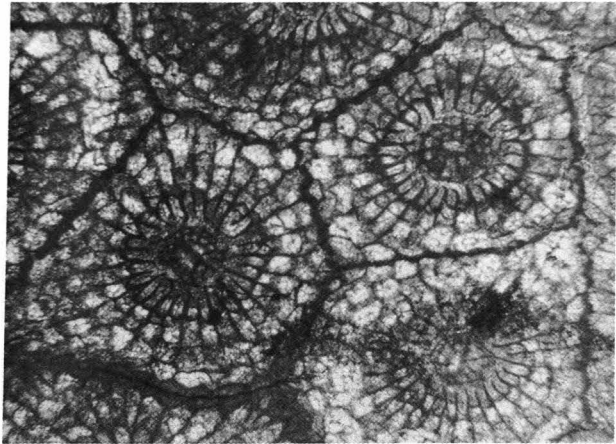
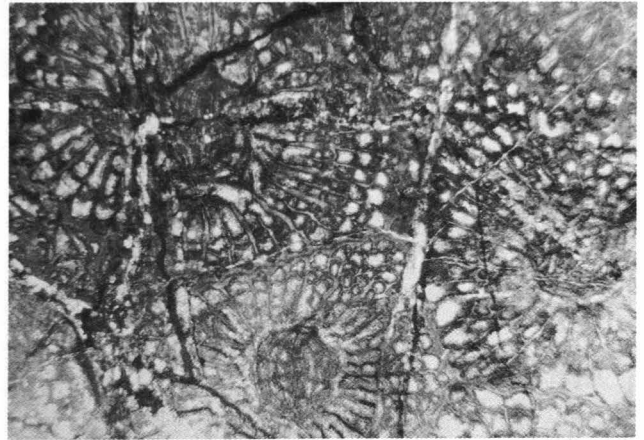
Tafel 2

- Fig. 1: *Pseudohuangia wengchengense* (HUANG, 1932).
TH KA 12/1, Längsschliff; 7x.
- Fig. 2: *Ipciphyllum* cf. *fliegeli* (LANGE, 1925).
63 AH 16; Querschliff; 3,5x.
- Fig. 3: *Ipciphyllum rudis* (ZHAO & WU, 1986).
72 TM 41/3, Querschliff; 7x.
- Fig. 4: *Ipciphyllum laosense* (PATTE, 1926)?
64 TG 82G/1, Querschliff; 7x.
- Fig. 5: *Ipciphyllum tabasense* (MINATO & KATO, 1965).
63 AH 18, Querschliff; 3,5x.
- Fig. 6: *Ipciphyllum* sp.
72 TM 41/4, Querschliff; 3,5x.

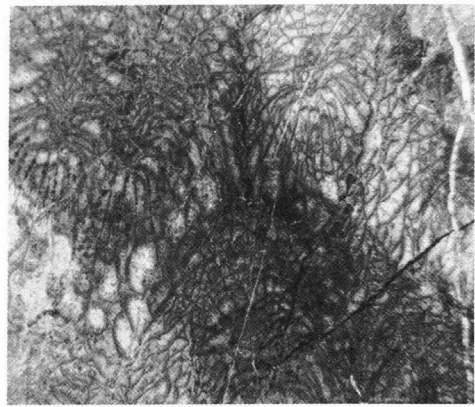


1

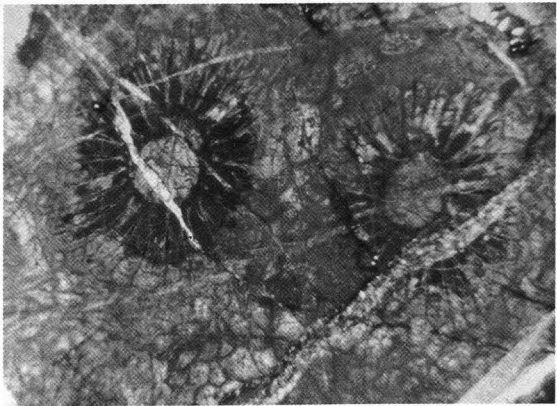
2



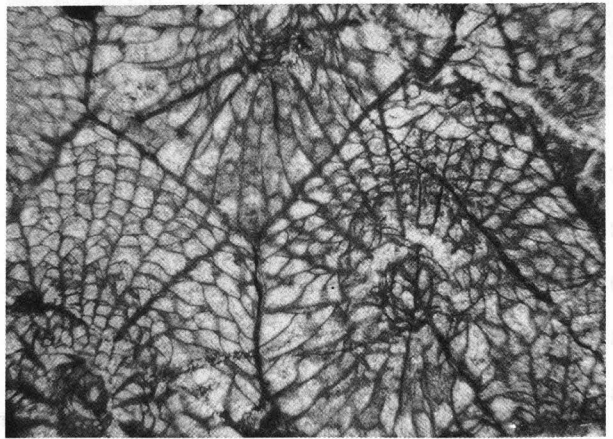
3



4



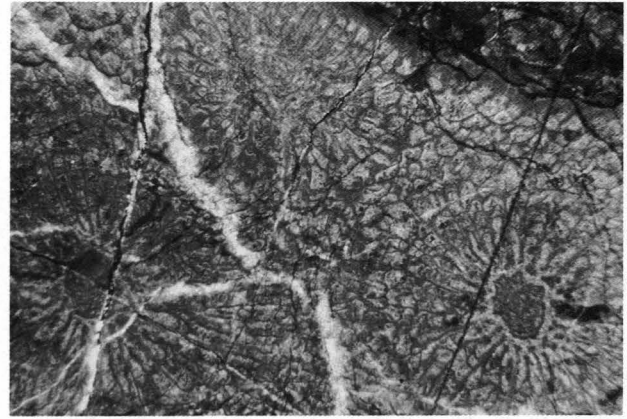
5



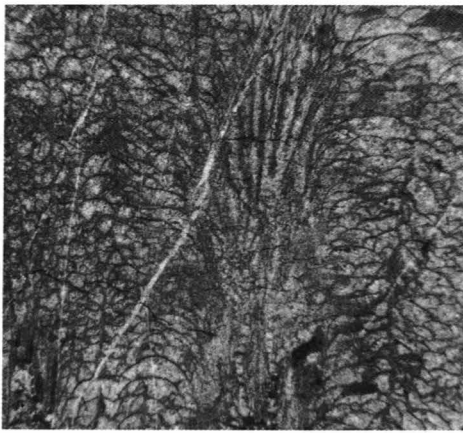
6

Tafel 3

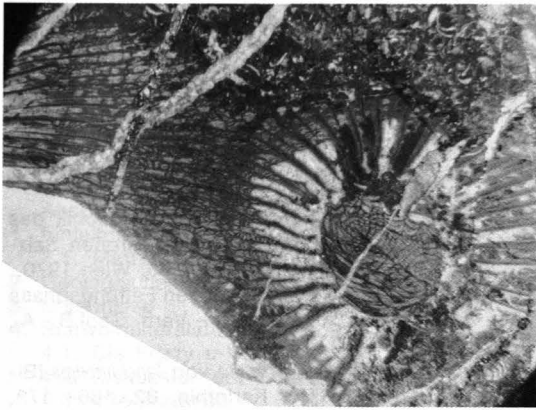
- Fig. 1: *Chusenophyllum guichiense minor n.ssp.*
Holotypus, 64 TH T 5, Längsschliff; 7x.
- Fig. 2: *Chusenophyllum guichiense minor n.ssp.*
Holotypus, 64 TH T 5, Querschliff; 7x.
- Fig. 3: *Parairanophylloides thielei n.g. et n.sp.*
Holotypus, 64 TH T 7, Längsschliff; 1,25x.
- Fig. 4: *Parairanophylloides thielei n.g. et n.sp.*
Holotypus, 64 TH T 7, Ausschnitt aus Fig. 15; 7x.
- Fig. 5: *Mictocystoides brevisseptatum n.g. et n.sp.*
Holotypus, 64 TH T 14/1, Querschliff schräg getroffen; 7x.
- Fig. 6: *Mictocystoides brevisseptatum n.g. et n.sp.*
Holotypus, 64 TH T 14/1, Querschliff; 7x.
- Fig. 7: *Mictocystoides brevisseptatum n.g. et n.sp.*
Paratypus, 64 TH T 14/2, Längsschliff; 7x.
- Fig. 8: *Cystomichelinia biknia* FLÜGEL, 1964.
64 TH T 13, Längsschliff getroffen; 7x.



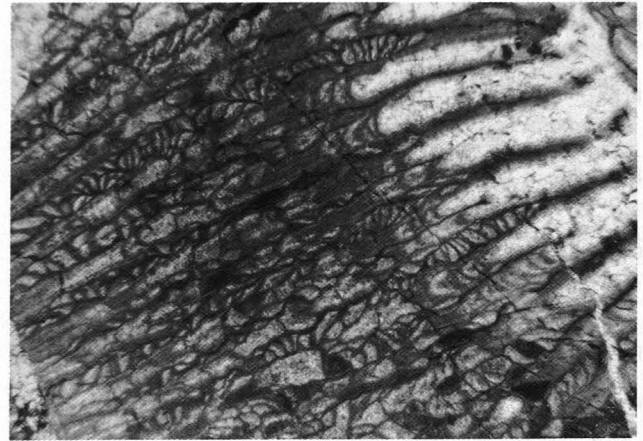
1



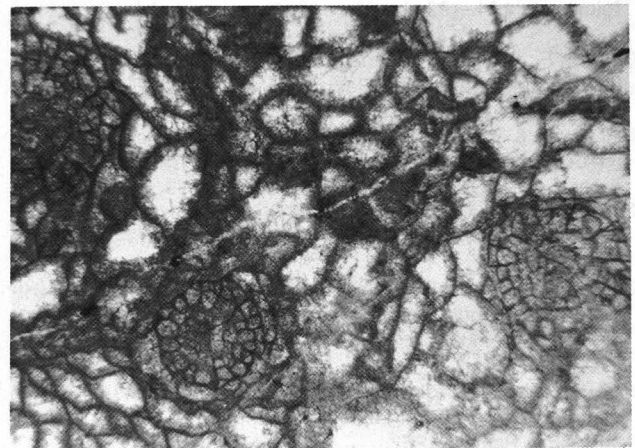
3



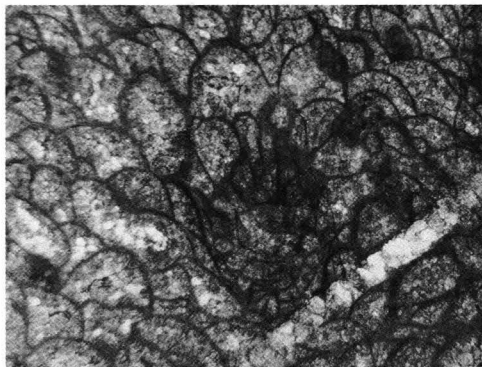
4



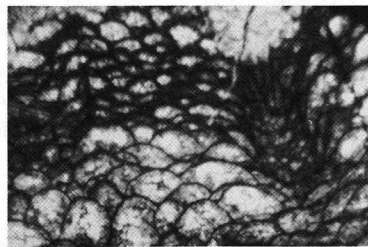
6



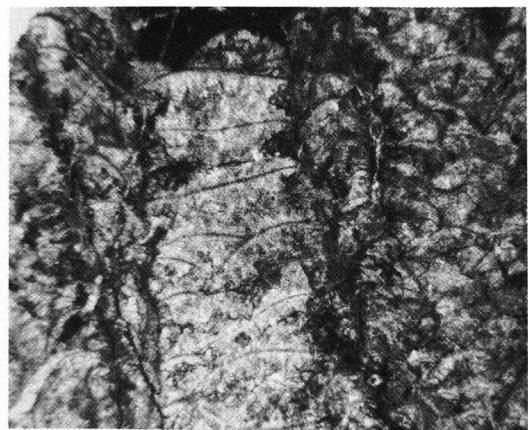
5



7



8



Literatur

- BLENDINGER, W. & FLÜGEL, H.W.: Permische Stockkorallen aus dem Hawasina-Becken, Oman. – *Facies*, **22**, 139–146, Erlangen 1990.
- COTTON, G.: *The Rugose Coral Genera*. – Elsevier, 1–353, Amsterdam 1973.
- COTTON, G.: *The Rugose Coral Genera, Supplement I*. – 3–44, Blakedown 1974.
- COTTON, G.: *The Rugose Coral Genera, Supplement II*. – 3–35, Blakedown 1977.
- COTTON, G.: *The Rugose Coral Genera, Supplement III*. – 3–52, Blakedown 1980.
- FLÜGEL, H.W.: Zur Paläontologie des anatolischen Paläozoikums IV. Permische Korallen aus dem südanatolischen Tauurus. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **101**, 293–318, Stuttgart 1955.
- FLÜGEL, H.W.: The geology of the Upper Djadjerud and Lar Valleys (N-Iran) II. Palaeontology Permian Corals from Ruteh Limestone. – *Riv. Ital. Paleont.*, **70**, 403–444, Milano 1964.
- FLÜGEL, H.W.: Die paläozoischen Korallenfaunen Ost-Irans, 2. Rugosa und Tabulata der Jamal-Formation (Darwasian ?, Perm). – *Jb. Geol. B.-A.*, **115**, 49–102, Wien 1972.
- FONTAINE, H.: Les Madréporaires paléozoïques du Viet-Nam, du Laos et du Cambodge: *Arch. Géol.*, **5**, 1–276, Viet-Nam 1961.
- GRÄF, W.: Permische Korallen aus dem Zagros-Gebirge, dem Elburz und aus Azerbeïdjan, Iran. – *Senck. leth.*, **45**, 381–432, Frankfurt 1964.
- HILL, D.: *Coelenterata. Part F. Supplement 1, Rugosa and Tabulata*, 1–762, Boulder 1981.
- HUANG, T.K.: Permian Corals of Southern China. – *Palaeontologia Sinica*, **8**, (2), 16 Taf., Peking 1932.
- HUDSON, R.G.: Permian Corals from Northern Iraq. – *Palaeontology*, **1**, 174–192, London 1958.
- KAHLER, F.: Bemerkenswerte Fusuliniden-Funde im ostmediterranen und iranischen Raum. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1977**, 199–216, Stuttgart 1977.
- KAHLER, F. & KAHLER, G.: Fusuliniden (Foraminifera) aus dem Karbon und Perm von Westanatolien und dem Iran. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **70**, 187–269, Wien 1979.
- KACHANOV, Y.I.: A Permian Coral (Waagenophyllidae) from the Koryak Highlands. – *Paleont. Jour.*, **18**, 83–95, Silver Spring 1984.
- KATO, M. & GUPTA, V.J.: Late Palaeozoic Corals from the Himalayas. – *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. (4)*, **22**, 399–424, Hokkaido 1989.
- LIN, B.: Tabulata from the Lower Permian deposits of the southern parts of China. – *Acta Palaeontol. Sinica*, **10** (2), 206–227, Peking 1962.
- LIN, B. et. al.: Paleontological Atlas of South China, **2**, Anthozoa, 109–270, Peking 1977.
- LIN, B.: Les Strates du Permien inférieur et la faune corallienne de part et d'autre du Yarlung Zangbo dans la région centre-sud du Tibet. – In: J. MERCIÉ & LI GAENJEN: *Mission Franco-Chinoise au Tibet*, 1980, 77–107 CNRS Paris 1984.
- MCLEAN, R.A.: Chonophyllinid corals from the Silurian of New South Wales. – *Palaeontology*, **17**, 655–668, London 1974.
- MANSUY, H.: Etude géologique du Yunnan oriental, 2e partie, Paléontologie. – *Serv. Géol. Indochine, Mém.*, **1(2)**, 1–146, Saigon 1912.
- MINATO, M. & KATO, M.: Waagenophyllidae. – *Hokkaido Univ.*, **12**, 1–241, Sapporo 1965.
- PATTE, E.: Etudes paléontologiques relatives à la géologie de l'Est du Tonkin (Paléozoïque et Trias). – *Serv. Géol. Indochine, Bull.*, **15(1)**, 1–204, Saigon 1926.
- THIELE, O., ALAVI, M., ASSEFI, R., HUSHMAND-ZADEH, A., SEYED-EMAMI, K. & ZAHEDI, M.: Explanatory text of the Golpaygan Quadrangle Map 1 : 25 000. – Survey Iran, Geol. Quadrangle E7, 1–24, Teheran 1968.
- THIELE, O.: Zur Petrographie, Stratigraphie und Tektonik des Gebietes Chah Shirin – Sahal im Norden der Großen Salzüste (Iran). – *Jb. Geol. B.-A.*, **113**, 247–265, Wien 1970.
- THIELE, O.: Der Nachweis einer intrapermischen Faltungsphase im westlichen Zentral-Iran (Golpaygan). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, 489–498, Wien 1973.
- THIELE, O. & TICHY, G.: Über das Auftreten von *Tanchintongia* (Bivalvia) im Perm des Iran. – *Der Karinthin*, **82**, 166–173, Salzburg 1980.
- TSENG, T.C.: Two new genera of Permian Corals. – *Paleont. Novitates*, **3**, 1–6, Nanking 1948.
- TSENG, T.C.: Note on the *Liangshanophyllum*, a new Subgenus of *Waagenophyllum* from Permian of China. – *Bull. Geol. Soc. China*, **29**, 97–104, 1949.
- WANG, Y.H., WANG, L.L., WANG, J.H., ZHU, Z.G., LIN, G.W., ZHANG, L.X. & QIAN, Q.: Paleontological Atlas of East China 2. Late Paleozoic. – Geol. Publ. House, 455 S., Peking 1982.
- WU, W.-S.: Upper Permian Corals from Liangshan, S Shensi. – *Acta Palaeont. Sinica*, **5**, 325–342, Peking 1957.
- ZHAO, J. & WU, W.-S.: Upper Palaeozoic corals from Xaninza, Xizang. – *Bull. Navijing Inst., Acad. Sinica*, **10**, 169–194, Nanjing 1986.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. Juli 1990.

Schwermineraluntersuchungen an miozänen Sedimenten im Umfeld der Mittelsteirischen Schwelle (Steirisches Becken, Österreich)

Von J. GEORG FRIEBE*)

Mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreichische Karte 1 : 50000
Blätter 190, 207, 208

*Steiermark
Miozän
Schwermineraluntersuchungen
Statistik*

Inhalt

Zusammenfassung	537
Abstract	537
1. Einleitung	537
1.1. Methodik	538
2. Geologischer Rahmen	538
3. Ergebnisse	539
4. Schwermineralstatistik	540
4.1. Die Fuzzy c-Means Cluster Analyse	541
4.2. Diskussion der Ergebnisse	543
4.3. Interpretation	544
5. Liefergebiete	544
6. Vergleiche mit anderen Ablagerungen	544
6.1. Rezente Flußsedimente	544
6.2. Eibiswalder Schichten (Karpatum)	544
6.3. „Florianer Schichten“	544
6.4. Eckwirtschotter (Teilbecken von Thal, Oberes Badenium)	544
7. Schlußfolgerungen	545
Dank	546
Literatur	546

Zusammenfassung

Im Anschluß an eine Hebung des Hinterlandes im obersten Karpatum wird über ein Braid-Delta-System frisches Sediment mit Granat-dominierten Schwermineralspektren ins Südweststeirische Teilbecken eingebracht. Die Granat-Vormacht hält im Unteren und Mittleren Badenium an.

Im Oberen Badenium ist ein Wechsel zu Resistentmineralreichen Assoziationen eines stark verwitterten Hinterlandes zu verzeichnen.

Ein Granat-Epidot/Zoisit-Mischglied ist untergeordnet vertreten. Die Ablagerungen des Badenium im Umfeld der Mittelsteirischen Schwelle repräsentieren einen Schwermineralzyklus sensu STATTEGGER (1989) und spiegeln die Geschichte des Hinterlandes wider.

Heavy Mineral Analysis of Miocene Sediments in the Vicinity of the Mittelsteirische Schwelle (Styrian Basin, Austria)

Abstract

Following an uplift of the hinterland in the latest Karpatian "fresh" sediment with garnet-dominated heavy mineral associations is transported into the southwestern part of the Sty-

rian Basin. The predominance of garnet prevails during the Lower and Middle Badenian.

In the Upper Badenian a shift towards spectra enriched in epidote and stable minerals (rutile, tourmalin and zirkon) derived from a weathered hinterland occurs. A garnet-epidote mixing stage is of minor importance.

The sediments of the Badenian in the vicinity of the Mittelsteirische Schwelle represent a heavy mineral cycle sensu STATTEGGER (1989) and thus reflect the uplift and weathering of the hinterland.

1. Einleitung

Unter der Voraussetzung, daß diagenetische Veränderungen der Spektren eine nur untergeordnete Rolle spielen (PETTIJOHN, 1941), spiegeln Schwerminerale einerseits die Lithologie des Liefergebietes, andererseits tektonische Prozesse im Hinterland und im Sedimentationsbecken wider (VAN ANDEL, 1959; HUBERT, 1962; MORTON, 1985):

In Becken mit hoher Sedimentationsrate und bei aktiver Erosion im Alimentationsgebiet (starkes Relief nach tektonischer Heraushebung) reflektieren die Spektren den ursprünglichen Schwermineralbestand der erodierten Gesteine. Starke Verwitterung und langer Transportweg infolge eines flachen Reliefs modifizieren die Spektren.

*) Anschrift des Autors: Dr. J. GEORG FRIEBE, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

Im Steirischen Becken zeigen die Schwermineralverteilungen eine zyklische Entwicklung. Auf ein basales Granat-Event folgt eine Granat-Epidot-Mischphase. Epidot-dominierte Assoziationen beenden einen Zyklus (NEBERT, 1983a).

Diese Zyklen, die nicht an stratigraphische Grenzen gebunden sind, reflektieren den schrittweisen Aufstieg des metamorphen Hinterlandes mit nachfolgender Erosion. Granat-Events indizieren hohe Reliefenergie als Folge tektonischer Bewegungen: Frische Metamorphite werden erodiert. Stabile tektonische Verhältnisse ermöglichen intensive Verwitterung des Hinterlandes in einem warmen, humiden Klima, welche Epidot gegenüber Granat anreichert (STATTEGGER, 1989).

Hinweise auf diese Zyklizität in den Siliziklastika des Badenium (mittleres Miozän) im Umfeld der Mittelsteirischen Schwelle zu erarbeiten, ist Ziel dieser Studie.

1.1. Methodik

Es wurden die Schwermineralassoziationen von insgesamt 94 Proben untersucht.

Von jeder Probe wurden die Fraktionen 63 bis 125 Mikron und 125 bis 355 Mikron (im Folgenden als Feinfraktion und Grobfraktion bezeichnet) mittels Naßsiebung gewonnen. Die Proben wurden zuvor mit Wasserstoffperoxid dispergiert.

Die Abtrennung der Schwerminerale in den beiden Fraktionen erfolgte gravitativ mit Natriumpolywolframat bzw. Tetrabrommethan nach den gängigen Verfahren (BOENIGK, 1983; NEY, 1986).

Von den getrockneten und gewogenen Schwerfraktionen wurden Streupräparate mit „MOUNTEX“ als Ein-

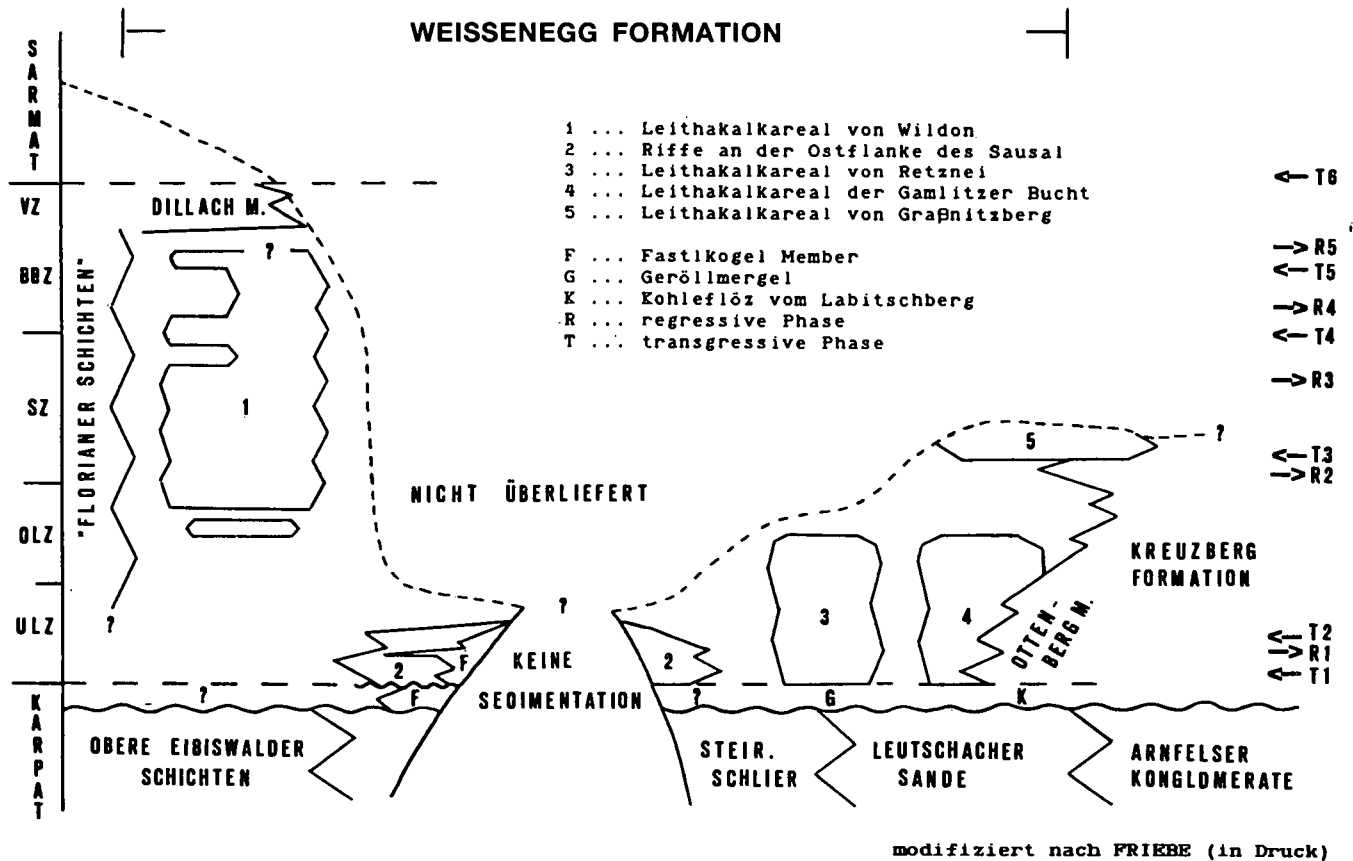
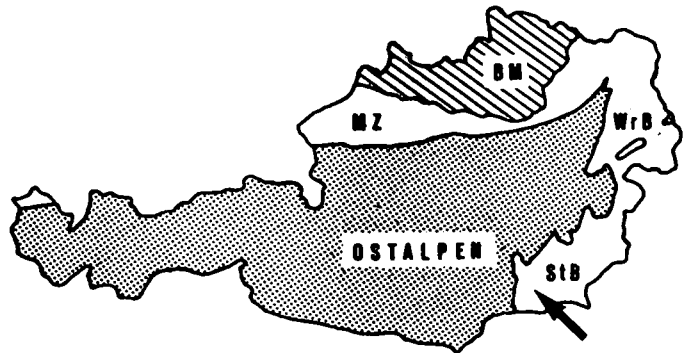
bettungsmittel angefertigt. Pro Präparat der Feinfraktion wurden 500 durchsichtige Körner, pro Präparat der Grobfraktion 250 durchsichtige Körner (in Ausnahmefällen auch darunter) und der Opakanteil ausgezählt und in Kornprozentwerte der einzelnen Minerale umgerechnet.

Bei der Ermittlung repräsentativer Durchschnittswerte für die Kornprozentanteile der Schwerminerale einer Probe dienen die Gewichtsanteile der beiden Korngrößenfraktionen als Gewichtungsfaktoren.

Die statistische Auswertung berücksichtigte das Gesamtspektrum und die Feinfraktion. Die Grobfraktion wurde zu Vergleichen herangezogen.

2. Geologischer Rahmen

Das Steirische Tertiärbecken bildet eine westliche Randbucht des Pannonischen Beckens, von dem es durch die Südburgenländische Schwelle getrennt ist.



modifiziert nach FRIEBE (in Druck)

Abb. 1. Lage des Arbeitsgebietes (a) und lithostratigraphische Gliederung der Sedimente im Umfeld der Mittelsteirischen Schwelle (b).

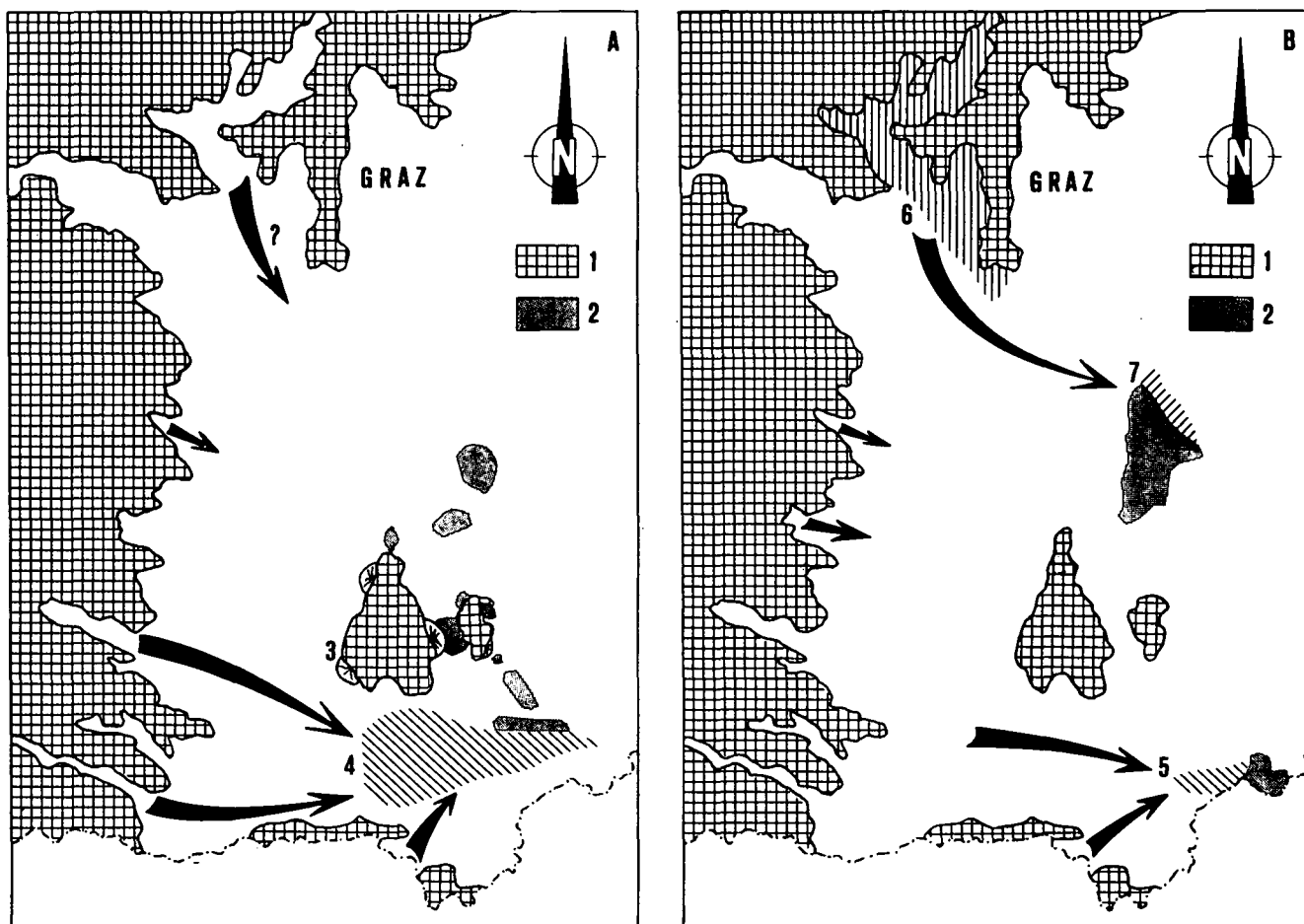


Abb. 2.
Skizzen zur Paläogeographie der West-Steiermark im Badenium.
A = Unteres Badenium; B = Mittleres und Oberes Badenium.

1 = prätertiäres Grundgebirge; 2 = Leithakalk; 3 = lokale Fan-Deltas aus dem Sausal (oberstes Karpatium, Untere Lagenidenzone); 4 = subaquatischer Teil des Kreuzberg Braid-Deltas (Lagenidenzone); 5 = Progradatation der Kreuzberg-Schüttung zu Beginn der Sandschalerzone; 6 = Fluviale Ablagerungen des Oberen Badenium (Eckwirt-Schotter); 7 = Progradatation der Deltasedimentation des Dillach-Members in der Verarmungszone;
→ = terrigener Input.

Eine Küstenlinie in der Florianer Bucht kann nach derzeitigem Kenntnisstand nicht angegeben werden.

Seine Genese wird durch „Pull-Apart“-Prozesse (FLÜGEL, 1988) und Schollenrotation in Zusammenhang mit einem „Continental Escape“ (Ausquetschung bzw. Abgleiten eines Krustenkeiles vom aufsteigenden Penninikum der Hohen Tauern nach Osten; NEUBAUER & GENSER, 1990) erklärt. Diese Prozesse führten zu einer Gliederung in Teilbecken, die durch Hochzonen getrennt sind.

Die Mittelsteirische Schwelle unterteilt das Steirische Becken in ein Weststeirisches und ein Oststeirisches Becken, wobei letzteres wiederum in kleinere Teilbecken zerfällt (KOLLMANN, 1965). Sie ist im Badenium durch Leithakalk-Sedimentation [Korallenrasen, Corallinaceen- (Rhodolithen und Algen-Schutt) und seltener Bryozoen-Kalke] gekennzeichnet, während in den tieferen Beckenteilen klastische Sedimente zur Ablagerung gelangen. Siliziklastika und Leithakalk werden als Weißenegg-Formation zusammengefaßt (Abb. 1; FRIEBE, 1990a), die flachmarinen Siliziklastika des Weststeirischen Beckens werden als „Florianer Schichten“ bezeichnet (KOLLMANN, 1965).

Sediment wird während der Lagenidenzone (Unteres Badenium) durch einen Braid-Delta-Komplex im Südweststeirischen Teilbecken (Kreuzberg-Formation) und durch lokale Schuttfächer aus dem Sausal-Paläozoi-

kum als Teil der Mittelsteirischen Schwelle (Fastkogel-Member), in der Buliminen-Bolivinen-Zone und Verarmungszone (Oberes Badenium) durch ein von NW progradierendes (Braid-)Delta (Eckwirt-Schotter, RIEPLER, 1988, und Dillach-Member, FRIEBE, 1990a) eingebracht (Abb. 2).

3. Ergebnisse

Im Arbeitsgebiet können drei Grundtypen von Schwermineralspektren unterschieden werden (vgl. Tab. 1):

- 1) „Granat“-Spektrum
Granat dominiert mit meist mehr als 80 Korn-%. Alle übrigen Minerale sind nur untergeordnet vertreten. Bisweilen tritt Epidot/Zoisit etwas stärker hervor.
Dieser Typus kommt im gesamten Arbeitsgebiet vor.
- 2) „Granat-Epidot/Zoisit“-Spektrum
Epidot/Zoisit ist auf Kosten des Granat angereichert, alle übrigen Minerale (mit Ausnahme des Disthenen) sind selten. Der Anteil an Epidot/Zoisit liegt

Tabelle 1.
Mittels Fuzzy c-Means Cluster Analyse errechnete Endglieder.

	GRAN	EPID	TURM	RUTI	ZIRK	REST	SM-%	OPAK
Gesamtprobe; m = 1,5								
„Granat“	86,3	6,3	2,0	1,4	0,2	3,8	10,2	4,3
„Granat-Epidot/Zoisit“	63,3	15,1	4,2	3,6	0,7	12,7	3,4	10,0
„Stabil-Epidot/Zoisit“	17,4	29,0	15,6	18,0	1,7	18,3	2,3	6,0
Gesamtprobe; m = 2,5								
„Granat“	86,4	6,0	2,0	1,5	0,2	3,8	8,8	4,4
„Granat-Epidot/Zoisit“	70,9	12,8	3,5	2,7	0,5	9,5	6,1	8,0
„Stabil-Epidot/Zoisit“	17,7	27,8	16,3	19,7	1,6	16,9	2,2	6,0
Gesamtprobe; m = 5,0								
„Granat“	84,2	6,9	2,3	1,8	0,3	4,7	8,2	4,9
„Granat-Epidot/Zoisit“	78,4	9,5	2,9	2,1	0,3	6,6	8,0	6,0
„Stabil-Epidot/Zoisit“	20,4	27,2	15,3	19,3	1,5	16,3	2,3	5,9
Gesamtprobe; m = 2,5; ohne SM-%; ohne Opakanteil								
„Granat“	86,6	6,1	2,0	1,5	0,2	3,7		
„Granat-Epidot/Zoisit“	61,9	16,9	4,6	3,7	0,7	12,1		
„Stabil-Epidot/Zoisit“	15,2	27,9	17,2	20,7	1,6	11,9		
Gesamtprobe; m = 2,5; ohne Granat; ohne SM-%; ohne Opakanteil								
„Granat“		5,7	2,2	1,6	0,2	4,2		
„Granat-Epidot/Zoisit“		16,8	3,2	2,4	0,5	9,4		
„Stabil-Epidot/Zoisit“		27,7	16,2	19,8	1,5	16,4		
Feinfraktion; m = 2,5								
„Granat“	83,8	7,0	1,3	2,8	0,4	4,6	8,9	5,3
„Granat-Epidot/Zoisit“	61,8	21,7	2,2	3,7	0,8	9,7	8,6	8,3
„Stabil-Epidot/Zoisit“	17,2	25,0	9,6	28,2	3,7	16,3	3,4	6,3
Feinfraktion; m = 2,5; ohne SM-%; ohne Opakanteil								
„Granat“	84,0	7,1	1,3	2,6	0,4	4,8		
„Granat-Epidot/Zoisit“	55,8	26,1	2,3	4,1	0,9	10,8		
„Stabil-Epidot/Zoisit“	13,8	24,8	10,3	30,2	3,8	17,0		
Feinfraktion; m = 2,5; ohne Granat; ohne SM-%; ohne Opakanteil								
„Granat“		7,2	1,5	2,8	0,5	5,2		
„Granat-Epidot/Zoisit“		33,7	1,9	2,8	0,6	8,6		
„Stabil-Epidot/Zoisit“		27,3	9,6	28,9	3,7	15,9		

zwischen 15 und 30 Korn-% und kann im Extremfall ca. 40 Korn-% erreichen.

Dieser Typus tritt bevorzugt in den Ablagerungen des Südweststeirischen Teilbeckens auf.

3) „Stabil“-Spektrum

Rutil und Turmalin (und zu einem geringeren Teil auch Zirkon) sind angereichert und machen jeweils zwischen 10 und 20 Korn-% des Gesamtspektrums aus. Der Gehalt an Epidot/Zoisit liegt ebenfalls um 20 Korn-%. Granat tritt stark zurück.

Dieser Typus ist auf die Ablagerungen des Oberen Badenium (Dillach-Member) beschränkt.

Amphibole kommen in nur wenigen Proben in geringen Prozentsätzen vor.

In allen drei Grundtypen ist der Opakanteil gering, während der Anteil der Schwerfraktion stärkeren Schwankungen unterworfen ist (zwischen <1 Gew.-% bei Turmalin-Rutil-Zirkon-Vormacht und >30 Gew.-% bei Granat-Vormacht).

„Stabil“-Spektren sind durch ein gehäuftes Auftreten von Eisenhydroxiden charakterisiert, welches für die weiterführenden Untersuchungen unbeachtet blieb.

Die Schwermineralassoziationen von Tuffiten lassen sich in keine dieser Gruppen einordnen. Sie sind leicht durch einen hohen Anteil an idiomorphen Biotit-Kristallen erkennbar (vgl. WEAVER, 1963). Biotit wurde, da er quantitativ kaum erfassbar ist, für die statistische Auswertung nicht berücksichtigt.

Im Arbeitsgebiet wurden zwei Typen von Tuffiten beobachtet:

- 1) Im Tuffit vom Urkogel (HAUSER, 1953) dominieren Hornblenden (ca. 65 Korn-%). Granat (ca. 31 Korn-%) weist auf eine Durchmischung mit „Background-Sediment“ hin. Andere Minerale sind selten. Die Hornblenden zeigen keinerlei Ätzungserscheinungen, sodaß intrastratale Lösung (PETTIJOHN, 1941; MORTON, 1985) (auch für die übrigen Proben) weitgehend ausgeschlossen werden kann.
- 2) Tuffitische Lagen im Steinbruch Retznei (FRIEBE, 1990a) zeigen einen erhöhten Gehalt an Apatit (bis zu 60 Korn-%) und Titanit, sowie Zirkon in idiomorphen Kristallen. Auch sie sind zu einem unterschiedlichen Grad mit „Background-Sediment“ vermischt (bis zu 74 Korn-% Granat in stark kontaminierten Proben).

4. Schwermineralstatistik

Seit der klassischen Arbeit von IMBRIE & VAN ANDEL (1964) werden Methoden der multivariaten Statistik zur Interpretation von Schwermineraldaten angewandt (STATTEGGER, 1986, 1987).

Um etwaige Trends (Variationen in Raum und Zeit) in der Schwermineralverteilung zu erfassen, wurden die

Rohdaten einer Fuzzy c-Means Cluster Analyse (FULL, EHRLICH & BEZDEK, 1982; BEZDEK, EHRLICH & FULL, 1984; MORTON & STATTEGGER, in Vorb.) unterzogen.

4.1. Die Fuzzy c-Means Cluster Analyse

Cluster-Analysen haben zum Ziel, einen Datensatz anhand mehrerer Proben gemeinsamer Merkmale in Gruppen zu unterteilen. Eine Probe kann dabei nur einer Gruppe angehören, die Summe aller Cluster ergibt den ursprünglichen Datensatz („harte“ Aufteilung).

Herkömmliche Cluster-Analysen dieser Art können „Ausreißer“ nicht erkennen und nehmen eine von der jeweiligen Methode abhängige „willkürliche“ Probenzuordnung vor. Offensichtliche „Ausreißer“ müssen vor der Analyse aus dem Datensatz entfernt werden, versteckte „Ausreißer“ verfälschen das Ergebnis.

Die Fuzzy c-Means Cluster Analyse, in den o.a. Arbeiten ausführlich beschrieben, definiert geometrisch betrachtet hypothetische Cluster-Zentren in den Bereichen größerer Proben-dichte des mehrdimensionalen Probenraumes. Die einzelnen Proben werden nicht mehr streng einer Gruppe zugeordnet, sondern mit jedem Cluster-Zentrum verglichen.

Die Ähnlichkeit mit den Cluster-Zentren (= Grad der Zugehörigkeit der Probe zu den jeweiligen Clustern) wird durch eine Zugehörigkeits-Funktion angegeben. Diese nimmt Werte zwischen 0 und 1 an, wobei höhere Werte eine größere Ähnlichkeit mit dem Cluster-Zentrum signalisieren („weiche“ Aufteilung). Die Summe aller Zugehörigkeiten für eine Probe beträgt 1. „Ausreißer“ zeigen eine geringe Zugehörigkeit zu allen Clu-

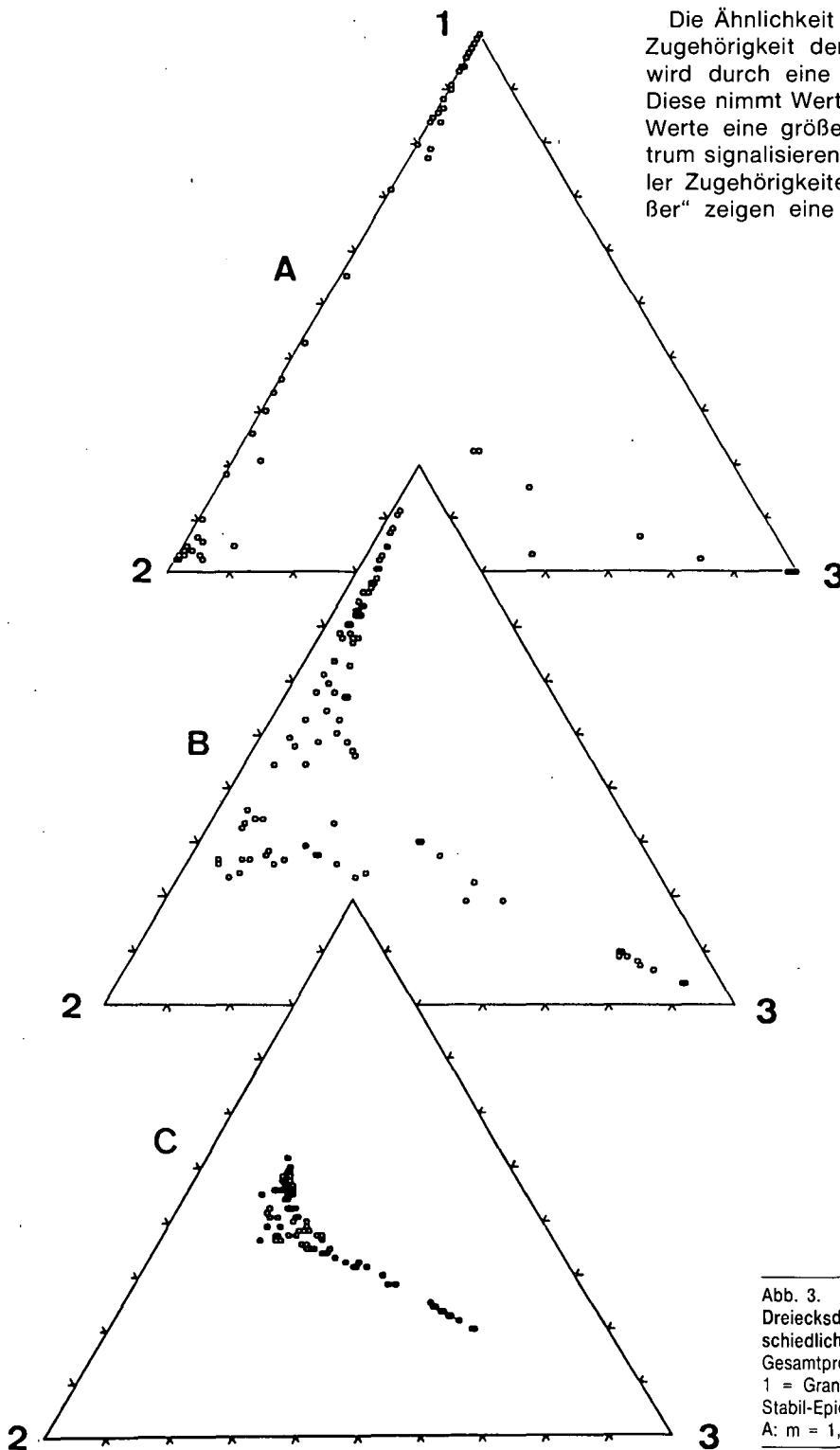


Abb. 3. Dreiecksdarstellung der Zugehörigkeits-Funktionen für unterschiedliche Gewichtungs-Faktoren. Gesamtprobe (vgl. Tab. 1). 1 = Granat-Endglied; 2 = Granat-Epidot/Zoisit-Endglied; 3 = Stabil-Epidot/Zoisit-Endglied. A: $m = 1,5$; B: $m = 2,5$; C: $m = 5,0$.

ster-Zentren. Die „harte“ Aufteilung kann als Sonderfall dieser Methode (Zugehörigkeits-Funktion = 1) angesehen werden.

Der Grad der „Härte“ der Aufteilung kann durch einen Gewichtungsfaktor m ($1 \leq m < \infty$) variiert werden. $m = 1$ hat eine „harte“ Aufteilung (Zugehörigkeit einer Probe ausschließlich zu einem Cluster) zur Folge. Mit zunehmendem m wird die Aufteilung „weicher“. Ein zu hoher Gewichtungsfaktor hat Cluster-Zentren zur Folge, die nur noch geringe Ähnlichkeiten mit den Daten aufweisen. Die Trennung wird diffus und ist kaum mehr

interpretierbar. Ein optimaler Wert für m kann nicht angegeben werden und muß für jeden Datensatz empirisch festgelegt werden.

In der Praxis haben sich Werte zwischen 1,5 und 3,0 bewährt. Für die vorliegenden Daten wurde $m = 1,5$ (rel. „harte“ Trennung) und $m = 2,5$ („weiche“ Trennung) gewählt (Abb. 3, Tab. 1).

Die Zahl der zu erstellenden Cluster kann ebenfalls frei gewählt werden. Bei drei Clustern kann die Zugehörigkeit zu den einzelnen Endgliedern im Dreiecksdiagramm graphisch dargestellt werden. Mehr als 5 Cluster liefern meist eine geologisch nicht mehr sinnvoll interpretierbare Aufspaltung.

Für die vorliegenden Daten wurden 2 bis 5 Cluster errechnet. Durch die Zusammenfassung von 2 mal 2 bzw. 3 Zugehörigkeits-Funktionen können auch 5 Cluster im Dreiecksdiagramm dargestellt werden, was in einigen Fällen eine bessere Unterscheidung der einzelnen Sedimentationseinheiten ermöglichte.

Im Zuge der Analyse zeigte sich, daß der Gewichts-% Anteil an Schwermineralen einer Probe zu stark in das Ergebnis einfließt. Ebenso sind weitere Unterteilungen allein aufgrund des Granat-Gehaltes, der geringe Variationen der übrigen Minerale überdeckt, wenig sinnvoll. Daher wurden diese Parameter bei neuerlichen Berechnungen nicht mehr berücksichtigt.

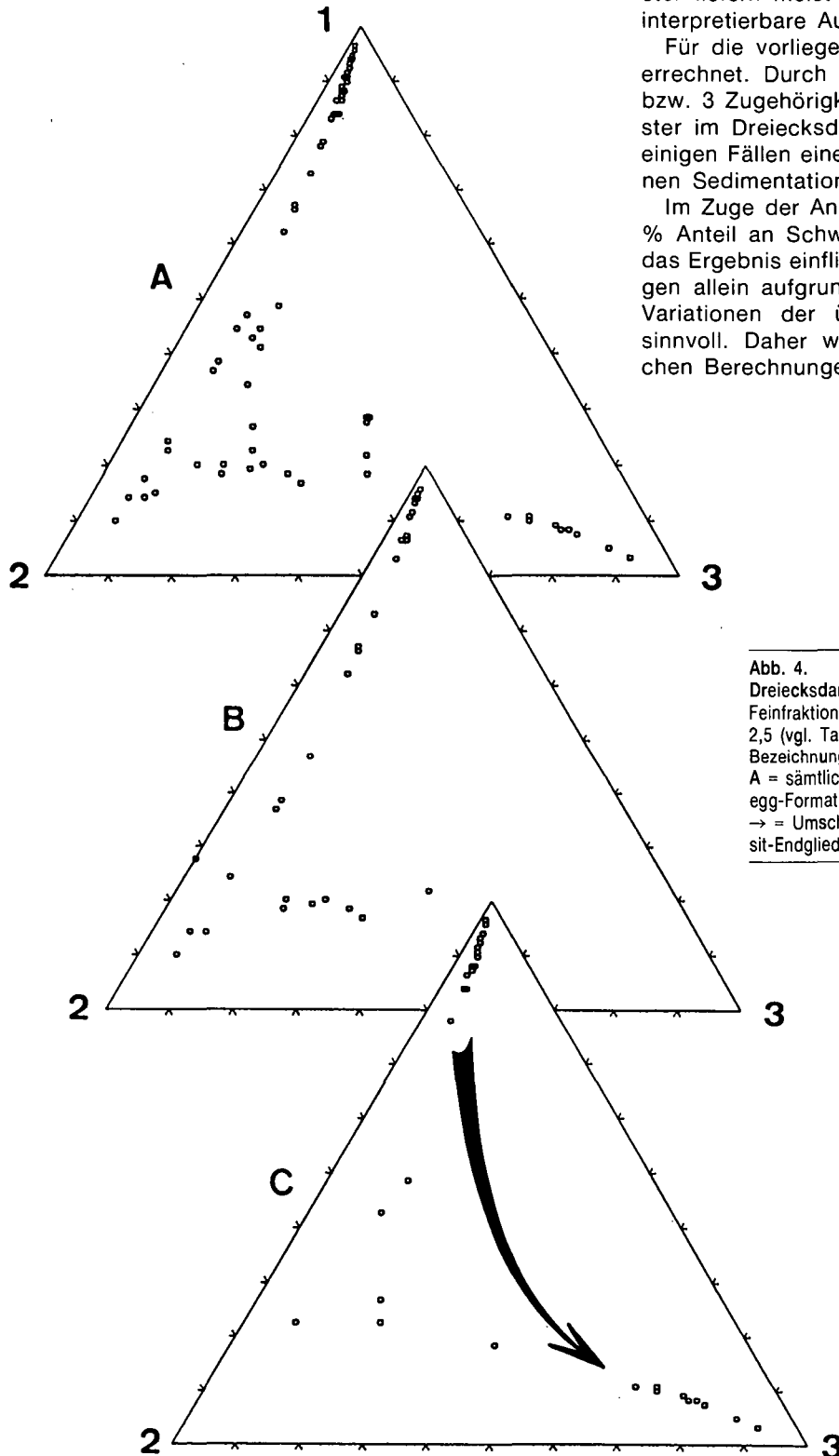
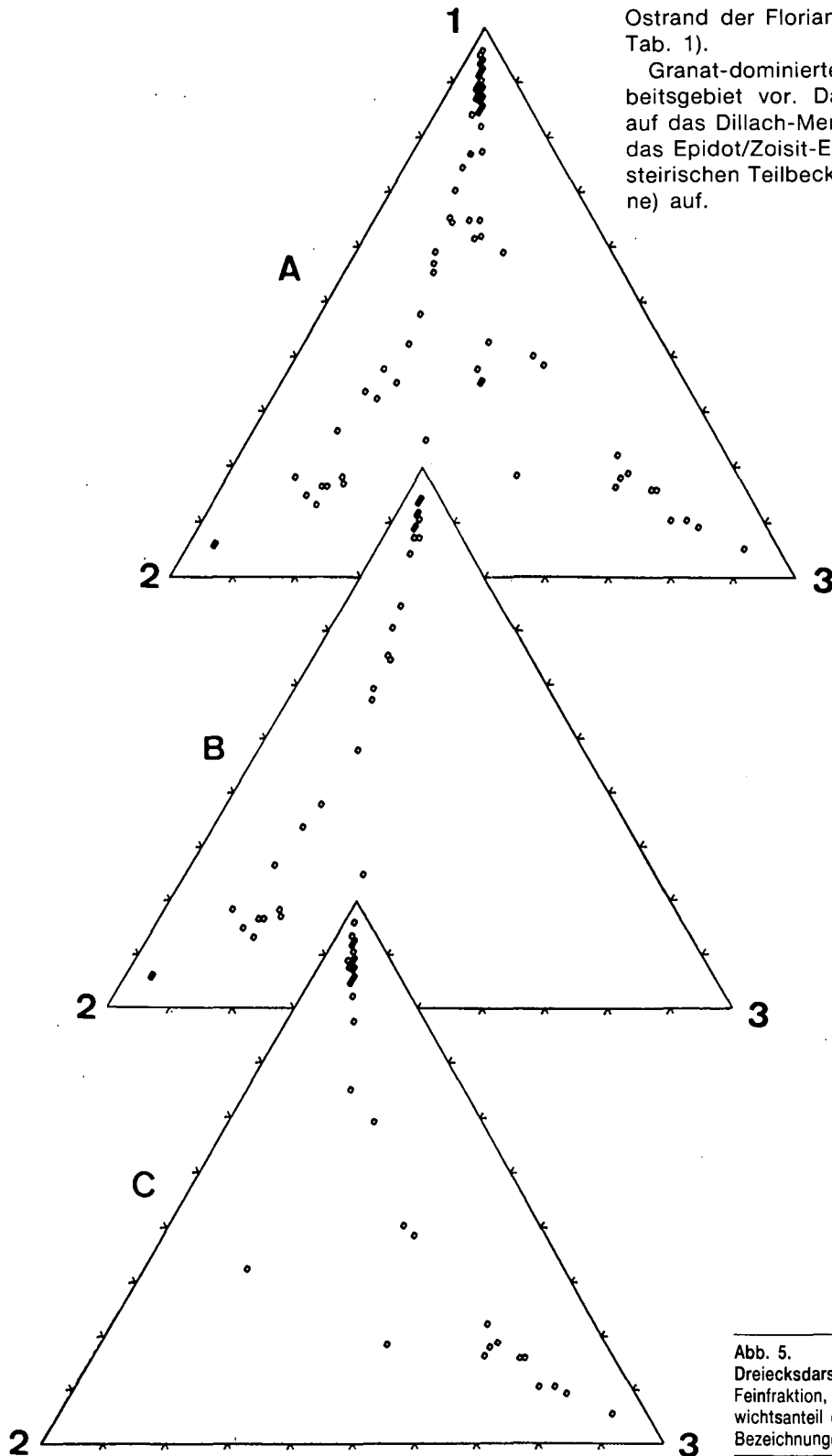


Abb. 4.
Dreiecksdarstellung der Zugehörigkeits-Funktionen.
Feinfraktion, ohne Opakanteil, ohne Gewichtsanteil der SM, $m = 2,5$ (vgl. Tab. 1).
Bezeichnung der Eckpunkte wie in Abb. 3.
A = sämtliche Proben; B = Kreuzberg Formation; C = Weißenggg-Formation nördlich des Sausal (incl. Dillach-Member).
→ = Umschwung vom Granat-Endglied zum Stabil-Epidot/Zoisit-Endglied im Oberen Badanium.



Ostrand der Florianer Bucht getrennt werden (Abb. 4, Tab. 1).

Granat-dominierte Proben kommen im gesamten Arbeitsgebiet vor. Das Stabil-Epidot/Zoisit-Endglied ist auf das Dillach-Member (Verarmungszone) beschränkt, das Epidot/Zoisit-Endglied tritt bevorzugt im Südweststeirischen Teilbecken (Lagenidenzone, Sandschalerzone) auf.

Abb. 5.
Dreiecksdarstellung der Zugehörigkeits-Funktionen.
Feinfraktion, ohne Granatgehalt, ohne Opakanteil, ohne Gewichtsanteil der SM, $m = 2,5$ (vgl. Tab. 1).
Bezeichnungen wie in Abb. 3 bzw. 4.

4.2. Diskussion der Ergebnisse

Die bereits anhand der Urdatenlisten erstellte Dreigliederung (Granat-, Granat-Epidot/Zoisit- und Stabil-Epidot/Zoisit-Endglied) wurde generell durch die Fuzzy c-Means Cluster Analyse bestätigt. Tabelle 1 zeigt die errechneten Cluster-Zentren für Gesamtprobe und Feinfraktion mit und ohne SM-Gehalt und Opakanteil.

In der Dreiecksdarstellung können die Ablagerungen des Südweststeirischen Teilbeckens klar von jenen am

Noch deutlicher wird dieser Trend (sowohl bei 3 als auch bei 5 Cluster-Zentren), wenn der Granat-Anteil in der Berechnung nicht berücksichtigt wird (Abb. 5, Tab. 1).

Die Unterschiede zwischen Fein- und Grobfraktion sind gering und bewegen sich im üblichen Rahmen (Anreicherung von Rutil, Zirkon in der Feinfraktion, von Granat, Disthen, Staurolith, Turmalin in der Grobfraktion; vgl. BOENIGK, 1983).

4.3. Interpretation

Granat-Endglied

Granat wird im Zuge der chemischen Verwitterung bei neutralem und saurem pH gelöst (GRIMM, 1973; NIKKEL, 1973). Hohe Granatanteile indizieren geringe chemische Verwitterung im Hinterland und raschen Abtransport des durch mechanische Verwitterung anfallenden Schutts.

Als Ausgangsgestein sind frische, granatreiche Glimmerschiefer und Gneise des Altkristallin anzusehen.

Eine postsedimentäre Überprägung der Spektren durch intrastratale Lösung kann weitgehend ausgeschlossen werden.

Granat-Epidot/Zoisit-Endglied

Epidot/Zoisit kann sowohl durch primäre Unterschiede im Ausgangsgestein als auch sekundär durch chemische Verwitterung gegenüber Granat angereichert sein. Ein Verwitterungseinfluß hat gleichzeitig eine Lösung des Apatits und eine relative Anreicherung der Resistent-Mineralen (Turmalin, Rutil, Zirkon) zur Folge (GRIMM, 1973). Beides konnte in den Proben dieses Clusters nicht nachgewiesen werden. Die Granate selbst zeigen keine signifikant vom Granat-Endglied abweichenden Lösungs- und Ätzungserscheinungen.

Die räumliche und zeitliche Verknüpfung mit dem Granat-Endglied schließt eine verstärkte chemische Verwitterung im Hinterland aus.

Der erhöhte Epidot/Zoisit-Gehalt wird durch primäre Unterschiede im Liefergestein erklärt. Ausgangsgesteine sind Grobgnese (Ortho- und Paragesteine) des Altkristallin.

Bei einigen Proben ist eine geringe postsedimentäre Verzerrung der Schwermineralassoziation durch Verwitterung nicht von der Hand zu weisen (erhöhter Anteil an Eisenhydroxiden).

Stabil-Epidot/Zoisit-Endglied

Dieses Endglied wird auf eine intensive chemische Verwitterung im Liefergebiet zurückgeführt. Apatit ist selten, Granat zeigt starke Lösungserscheinungen.

Junge Verwitterung wird durch einen hohen Eisenhydroxidgehalt angezeigt.

5. Liefergebiete

Als Liefergebiet fungieren im Süden (Südweststeirisches Teilbecken) das Altkristallin von Koralpe und Poßbruck, im Norden (Ostrand der Florianer Bucht) Koralpe und Gleinalpe.

Geringe Prozentsätze von Chromspinell in Proben aus den „Florianer Schichten“ (NEBERT, 1989) lassen sich aus dem Speik-Komplex (NEUBAUER, 1988) beziehen.

Für das Dillach-Member (Verarmungszone) wird ein heterogenes Liefergebiet mit zeitweise starker chemischer Verwitterung angenommen.

NEBERT (1983a) und STATTEGGER (1989) führen diese auf ein flaches Relief, welches einen raschen Abtransport von Schutt verhindert, zurück. Kurze Hebungsstöße im Alimentationsgebiet führen zu einer Abtragung des an Granat verarmten Materials und in der Folge zur Freilegung von frischem Gestein. Der Wechsel „Stabil – Epidot/Zoisit“ und „Granat“, wie er in

Bohrungen nördlich Schloß Weißenegg (BECKER, 1984) auftritt (Abb. 6), wird dadurch erklärt.

Lokale Schuttfächer aus dem Sausal haben keinen Einfluß auf die Schwermineralassoziationen. Proben aus dem Fastkogel-Member, die neben paläozoischen Geröllen durchwegs resedimentierten Kristallin-Schutt führen, zeigen eine deutliche Vormacht von Granat und werden von der Fuzzy c-Means Cluster Analyse dem Granat-Endglied zugerechnet (Zugehörigkeitsfunktion $>0,9$ bei $m = 1,5$).

6. Vergleiche mit anderen Ablagerungen

6.1. Rezente Flußsedimente

STATTEGGER (1986) beschreibt rezente Schwermineralspektren aus der Sulm. Diese sind durch Granat geprägt, daneben treten Epidot/Zoisit und Hornblende häufiger auf. Als Liefergebiet fungieren einerseits die Koralpe (Plattengneise und seltener Amphibolite), andererseits jungtertiäre Ablagerungen des Weststeirischen Beckens (Eibiswalder Schichten), welche für den erhöhten Epidot/Zoisit-Gehalt verantwortlich sind.

Das Schwermineralspektrum der Sulm-Sedimente unterscheidet sich von jenem der Kreuzberg Formation durch den relativ hohen Gehalt an Hornblende, welche in den tertiären Ablagerungen gänzlich fehlt. Amphibolite standen im Badenum nur untergeordnet zur Abtragung zur Verfügung, während heute Epidot/Zoisit-reiche Metamorphite eine geringe Rolle als Schwerminerallieferanten spielen.

6.2. Eibiswalder Schichten (Karpatum)

NEBERT (1983b) unterscheidet innerhalb der Eibiswalder Schichten 4 Sedimentationszyklen, die sich u.a. in einem zyklischen Wechsel der Schwermineralassoziationen widerspiegeln. Unterschiede im Schwermineralspektrum werden auf unterschiedliche Verwitterungsgrade des Ausgangsgesteins zurückgeführt.

Die von NEBERT herausgearbeiteten Endglieder („Granat“, „Granat-Epidot“, „Stabil-Epidot“) sind gut mit den mittels Fuzzy c-Means Cluster Analyse errechneten Endgliedern vergleichbar. Ebenso wie in den Ablagerungen des Badenum fehlen in den „Eibiswalder Schichten“ größere Prozentsätze an Hornblende.

Hinweise auf kleindimensionale Schwermineralzyklen im Sinne von NEBERT wurden im Arbeitsgebiet nicht gefunden.

6.3. „Florianer Schichten“

Die „Florianer Schichten“ unterscheiden sich von den Eibiswalder Schichten durch geringe Prozentsätze von Chromspinell (NEBERT, 1989). Chromspinell ist im Arbeitsgebiet nur sehr selten zu finden.

6.4. Eckwirtschotter (Teilbecken von Thal; Oberes Badenum)

RIEPLER (1988) beschreibt Schwermineralspektren aus den Eckwirtschottern. Granat dominiert über Epi-

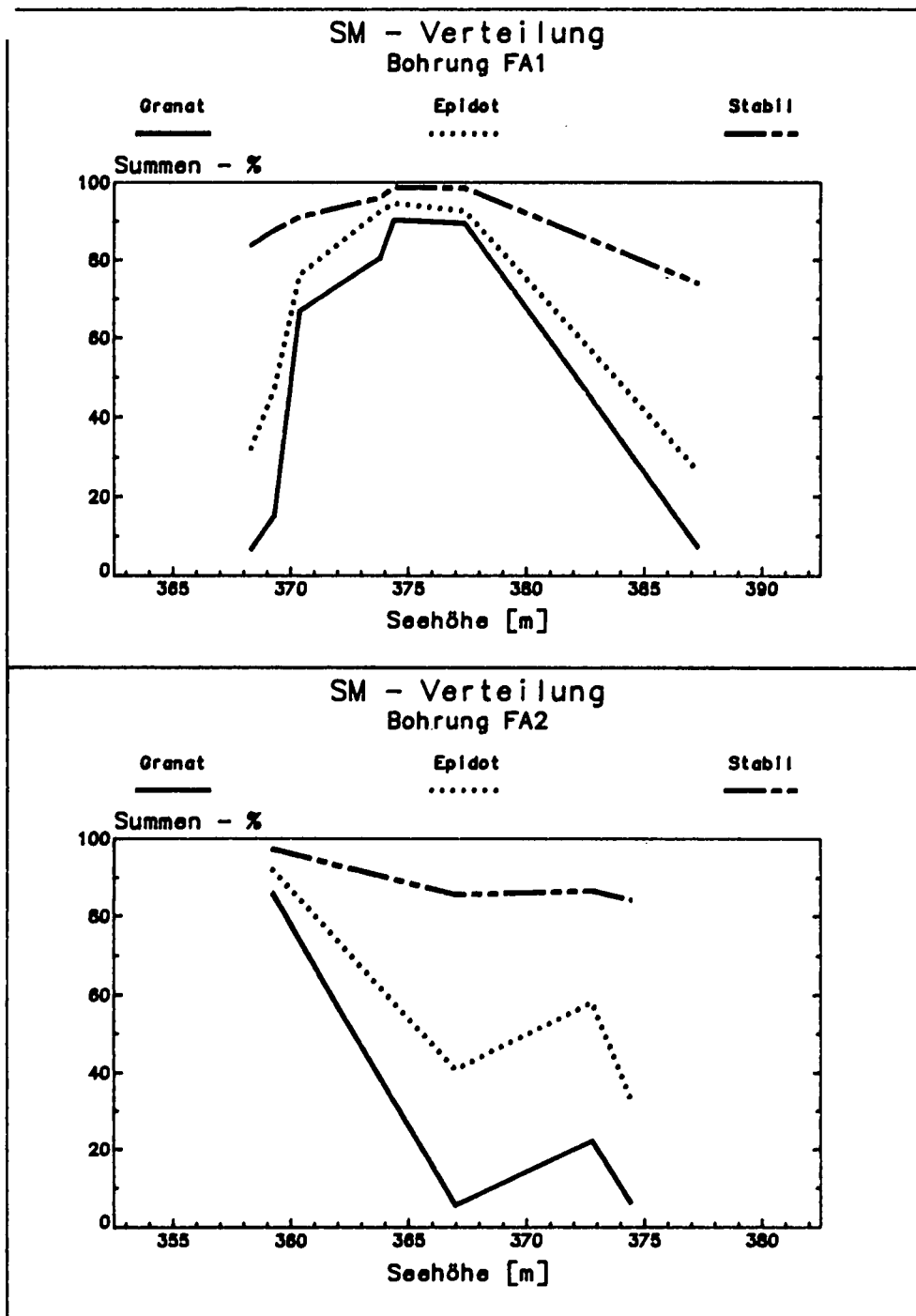


Abb. 6. Schwermineralverteilung im Dillach-Member. Bohrungen FA1 und FA2 der STE-WEAG (BECKER, 1984).

dot/Zoisit, der Apatit-Gehalt ist relativ hoch (ca. 6 %), Hornblende fehlt fast völlig. Die resistenten Minerale erreichen ähnliche Prozentsätze wie Apatit.

Sandige Einschaltungen der „Eckwirtschiefer“ sind durch hohe Opakanteile gekennzeichnet. Die durchsichtigen Minerale zeigen keinen einheitlichen Trend. Es treten große Unterschiede im Granat-Epidot/Zoisit-Verhältnis und stark wechselnde Gehalte anderer Minerale (Apatit, Hornblende, Staurolith, resistente Minerale) auf. RIEPLER führt dies auf eine verwitterungsbedingte Überprägung der einzelnen Schwermineral-Spektren zurück. Als Liefergebiet nimmt er das polymetamorphe Glein-/Stubalpenmassiv an.

Die Schwermineralassoziationen der Eckwirtschiefer können bedingt mit jenen der Deltafrontsedimente von Dillach verglichen werden. Letzteren fehlen Hornblen-

den und ein höherer Epidot/Zoisit-Gehalt (bei gleichzeitiger Armut an Resistentmineralen).

Resistentmineral-reiche Assoziationen sind in den Eckwirtschiefern selten.

7. Schlußfolgerungen

Im oberen Karpatium ist ein starkes Relief zwischen Alimentationsgebiet (Koralpe und Poßruck) und Sedimentationsgebiet (Südweststeirisches Teilbecken) ausgebildet. Referenzproben aus dem Steirischen Schlier zeigen eine deutliche Granatvormacht, in Turbiditlagen im Schlier treten basale Granat-Seifen auf.

Tektonische Ereignisse, die sich in der Steirischen Diskordanz manifestieren (FRIEBE, 1990b) führen im

oberen Karpatium zur Hebung sowohl des Steirischen Schliers im Becken als auch des metamorphen Hinterlandes. Die Reliefunterschiede bleiben dadurch weitgehend unverändert. Frisches Sediment wird über einen Braid-Delta-Komplex (Kreuzberg-Formation) rasch ins Becken eingebracht. Dies äußert sich in den Granatdominierten Assoziationen des Unteren Badenium. Höhere Epidot/Zoisit-Gehalte sind auf Unterschiede im Ausgangsgestein und nicht auf eine verwitterungsbedingte Überprägung der Spektren zurückzuführen.

Die Granatvormacht hält im Mittleren Badenium an. Im Oberen Badenium stoßen (Braid-)Delta-Ablagerungen von Nordwesten in die Florianer Bucht vor (Dilach-Member). Sie führen Resistentmineral-reiche Spektren eines stark verwitterten Hinterlandes.

Als Alimentationsgebiet fungiert, neben der Koralpe, auch die Gleinalpe.

Die Sedimente nördlich des Sausal, für sich alleine betrachtet, zeigen einen Umschwung vom Granat-Endglied im Mittleren Badenium zu einer Wechselfolge zwischen Granat-Endglied und Stabil-Epidot/Zoisit-Endglied in der Verarmungszone (Oberes Badenium). Das Granat-Epidot/Zoisit-Endglied ist untergeordnet vertreten. Das Auftreten des instabilen Granats im Wechsel mit resistenten Schwermineralen steht keinesfalls in Widerspruch zu einem verstärkten Verwitterungseinfluß (VAN ANDEL, 1959).

Die Ablagerungen des Badenium im Umfeld der Mittelsteirischen Schwelle repräsentieren somit einen Schwermineralzyklus, beginnend mit einer Granat-Dominanz über der Steirischen Diskordanz. Eine Granat-Epidot-Mischphase ist nicht ausgebildet, das Stabil-Epidot/Zoisit-Endglied beendet den Zyklus.

Die Verlagerung des Liefergebietes hat dabei nur untergeordnete Bedeutung.

Dank

Vorliegende Arbeit basiert auf einer am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz durchgeführten Dissertation (Betreuung Univ.-Prof. Dr. H.-L. HOLZER).

Herrn Univ.-Doz. Dr. K. STATTEGGER danke ich für die Einführung in die Schwermineralstatistik sowie für kritische Bemerkungen zum Manuskript.

Die Arbeit wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung im Rahmen des Projekts „Beckenanalyse Steirisches Tertiär (BAST)“ (Projektnummer P 6051 E und P 7195-GEO; Projektleiter Univ.-Prof. Dr. H.-L. HOLZER) unterstützt.

Literatur

- BECKER, L.P.: Geländeauffüllung Weissenegg. Geologisches Gutachten. – Unveröff. Gutachten, STEWEAG, Graz 1984.
- BEZDEK, J.C., EHRLICH, R. & FULL, W.: FCM : The Fuzzy c-Means Clustering Algorithm. – Computers & Geosciences, **10**, 191–203, Oxford 1984.
- BOENIGK, W.: Schwermineralanalyse. – 158 S., (Enke) Stuttgart 1983.
- FLÜGEL, H. W.: Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. – In: KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, W., WALACH, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, 21–42, (Geol. B.-A.) Wien 1988.
- FRIEBE, J. G.: Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **133/2**, 223–257, Wien 1990a.
- FRIEBE, J. G.: Neotektonik an der Mittelsteirischen Schwelle (Österreich): Die „Steirische Phase“. – Symposium TSK III, Kurzfassungen der Vorträge und Poster, 73–76, Graz 1990b.
- FULL, W. E., EHRLICH, R. & BEZDEK, J. C.: FUZZY QMODEL - A New Approach for Linear Unmixing. – Mathematical Geology, **14**, 259–270, New York, London 1982.
- GRIMM, W. D.: Stepwise Heavy Mineral Weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). – Contr. Sedimentology, **1**, 103–125, Stuttgart 1973.
- HAUSER, A.: Der Hornblende-Biotit-Dazituff vom Urkogel bei Gamlitz. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **83**, 61–63, Graz 1953.
- HUBERT, J.F.: A Zirkon – Tourmaline – Rutile Maturity Index and the Interdependence of the Composition of Heavy Mineral Assemblages with the Gross Composition and Texture of Sandstones. – J. Sedim. Petrol., **32**, 440–450, Tulsa 1962.
- IMBRIE, J. & VAN ANDEL, T. H.: Vector Analysis of Heavy Mineral Data. – Geol. Soc. Am. Bull., **75**, 1131–1155, New York 1964.
- KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 479–632, Wien 1965.
- MORTON, A.C.: Heavy Minerals in Provenance Studies. – In: ZUFFA, G. G. (ed.): Provenance of Arenites. NATO ASI series, ser. C, **148**, 249–277, (Reidel) Dordrecht 1985.
- MORTON, A.C. & STATTEGGER, K.: Statistical Analysis of Garnet Compositions and Lithostratigraphic Correlations: Jurassic Sandstones of the Brent Group, Northern North Sea. – in Vorbereitung.
- NEBERT, K.: Die Kohle als Faziesglied eines Sedimentationszyklus. – Berg- u. Hüttenm. Mh., **128**, 106–112, Wien 1983a.
- NEBERT, K.: Zyklische Gliederung der Eibiswalder Schichten (Südweststeiermark). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 259–285, Wien 1983b.
- NEBERT, K.: Das Neogen zwischen Sulm und Laßnitz (Südweststeiermark). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 727–743, Wien 1989.
- NEUBAUER, F.: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und Gleinalm- Kristallins (Ostalpen). – Abh. Geol. B.-A., **42**, 137 S., Wien 1988.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J.: Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **120** (METZ-Festschrift), 203–219, Graz 1990.
- NEY, P.: Gesteinsaufbereitung im Labor. – 157 S., (Enke) Stuttgart 1986.
- NICKEL, E.: Experimental Dissolution of Light and Heavy Minerals in Comparison with Weathering and Intrastratal Solution. – Contr. Sedimentology, **1**, 1–68, Stuttgart 1973.
- PETTIJOHN, F.J.: Persistence of Heavy Minerals and Geologic Age. – Jour. Geol., **46**, 610–625, Chicago 1941.
- RIEPLER, F.: Das Tertiär des Thaler Beckens (Raum Thal – Mantscha – Tobelbad). – Unveröff. Diss. Univ. Graz 1988.
- STATTEGGER, K.: Die Beziehungen zwischen Sediment und Hinterland : Mathematisch-statistische Modelle aus Schwermineraldaten rezenter fluviatiler und fossiler Sedimente. – Jahrb. Geol. B.-A., **128**, 449–512, Wien 1986.
- STATTEGGER, K.: Heavy Minerals and Provenance of Sands: Modeling of Lithological End Members from River Sands of Northern Austria and from Sandstones of the Austroalpine Gosau Formation (Late Cretaceous). – J. Sedim. Petrol., **57**, 301–310, Tulsa 1987.

STATTEGGER, K.: Heavy Mineral Events and Tectonostratigraphy: The Case Study of the Neogene Styrian Basin. – 10th IAS Regional Meeting on Sedimentology, Budapest – Abstracts, 224–225, Budapest 1989.

VAN ANDEL, T. H.: Reflections on the Interpretation of Heavy Mineral Analyses. – J. Sedim. Petrol., **29**, 153–163, Tulsa 1959.

WEAVER, C. H.: Interpretative Value of Heavy Minerals from Bentonites. – J. Sedim. Petrol., 33, 343–349, Tulsa 1963.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 1. Juli 1990.

Analysis of Kinematics in Faulted Rocks: A Methodical Comparison with an Example from the Eastern Alps (Austria)

By HARALD FRITZ, FRANK SCHRADER & ECKART WALLBRECHER*)

With 10 Figures and 1 Table

*Austria
Eastern Alps
Fault analysis
Methodical approach
Stress
Displacement
Gröden Sandstone*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 197*

Contents

Zusammenfassung	549
Abstract	549
1. Introduction	550
2. Regional Setting and Phenomenon	551
3. Methodical Procedures	551
3.1. The Displacement Field Method (SCHRADER)	551
3.2. The Orientation Tensor Method (WALLBRECHER & FRITZ)	553
3.3. The Method of Rectangular Dihedra (ANGELIER & MECHLER)	556
3.4. Differences and Difficulties	556
4. Testing the Methods	557
4.1. Compatibility of Results	559
5. Application	559
Acknowledgements	559
References	559

Zusammenfassung

Für einen Vergleich zweier neuer Methoden zur Harnischanalyse wurde ein Aufschluß nach diesen Verfahren untersucht und die Ergebnisse wurden mit denen nach der Methode von ANGELIER & MECHLER (1977) verglichen. Gemeinsam ist beiden Verfahren (im Gegensatz zu vielen anderen), daß die Information aus möglichst vielen verschieden orientierten Harnischen und nicht aus deren Verteilungshäufigkeit gewonnen wird.

Nach der Versetzungsfeld-Methode von SCHRADER (1987, 1988b) wird im Aufschluß gezielt nach verschiedenen Richtungen gesucht und gleichzeitig manuell ausgewertet. Dadurch sind vergleichsweise wenige Harnische zur Analyse erforderlich. Das Ergebnis wird sofort ermittelt als Feld deformativer Versetzungen. Seine Richtungen (Einengung und Dehnung) und seine Deformationssymmetrie (Zweischarige Scherung, etc.) können erkannt werden.

Nach der Orientierungs-Tensor Methode von WALLBRECHER & FRITZ (1989) werden größere Datenmengen numerisch verarbeitet: Für unterschiedliche Formfaktoren des deviatorischen Spannungsellipsoids (σ_1 -, σ_2 -, σ_3 -Verhältnisse) wurden auf hypothetischen Harnischflächen die resultierenden Harnischstriemungen berechnet. Der Orientierungstensor von natürlichen Striemungen wird mit den Orientierungstensoren der theoretischen Striemungen verglichen und so die Orientierung und die Proportionen der Hauptachsen σ_1 , σ_2 , σ_3 des deviatorischen Stressellipsoids quantitativ ermittelt.

Beide neuen Methoden liefern ähnliche Ergebnisse wie das Analyseverfahren nach ANGELIER & MECHLER (1977). Vorteile, Ausdruckskraft und Anwendbarkeit der Methoden werden diskutiert.

Abstract

To test two new methods of fault-analysis we examined one outcrop in the Gail valley and compared the results with those according to the fault analysis method of rectangular dihedra of ANGELIER & MECHLER (1977). Both new methods use data from faults of as many different orientations as possible and not from distribution density like other methods do.

According to the displacement field method of SCHRADER (1987, 1988b) the outcrop is searched selectively for different fault-orientations which are analysed manually at the same time. Only a comparably small number of faults is necessary.

*) Authors' addresses: Dr. HARALD FRITZ, Univ.-Prof. Dr. ECKART WALLBRECHER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstrasse 26, A-8010 Graz; Dr. FRANK SCHRADER, Geologisches Institut der Universität Bonn, Nußallee 8, D-53 Bonn 1; present address: c/o Department of Geology, Earth Sciences Centre, University of Toronto, 22 Russell Street, Toronto M5S 3B1, Ontario, Canada.

The result is got at once as a field of deformational displacements. Its directions (compression and extension) and its deformation symmetry (pure shear, etc.) can be recognized.

Using the orientation tensor method after WALLBRECHER & FRITZ (1989) larger data-quantities are analysed numerically. Theoretical striation pattern were calculated for systematically varying shape factors of the stress ellipsoid. The orientations and proportions of the axes σ_1 , σ_2 , σ_3 of the deviatoric stress ellipsoid are determined quantitatively by comparing natural field data with these theoretical striation pattern.

All three methods give similar results. Expressiveness, advantages and applicability of the methods are weighted.

1. Introduction

Joints and faults are very important tectonical structures in the upper crust, where rocks have reacted to stresses by brittle material behaviour. Faults, which are fractures on which displacements have taken place, are used for kinematic analysis in brittily deformed rocks.

Experimental studies show that certain stresses cause sets of faults in preferred orientations (e.g. v. KARMAN, 1911; PRICE, 1966; MANDL, 1988). Based on this phenomenon, methods were evolved to determine the orientation of principal stresses (e.g. ANDERSON, 1952). But faults also occur in other orientations, and ARTHAUD (1969) established a method to analyse them collectively as an (initial) ellipsoid of finite strain XYZ.

BOTT (1959) postulated that slip-striations on fault planes develop parallel to the direction of MRSS

(Maximum Resolved Shear-Stress) of a stress-field acting along these planes. He calculated the MRSS on arbitrarily oriented planes in relationship to the ratio of the values of principal stress axes. Many methods to analyse faults as stresses were based on this concept (e.g. ANGELIER & MECHLER, 1977; ALEXANDROWSKI, 1985). Various computer applications were published by CAREY & BRUNIER (1974), CAREY (1976, 1979), ARMIJO & CISTERNAS (1978), ANGELIER & GOGUEL (1979), ANGELIER & MANOUSIS (1980), and PFIFFNER & BURKHARD (1987). ETCHECOPAR et al. (1981) and ARMIJO et al. (1982) calculated the stress tensor directions from slickenside striations. SIMON GOMES (1986) and DE VICENTE (1988) also followed BOTT's concept but extended his formula further to calculate stress proportions in naturally deformed rocks.

Whereas preferred oriented major fault planes are helpful for the estimation of stress directions, randomly oriented minor faults are useful for the exact determination of orientation and shape of the stress ellipsoid. WALLBRECHER & FRITZ (1989) calculated the MRSS (Maximum Resolved Shear-Stress) on homogeneously distributed planes for systematically varying proportions of principal stresses. The orientation distribution of MRSS-directions which, according to BOTT, coincide with slip-striations, is characterized by its orientation tensor. The results of these theoretical considerations are used to calculate shape and orientation of the stress-ellipsoid in natural rocks.

Slip lineations are not only visible on fault planes, but also on pebbles in conglomerates, which were de-

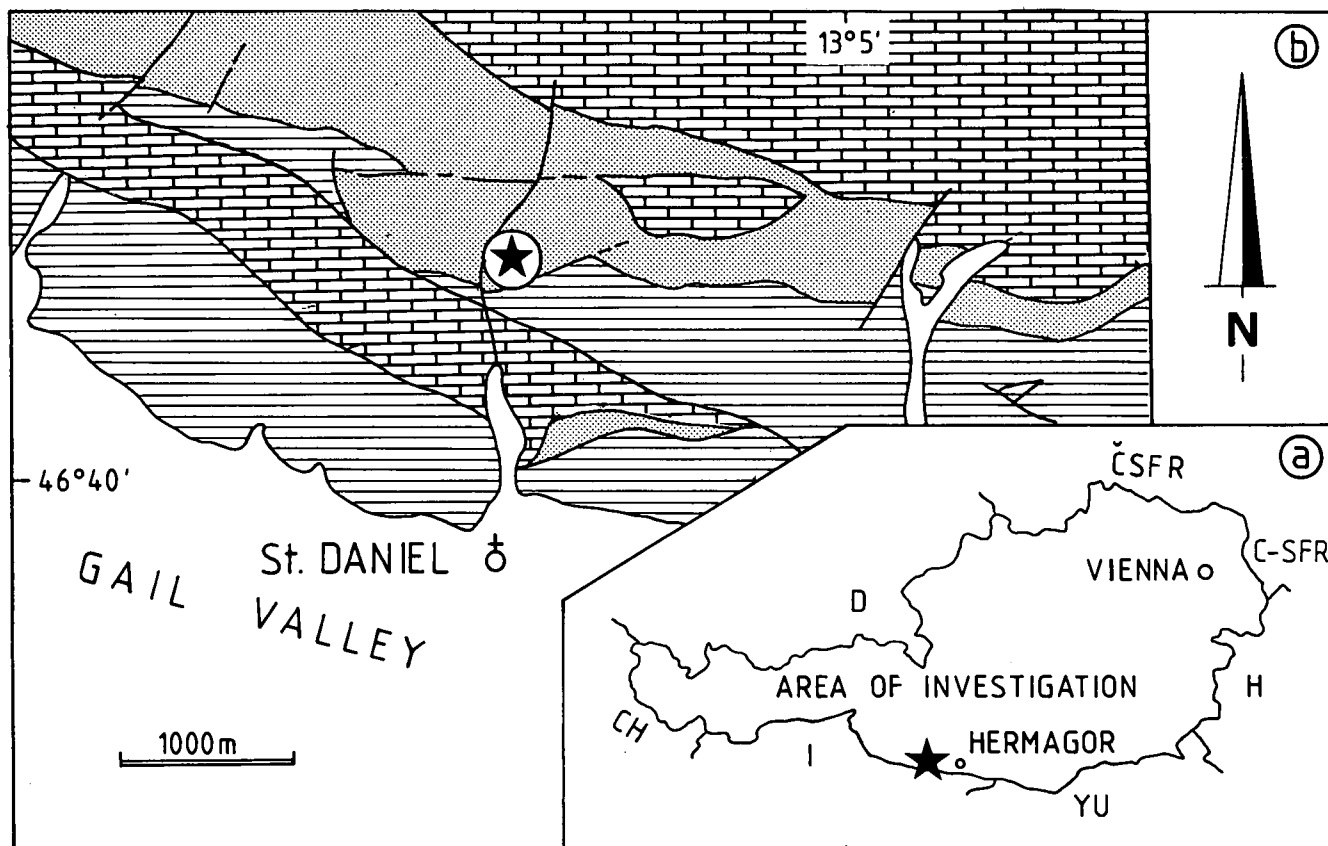


Fig. 1.

a) Location of the examined outcrop (forest path near St. Daniel, west of Hermagor/Kärnten).

b) Geological map, simplified after SCHÖNLAUB (1985).

Line ornament = Gailtal crystalline (undifferentiated); stippled = Permian clastics of the Drauzug with the locality of investigation (*); wall signature = Triassic limestones of Drauzug.

formed by relative displacements of the individual pebbles (SCHRADER, 1988a). Pebble surfaces can be considered as an infinite number of tangent planes to a sphere and define displacement planes of all directions. Following this idea SCHRADER (1988b) represented all the slip directions on the fault planes found in an outcrop in an equal area plot. From the pattern of these lineations the geometry of the field of slip-lineations is deduced.

So SCHRADER and WALLBRECHER & FRITZ came, first following different ideas, to similar considerations. Slickenside striation analysis is done with fault planes of as many directions as possible. Not only the major faults following the COULOMB behaviour of preferred orientation, but also the minor faults in ancilliary orientation provide the best information for kinematic analyses.

2. Regional Setting and Phenomenon

To compare the different methods we examined a faulted rock in massive Gröden Sandstone, which is the basal formation of the „Drauzug“ unit of the Upper Austroalpine nappe pile (Fig. 1). Although there is evidence of a primary sedimentary contact between Drauzug and the underlying Gailtal crystalline, the present contact is mostly tectonic, as seen in the map scale structures (SCHÖNLAUB, 1979, 1985, 1987; VAN BEMMELEN, 1961; HEINISCH et al., 1984; HEINISCH, 1988). Both, the Gailtal crystalline and the basal Drauzug suffered left lateral shear deformation in Alpidic time; progressive brittle conditions towards the Drauzug are evident from microstructures (UNZOG, 1988). Dextral structures (e.g. the Periadriatic lineament) finally crosscut the sinistral structures and complicate the structural pattern.

In the analysed outcrop the Gröden beds occur as sandstones with some pebbles. The massive sandstones are intensely faulted. The sense of displacement on each fault is recognized by stepwise growth of fibre minerals (Fig. 2).



Fig. 2.
Typical fault in the Gröden sandstone. The displacement sense of slickenside striations (arrow direction) is recognized by crystal fibre growth with steps pointing in direction of relative displacement (congruous, NORRIS & BARRON, 1968).

3. Methodical Procedures

In the following a short introduction to the methodical procedures is given; for a detailed description the reader is referred to the literature (ANGELIER & MECHLER, 1977; SCHRADER, 1987, 1988b; WALLBRECHER & FRITZ, 1989).

3.1. The Displacement Field Method after SCHRADER

This concept is based on the observation of slip lineations and solution pits on the surfaces of non-ductilly deformed pebbles from the northern Alpine Molasse zone (SCHRADER 1988c). The same features can also be seen on pebbles from the Gröden sandstone we found close to the outcrop of our fault-example. The slip directions on a homogeneously distributed set of fault planes show a similar displacement pattern.

In the SCHMIDT net, a displacement direction is recorded by the pole of the plane and the slickenside striation. A small arrow through the pole of the plane parallel to the great circle, which contains also the point of penetration of the striation linear (with the arrowhead pointing into the relative slip direction), represents the fault (HOEPPENER, 1955; Fig. 3). The faults in an outcrop are measured and recorded subsequently until the fault-arrows cover all domains of the SCHMIDT net. In order to find as many orientations as possible, each fault is recorded after measurement, and faults in the directions still missing in the diagram are then searched.

The usual displacement field has a triaxial geometry (Fig. 4a; SCHRADER, 1988a) which is made visible in the diagram by interpolation with lines of course parallel to the single fault arrows of similar direction and sense of displacement (Fig. 5). Displacement lines diverge from the axis of divergence (AD), change their directions at the intermediate axis (AI) and converge to the axis of convergence (AC). The plane of divergence (PD) comprises AD and AI and the plane of convergence (PC) comprises AI and AC. It is worth noting that axes and

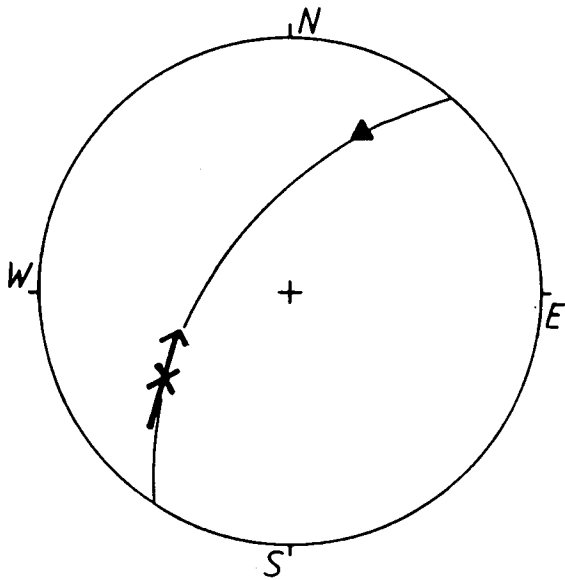


Fig. 3. Technique of fault representation (according to HOEPPENER, 1955; used in the method of SCHRADER). At the pole of the fault plane (x), a fault-arrow $\rightarrow x \rightarrow$ is plotted parallel to the great circle towards the penetration point of the striation (\blacktriangle). The movement direction is indicated by an arrowhead pointing into the displacement direction of the lower block. The lower hemisphere equal area projection is used in this paper for better comparison of the diagrams of the different methods. The use of the upper hemisphere projection is more suitable in practice when the rock is searched for faults in all directions.

planes may show an orthogonal arrangement, but need not.

The arrangements are congruent with the movement patterns of particle motion fields as calculated by HOEPPENER (1964) and RAMBERG (1975) and thus are interpreted to represent them. AD is the direction of approaching particles (compression); AC is the direction

in which the particles move away from each other (extension). Orthogonal, triaxial cases represent the deformation symmetry of pure shear (Fig. 4). In this case, AD corresponds with σ_1 (stress) and Z (finite strain); AC with σ_3 and X; and AI with σ_2 and Y. If AI and AC are not differentiated along PC (no bending of dis-

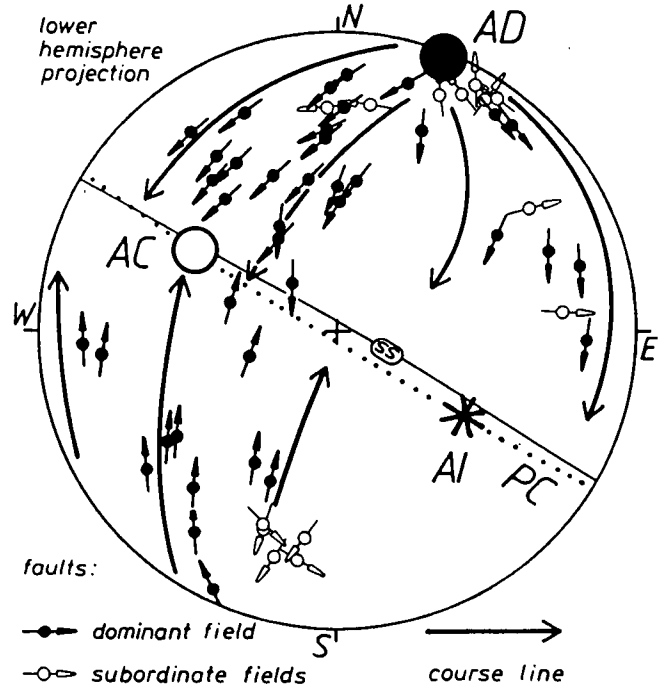


Fig. 5. Result according to SCHRADER's method. The displacement field is interpolated by lines of course between individual arrows. A dominant field with clear AD perpendicular to PC is associated with faults of differing subordinate fields. The symmetry of the dominant field is close to uniaxial compression, in the range towards pure shear (Fig. 4), because the differentiation of PC to AI and AC is only slight.

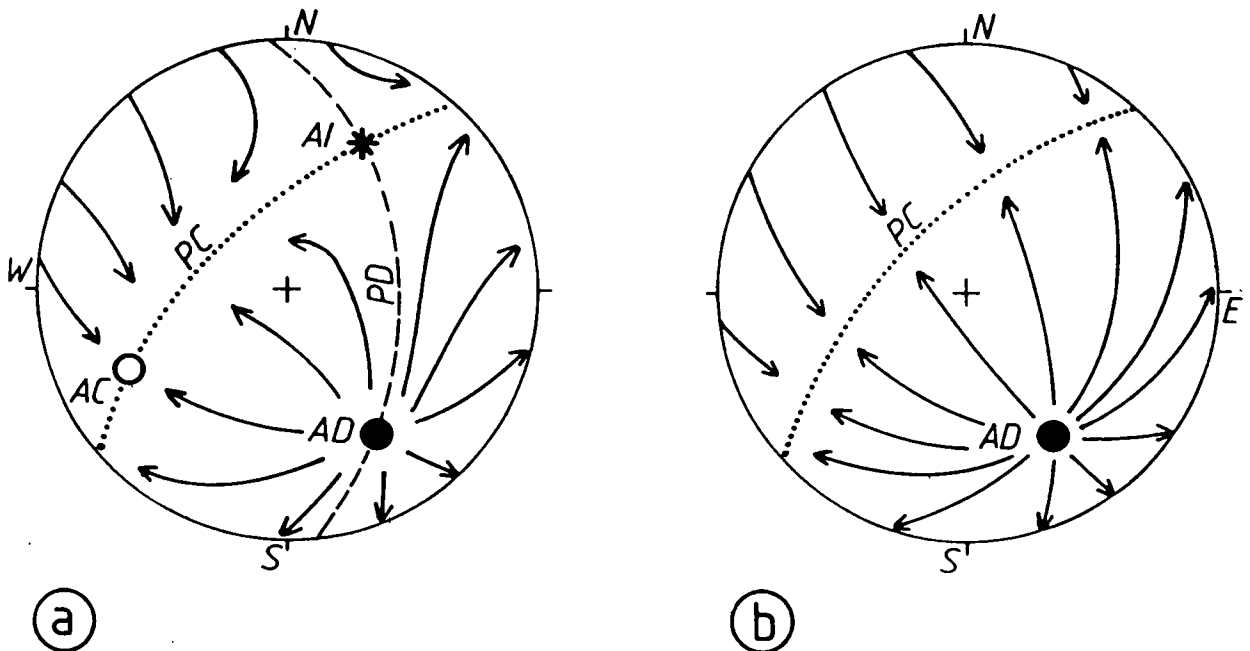


Fig. 4. Displacement field. The displacements are indicated by lines of course \rightarrow parallel to fault-arrows (Figs. 3, 5). They change directions at axes (AD \bullet , AI \ast , AC \circ) and planes of the displacement field (PD -----, PC; for explanation see text). Their arrangement must not be orthogonal.
a) Triaxial arrangement (pure shear).
b) Uniaxial divergence-arrangement (uniaxial compression); AI and AC are not differentiated along PC.

placement-lines reaching PC, Fig. 4b) and PC is perpendicular to AD, the arrangement has uniaxial divergence symmetry corresponding to uniaxial compression deformation symmetry. Non-orthorhombic arrangements might represent other deformation symmetries (simple shear, etc.; SCHRADER, 1988c).

3.2. The Orientation Distribution Tensor Method of WALLBRECHER & FRITZ

The direction of the Maximum Resolved Shear Stress (MRSS) on a plane depends on the orientation of this

plane in respect to the principal stresses and their magnitude relations. BOTT (1959) postulated that slickenside striation develops in the direction of MRSS. WALLBRECHER & FRITZ (1989) used BOTT's formula (equation 1) to model striation patterns for homogeneously oriented, hypothetical fault planes at systematically changing stress proportions $|\sigma_1| : |\sigma_2| : |\sigma_3|$. BOTT's formula

$$\tan \Theta = \frac{n}{lm} \left[m^2 - (1-n^2) \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_2 - \sigma_3} \right] \quad (1)$$

can be transformed to

$$\tan \Theta = \frac{n}{lm} \left[m^2 - \frac{1-n^2}{R} \right] \quad (2)$$

in order to keep the form factor R (equation 3) of the stress ellipsoid in the range of $0 \leq R \leq 1$. The form factor controls the shape of an ellipsoid and is given as:

$$R = (|\sigma_2| - |\sigma_3|) / (|\sigma_1| - |\sigma_3|) \quad (3)$$

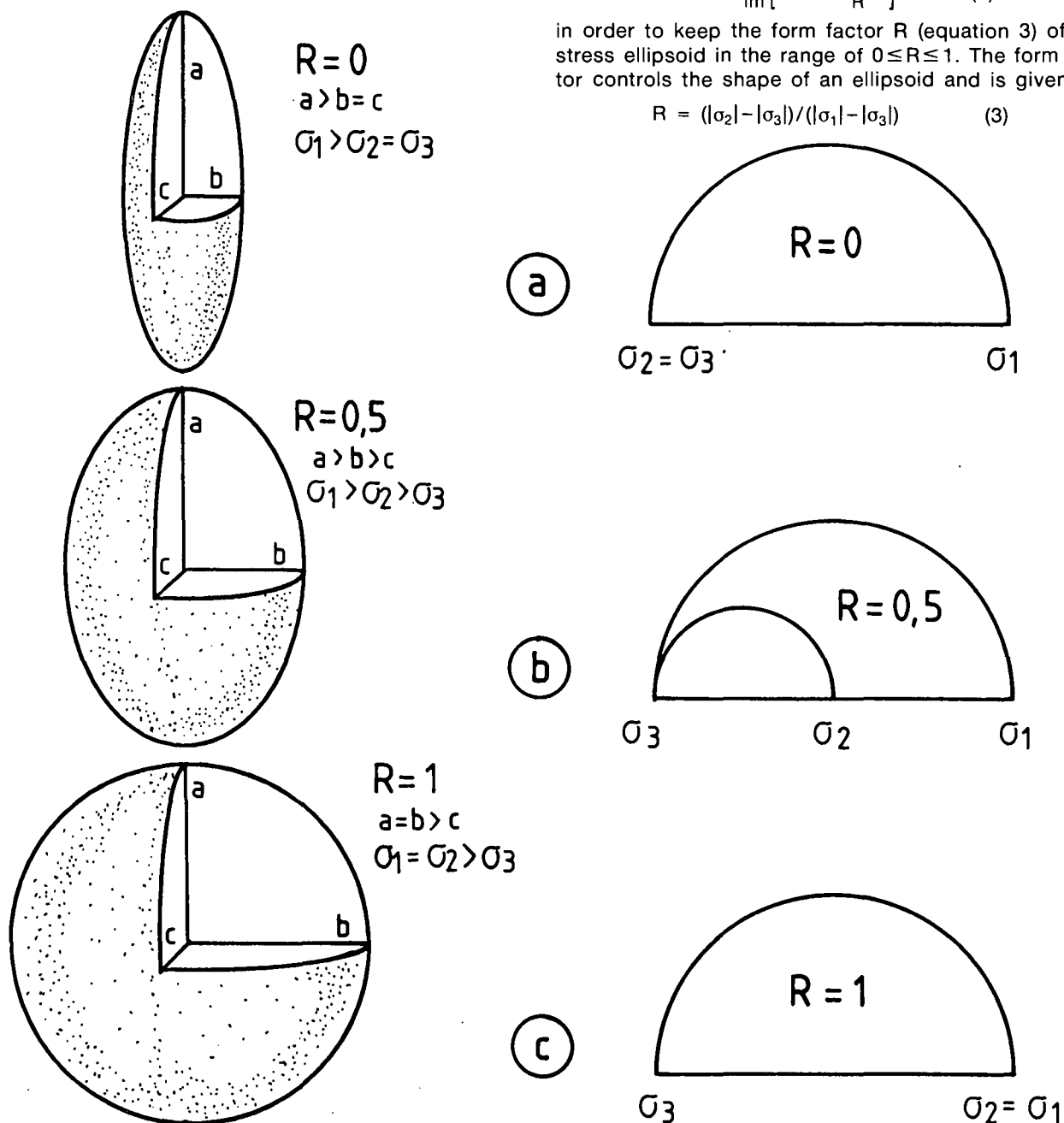


Fig. 6.

The form factor $R = (b-c)/(a-c)$ indicates the shape of an ellipsoid with the axes a, b, c (left).

Corresponding axes of the stress ellipsoid in the formula of BOTT (1959) are $\sigma_1 = a$; $\sigma_2 = b$; $\sigma_3 = c$. The shape can be:

a) Cigar-like ($0 \leq R < 0.5$).

b) Maximum triaxial ($R = 0.5$).

c) Pancake-like ($0.5 < R \leq 1$).

Stress relations can be represented in MOHR circles (right).

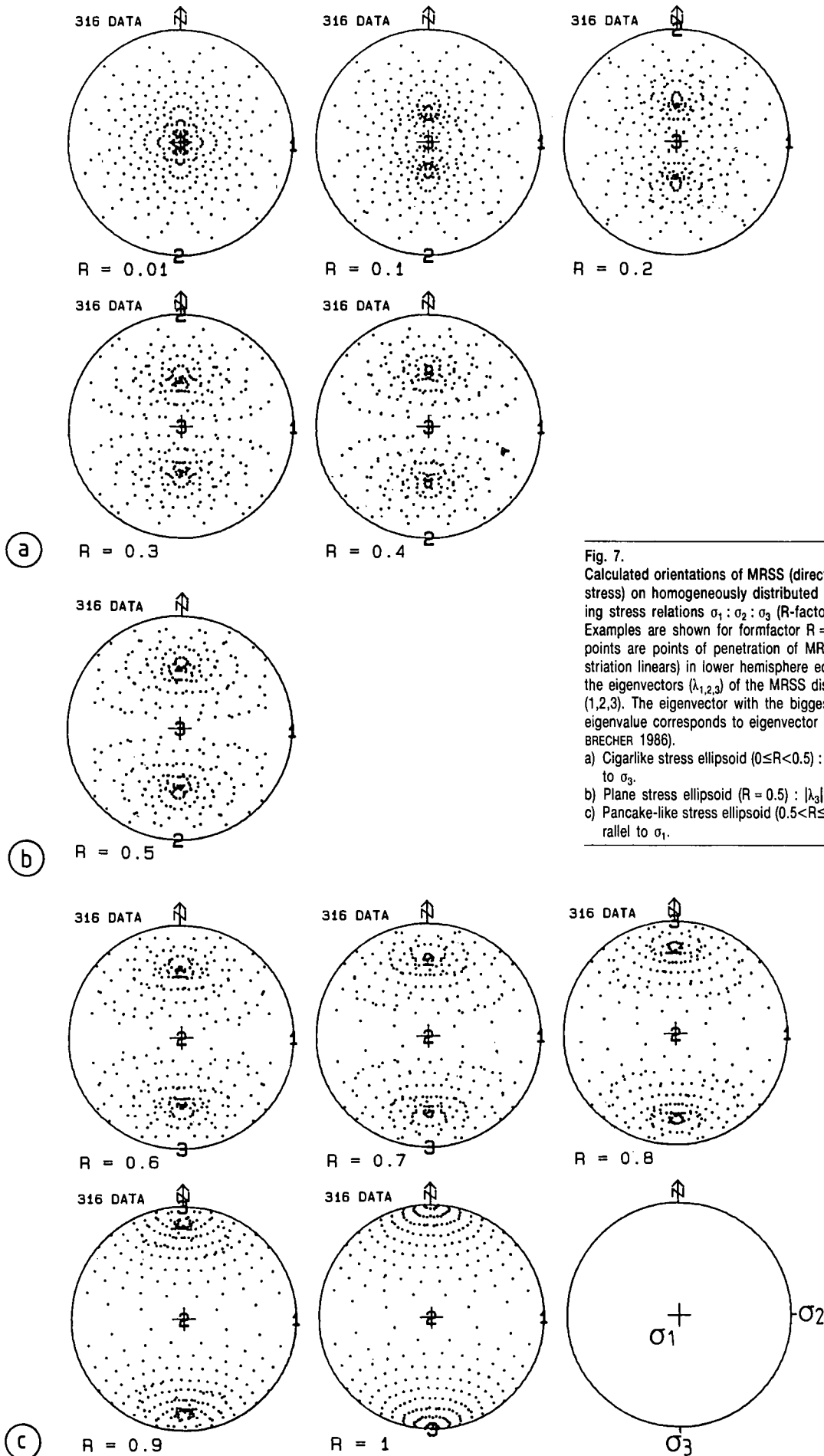


Fig. 7. Calculated orientations of MRSS (direction of maximum resolved shear stress) on homogeneously distributed planes at systematically changing stress relations $\sigma_1 : \sigma_2 : \sigma_3$ (R-factor). Examples are shown for formfactor $R = 0.01$ to $R = 1$. The represented points are points of penetration of MRSS-linears (taken parallel to the striation linears) in lower hemisphere equal area plots. The positions of the eigenvectors ($\lambda_{1,2,3}$) of the MRSS distribution are shown by numbers (1,2,3). The eigenvector with the biggest eigenvalue is λ_3 , the smallest eigenvalue corresponds to eigenvector λ_1 , which is parallel to σ_2 (WALL-BRECHER 1986).

a) Cigarlike stress ellipsoid ($0 \leq R < 0.5$): λ_3 is parallel to σ_1 and λ_2 parallel to σ_3 .

b) Plane stress ellipsoid ($R = 0.5$): $|\lambda_3| = |\lambda_2|$.

c) Pancake-like stress ellipsoid ($0.5 < R \leq 1$): λ_3 is parallel to σ_3 and λ_2 parallel to σ_1 .

Θ is the angle of "pitch" between the direction of strike and the striation. l , m , and n are the direction cosines of the normal to the plane as related to a Cartesian coordinate system parallel to principal stresses σ_1 , σ_2 , σ_3 with σ_1 in a vertical position and σ_3 N-S.

In a set of homogeneously distributed planes, the form factor R (which describes the shape of the stress ellipsoid, Fig. 6) is the only parameter which controls the orientation pattern of MRSS on these planes (Fig. 7). Thus, striation distributions can be correlated with the shape (R -factor) of the stress ellipsoid. To avoid misinterpretations by the visual interpretation of confusing point representation patterns, the distribution of striations is expressed numerically by the eigenvalues and eigenvectors of their orientation tensor (WALLBRECHER, 1986). This procedure is carried out by a computer program which gives the eigenvalues and eigenvectors of any orientation data as well as a value for the degree of orientation preference in R -% (WALLBRECHER, 1986), which indicates how homogeneously the fault-planes of a data-set are distributed.

Results of this model calculation are:

1) The eigenvectors ($\lambda_{1,2,3}$) of the orientation tensor of MRSS are parallel to principal stresses with the

smallest eigenvector λ_1 ($|\lambda_1| < |\lambda_2| < |\lambda_3|$) parallel to σ_2 . The correlation of λ_2 and λ_3 to σ_1 and σ_3 depends on the shape of the stress ellipsoid. We can distinguish three cases (Fig. 7):

- a) $0.0 \leq R < 0.5$ with λ_2 parallel σ_3 and λ_3 parallel σ_1 .
 - b) $R = 0.5$ ($|\lambda_2| = |\lambda_3|$).
 - c) $0.5 < R \leq 1.0$ with λ_2 parallel σ_1 and λ_3 parallel σ_3 .
- 2) The eigenvalues of these orientation tensors are related to the form factor of the stress ellipsoid (R) in a linear way (Fig. 8). This relation has the form:

$$R = 0.5 + \lambda_2 - \lambda_3 \quad (4)$$

if σ_1 is parallel λ_3 and σ_3 is parallel λ_2 (Fig. 7a), resp., or

$$R = 0.5 + \lambda_3 - \lambda_2 \quad (5)$$

if σ_1 is parallel λ_2 and σ_3 is parallel λ_3 (Fig. 7c).

To decide which of both λ_2 or λ_3 of the data set corresponds to σ_1 or σ_3 , the displacement sense of single faults can be used; only a few must be known. Displacement is directed (qualitatively) from σ_1 towards σ_3 . Numerically, it can be determined by the method of rectangular dihedra (ANGELIER & MECHLER, 1977; Fig. 10).

$R = 0$ indicates uniaxial compressive stress, which is a cigar-like form of the stress ellipsoid $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$

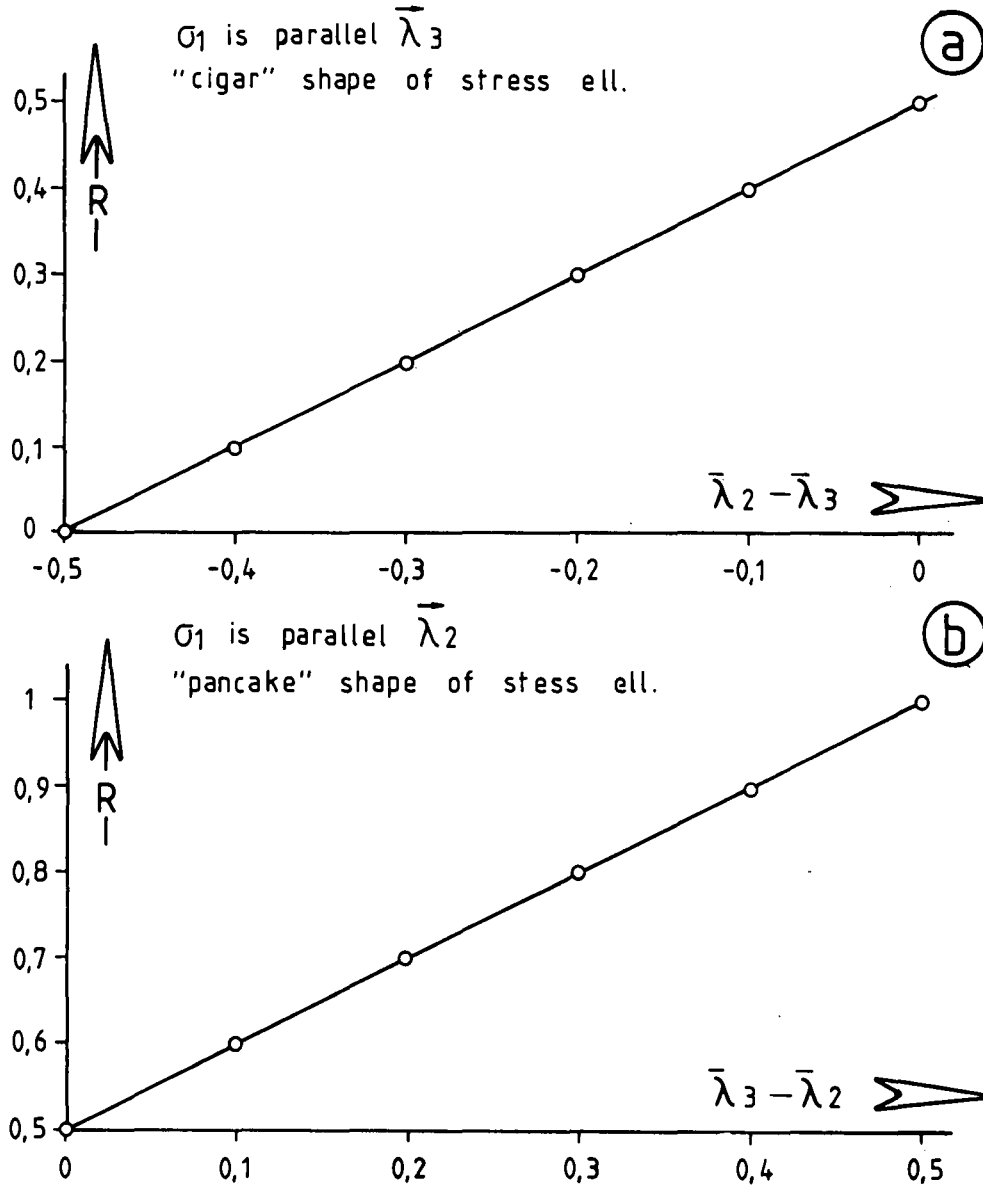


Fig. 8. Eigenvalues of the orientation tensors of the MRSS direction pattern (horizontal bars) and R -values of the stress ellipsoid (vertical bars) show linear relationships. Three cases can be distinguished. a) σ_1 is parallel λ_3 which represents cigarlike shape of the stress ellipsoid and b) σ_1 is parallel λ_2 which means pancake shape. At maximum triaxiality of the stress ellipsoid λ_2 and λ_3 have the same value ($|\lambda_3| - |\lambda_2| = 0$), see also Fig. 7. For calculation of R , the eigenvectors λ_2 and λ_3 are assigned to σ_1 or σ_3 , respectively, by the fact that displacement is directed qualitatively from σ_1 towards σ_3 .

(Fig. 6a); $R = 0.5$ indicates maximum triaxiality of $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (Fig. 6b); $R = 1$ indicates uniaxial tensile stress, which is a pancake form of the stress ellipsoid $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ (Fig. 6c). A cigar-like shape of stress is related to flattening strain and a displacement field of uniaxial compression symmetry (Fig. 4b); vice versa a pancake shape of stress is related to uniaxially extending displacement symmetry.

The lowest eigenvalue ($|\lambda_1|$) of the MRSS-distribution has been found empirically to be constantly 0.16.

Thus the procedure is as follows: Faults and corresponding slickenside striations are recorded, as many as possible, but only few displacement directions on some faults must be known. If the original fault plane data set does not show the required homogeneous distribution, clustering fault plane poles are eliminated. This procedure is justified because in a uniphase stress field equally orientated planes should get equally orientated striations. By calculating eigenvalues and eigenvectors ($|\lambda_{1,2,3}|$ resp. $\lambda_{1,2,3}$) of the striation pattern corresponding to the uniformly distributed, "cleaned" fault plane data the stress tensor is determined.

3.3. The Method of Rectangular Dihedra (ANGELIER & MECHLER, 1977)

For each single fault two compressional dihedra and two extensional dihedra are defined. In a SCHMIDT net the set of dihedra (compressional and extensional dihedra) is constructed using the trace of the fault plane and the trace of a hypothetical plane with the penetration point of the slickenside striation as pole to this plane. For a population of fault measurements the maxima of accumulated compressional resp. extensional dihedra localize σ_1 resp. σ_3 .

3.4. Differences and Difficulties

As already mentioned, the new methods give most reliable results if fault planes of many directions are present. Although many preferentially oriented fault planes occur approximately in a position of 30° – 45° to σ_1 , depending on the angle of internal friction, planes of nearly all orientations can be found in some rocks. However, the incomplete distribution of planes in rocks can be a problem. They induce a certain degree of uncertainty, if they are lacking.

The method of SCHRADER reduces this problem by searching selectively for planes of further orientation to enlarge the information. By this way the striation pattern (Fig. 5) is successively elaborated. The advantage of this method is that there is no time consuming measurement of already analysed plane-orientations. A diagram shows clearly, how much information exists and how precisely analysis can be made.

The method of WALLBRECHER & FRITZ is an automate one. As many fault planes and corresponding slickenside striations as possible are measured (Fig. 9a,b). Homogeneous distribution of fault planes (Fig. 9c) is obtained by eliminating clustering points, supposing that fault planes of the same orientation have equally oriented striations (in cases in which one deformation process produced the faults). This is done by a computer program written by WALLBRECHER. From model calculation we conclude that the eigenvalue $|\lambda_1|$ of the MRSS-distribution remains at the constant value of $|\lambda_1| = 0.16$, even when the formfactor R varies. This makes it possible to check the reliability of the results. A differing value of $|\lambda_1|$ of a striation distribution is interpreted as superposition of different deformation phases, which can have produced different striations on the same planes.

In the procedure of SCHRADER, each single fault displacement is kept in sight and so it is possible to con-

Table. 1.

Summary of the results from the three methods:

The orientation of AD, AC, and AI (axis of divergence, convergence, intermediate axis) of the particle displacement field correspond with the orientations of the eigenvectors of the slickenside striations (Fig. 9d) $\lambda_{1,2,3}$ which we correlate with σ_2 , σ_3 , σ_1 , resp.

Similar principal stresses resulted from the method of ANGELIER & MECHLER (1977).

Eigenvalues of the slickenside striations (Fig. 9d) $|\lambda_{1,2,3}|$ were used to calculate the shape of the deviatoric stress ellipsoid (equation 4). Again the deformation symmetries of both new methods are very similar.

	planes (used)	results				symmetry
SCHRADER	52 (38)	AD 021/03	AI 124/48	AC 300/45	PC 212/88	between uniaxial compression and pure shear
WALLBRECHER & FRITZ	176 (94)	eigenvector orientation				R=0,38: triaxial stress-ellipsoid with tendency to cigar-shape
		$\lambda_3 // \sigma_1$ 198/02	$\lambda_1 // \sigma_2$ 107/43	$\lambda_2 // \sigma_3$ 280/46		
		eigenvalue				
		$ \lambda_3 $ 0,47	$ \lambda_1 $ 0,18	$ \lambda_2 $ 0,35		
ANGELIER & MECHLER	99 (77)	σ_1 $\approx 30/0$	σ_2 $\approx 115/40$	σ_3 $\approx 295/30$		

trol whether it fits the dominating striation pattern or not (Fig. 5). Whether a non-fitting fault is considered as an effect of scattering and better neglected, or whether it belongs to a second displacement field, which is vailed by the dominant one, but can be reconstructed by selective searching, is decided by the possibility to get further data. Thus it is possible to recognize superimposed deformation systems and to separate different deformational phases.

4. Testing the Methods

To compare the two methods we analysed an outcrop in Gröden Sandstones with vertical bedding at the base of the Drauzug in the Gail valley (Fig. 1).

a) Results according to the orientation tensor method of WALLBRECHER & FRITZ:

176 fault planes and corresponding striations were measured. The primary fault plane data are, as

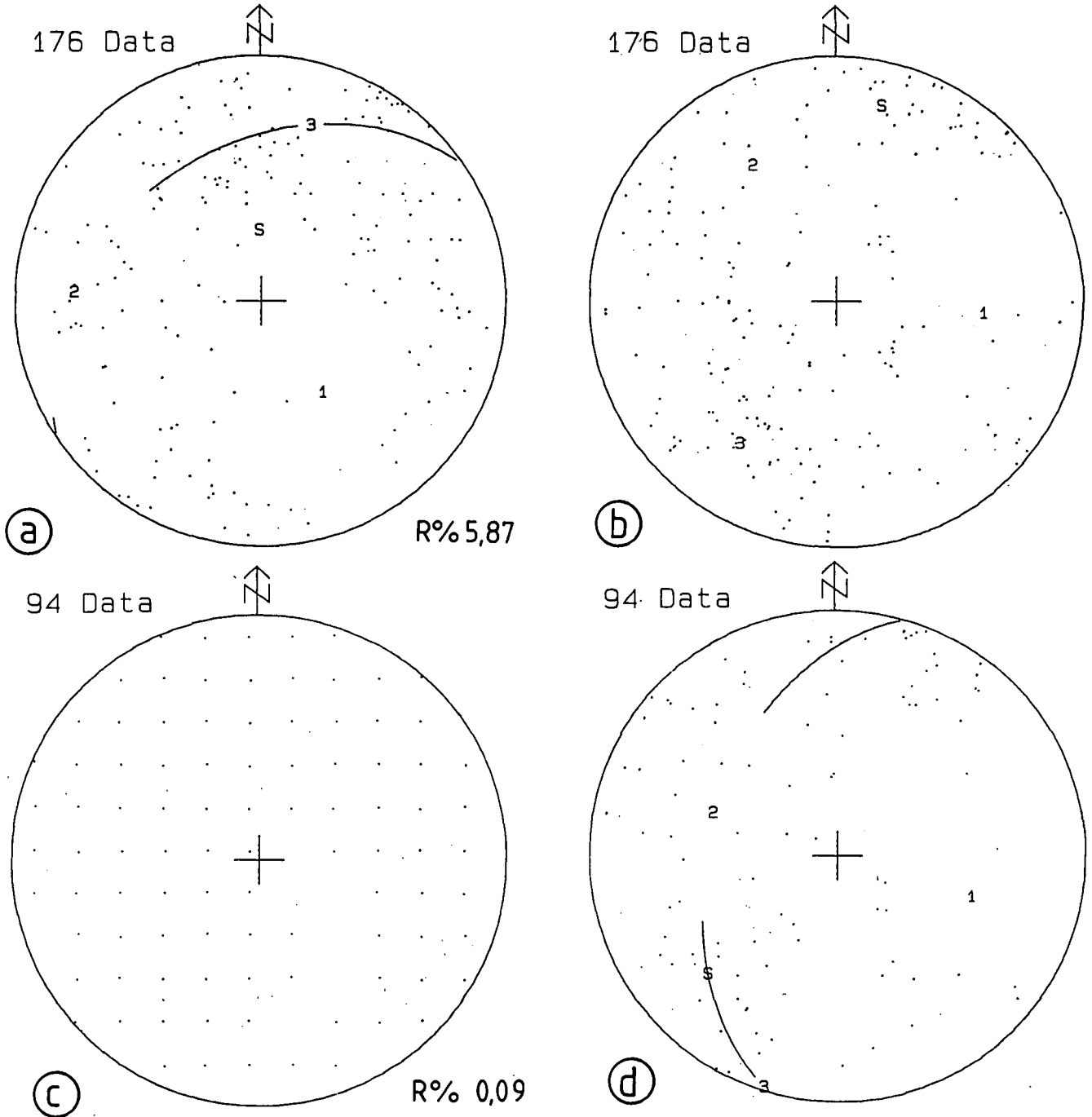


Fig. 9.

The analysing procedure after WALLBRECHER & FRITZ.

a) The original data set consists of fault plane poles (R% is the degree of preferred orientation after WALLBRECHER, 1986) and

b) the corresponding striation lines (points of penetration).

c) Clustering points of the original data set are eliminated (cleaned) by a computer program in order to obtain a nearly homogeneous distribution of plane poles (R% is reduced to 0.09).

d) Finally eigenvectors and eigenvalues of the striations corresponding to the cleaned data set are calculated.

The position of the eigenvectors ($\lambda_{1,2,3}$) in Fig. 9d corresponds to the principal stresses: σ_1 is parallel to λ_3 , σ_2 is parallel to λ_1 and σ_3 is parallel to λ_2 (compare with Fig. 10).

The orientations of eigenvectors and eigenvalues are listed in Tab. 1.

usual, not uniformly distributed. Clustering points (Fig. 9a) are eliminated. The cleaned fault planes are nearly homogeneously distributed (Fig. 9c) as seen in the degree of orientation preference which is $R\% = 0.09$ and should be as small as possible. Now we interpret the striations corresponding to the cleaned data (Fig. 9d, Tab. 1).

- The smallest eigenvalue (of the eigenvector λ_1 , orientation 107/43) of the striation pattern, which is parallel to σ_2 , has the absolute size $|\lambda_1| = 0.18$ which is very close to the theoretical value of $|\lambda_1| = 0.16$ of an ideal MRSS distribution. Therefore we conclude that one deformational phase is responsible for the striation pattern.

- For the interpretation of λ_2 (orientation 280/46) and λ_3 (orientation 198/02) as σ_1 or σ_3 , resp., we compare their orientations with the results of the method of ANGELIER & MECHLER (1977) applied on the same data set (Fig. 10). The result of SCHRADER's method also enables the interpretation showing that displacement (Fig. 5) must be directed qualitatively from σ_1 towards σ_3 . Our λ_3 turns out to be parallel to σ_1 and λ_2 parallel to σ_3 . Table 1 summarizes the orientations of eigenvectors and their eigenvalues of the striation pattern of the fault planes.

- The form factor R of the stress ellipsoid is 0.38, which results from equation (4)

$$R = 0.5 + \lambda_2 \parallel \sigma_3 - \lambda_3 \parallel \sigma_1$$

$$R = 0.5 + 0.3 - 0.47$$

$$R = 0.38$$

$R = 0.38$ (Fig. 7) indicates that stress acting in this area is an ellipsoid between cigar-shape (Fig. 6a) and maximum triaxiality (Fig. 6b). Vice versa the corresponding strain geometry is expected between plane strain and flattening strain.

b) Results according to the displacement field method of SCHRADER (Fig. 5):

38 faults were searched selectively in as many directions as possible.

- One system of striations is dominant, but there are one or two others which are veiled by the dominant one.

- The striation pattern clearly shows AD (21/03) and PC (212/88) nearly perpendicular to AD. Along PC, AC (which is the point where striations converge, Fig. 4a) and AI (where displacements bend off) can be only roughly distinguished (AI approximately 124/48, AC approximately 300/45).

- Thus PC is a plane of nearly equal extension in all directions, because AI and AC are nearly of the same nature along PC. The deformation symmetry is more uniaxial compression than pure shear.

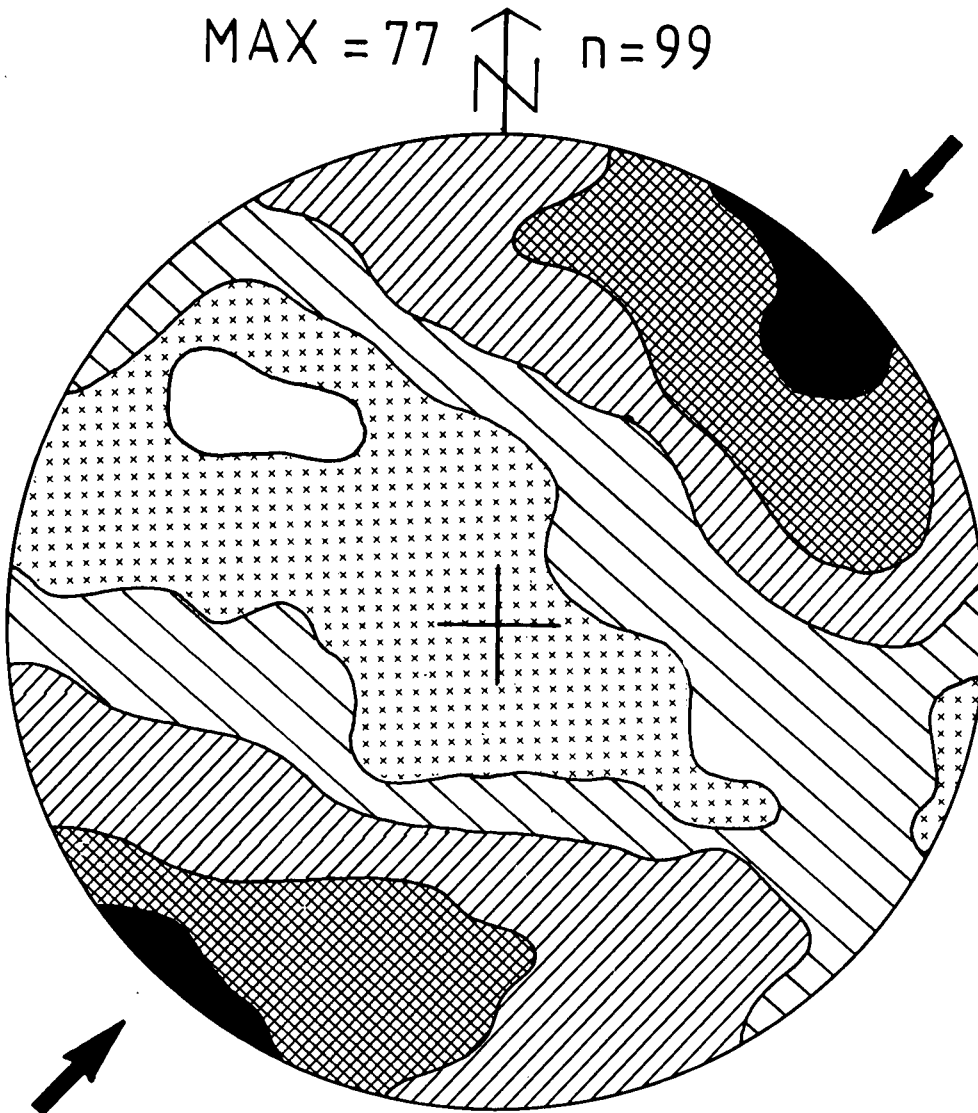


Fig. 10. Result after the method of ANGELIER & MECHLER (1977).

Fault planes and striations are recorded in spherical projection as "dihedra" and their distribution density is represented by isolines of "superposed compression areas" from 0% (white) over 25%, 50%, 75% to 100% (black). σ_1 (arrows) is fixed in the black area and σ_3 in the white area; they have to be mutually perpendicular. n is the number of cumulated dihedra, and MAX is the number of data which are constant with this solution. Mention that σ_1 and σ_3 correspond to λ_3 and λ_2 of the orientation tensor of Fig. 9.

4.1 Compatibility of the Results

There is a close conformity of the results from the applied methods. The directions of the eigenvectors (Fig. 9d), which are assigned to principal stresses (Fig. 10, Tab. 1), fit well to axes and planes of the displacement field (Fig. 5) and to the results from the method of rectangular dihedra (Fig. 10, Tab. 1). WALLBRECHER & FRITZ calculated a form factor of the stress ellipsoid $R = 0.38$, which coincides with the determination of the deformation symmetry by SCHRADER between uniaxial compression and pure shear. Further veiled displacement systems are indicated by some deviating arrows in the diagram (Fig. 5). The lowest eigenvalue $\lambda_1 = 0.18$ differs only slightly from the theoretical value of 0.16 for a single phase stress field and thus indicates that deformation was not completely uniphase. It remains to be proven whether the results of the three methods coincide in cases of non-orthogonal displacement-fields.

The results of fault-analysis fit to the results of strain determinations in the ductile structures of the underlying Gailtal crystalline (UNZOG, 1988). He found an ellipsoid with the long axis parallel to WNW-ESE-direction, discussed it in the context of left-lateral strike-slip-structures combined with a significant flattening component in the ductile Gailtal crystalline and interpreted it as result of NNE-SSW compressive stresses at the base of the brittle deformed Drauzug.

5. Applications

For orthogonal and uniphase fields, the methods give compatible results. However, under some circumstances one or the other should be preferred.

If there is only a small number of faults, but good criteria for the sense of displacement on each of them (Fig. 2), one would use SCHRADER's method. In contrast, if there are many fault planes and striation data available, but the interpretation of the displacement sense is difficult, one should use the method of WALLBRECHER & FRITZ because it needs only a few displacement sense indicators. If there is need to quantify the stress ellipsoid explicitly (shape factor) one would use the method of WALLBRECHER & FRITZ. In most cases it is sufficient to determine the deformation symmetry qualitatively to answer geological questions; so that SCHRADER's method could be preferred.

The orientation tensor method (WALLBRECHER & FRITZ, 1989) is an automatized system without the possibility to interpret individual fault plane data. There are tools to test the reliability of the results but there is, until now, no possibility to separate superimposed deformations. SCHRADER's method allows the recognition of superimposed deformation processes and the analysis of each of them. Thus the best way is to use both methods.

The geological meaning of the results can only be understood in the context of the whole deformation structure. The texture of at least one complete fold or thrust unit (SCHRADER, in press) must be examined, especially the relationship of faults to bedding to assign faulting to pre-, syn- or postkinematic processes.

Acknowledgements

We thank W. UNZOG (Graz) for many hours of discussion and the considerable work on the computer programs and F. NEUBAUER (Graz) who reviewed a prior version of this paper.

Literatur

- ALEKSANDROWSKI, P.: Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. – *J. Struct. Geol.*, **7**, 73–82, 1985.
- ANDERSON, E. M.: The dynamics of faulting. – Oliver & Boyd, Edinburgh, 1952.
- ANGELIER, J. & GOGUEL, J.: Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. – *C. R. hebd. Séanc. Acad. Sci. Paris*, **288**, 307–310, 1979.
- ANGELIER, J. & MANOUSIS, S.: Classification automatique et distinction des phases superposées en tectonique de failles. – *C. R. hebd. Séanc. Acad. Paris*, **290**, 651–654, 1980.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P.: Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. – *Bull. Soc. géol. France*, **19**, 1309–1318, 1977.
- ARMJO, R., CAREY, E. & CISTERNAS, A.: The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phases. – *Tectonophysics*, **82**, 145–160, 1982.
- ARMJO, R. & CISTERNAS, A.: Un problème inverse en microtectonique cassante. – *C. R. hebd. Séanc. Acad. Paris*, **287**, 595–598, 1978.
- ARTHAUD, F.: Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. – *Bull. Soc. géol. France*, **7/11**, 729–737, 1969.
- BEMMELEN VAN, R.W.: Beitrag zu Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich), zweiter Teil. Die zentralen Gailtaler Alpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **104**, 213–237, 1961.
- BOTT, M. H.P.: The mechanics of oblique slip faulting. – *Geol. Mag.*, **96**, 109–117, 1959.
- CAREY, E.: Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir de stries de glissement. – Thèse 3^{ème} cycle, Université de Paris-Sud, 1976.
- CAREY, E.: Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. – *Rév. Géol. dyn. Géophys.*, **21**, 57–66, 1979.
- CAREY, E. & BRUNIER, B.: Analyse théorique et numérique d'une population de failles. – *C. R. hebd. Séanc. Acad. Paris*, **279**, 891–894, 1974.
- DE VICENTE, G.: The e/k' Diagram. An application of the "slip model" to the populational fault analyses. – *Rev. Soc. Geol. España*, **1**, 97–112, 1988.
- ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. & DAIGNIERES, M.: An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analyses. – *J. Struct. Geol.*, **31**, 51–65, 1981.
- HEINISCH, H.: Concepts for the geological evolution of Gailtal crystalline (Kärnten, Austria). – In: FLÜGEL, H. W., SASSI, F. P. & GRECULA, P. (eds.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts, 295–312, Alfa Publisher, Bratislava 1988.
- HEINISCH, H., SCHMIDT, K. & SCHUH, H.: Zur geologischen Geschichte des Gailtalkristallins im unteren Lesachtal westlich von Kötschach-Mauthen (Kärnten, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 447–486, 1984.
- HOEPPENER, R.: Tektonik im Schiefergebirge. – *Geol. Rdsch.*, **44**, 22–58, 1955.

- HOEPPENER, R.: Zur physikalischen Tektonik. Darstellung der affinen Deformationen, der Spannungs- und Beanspruchungszustände mit Hilfe der flächentreuen Kugelprojektion. – *Felsmech. Ing.-Geol.*, **2**, 22–44, 1964.
- KARMAN, T. von: Festigkeitsversuche unter allseitigem Druck. – *Zeitschr. Ver. dt. Ingenieure*, **55**, 1749–1957, 1911.
- MANDL, G.: *Mechanics of tectonic faulting; models and basic concepts*. – 407p., Elsevier, Amsterdam 1988.
- NORRIS, D.K. & BARRON, K.: Structural analyses of features on natural and artificial faults. – *GSC Paper*, **68/52**, 135–174, 1968.
- PIFFNER, O.A. & BURKHARD, M.S.: Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data. – *Annales Tectonicae*, **1**, 48–57, 1987.
- PRICE, N.J.: *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks*. – 176p., Pergamon Press, 1966.
- RAMBERG, H.: Particle path, displacement and progressive strain applicable to rocks. – *Tectonophysics*, **28**, 1–37, 1975.
- SCHÖNLAUB, H.P.: *Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nichtmetamorpher und metamorpher Abfolgen*. – *Abh. Geol. B.-A. Wien*, **33**, 124p., 1976.
- SCHÖNLAUB, H.P.: *Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt ÖK 179 Kötschach*, 1 : 50.000. – *Geol. B.-A. Wien*, 1985.
- SCHÖNLAUB, H.P.: *Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt ÖK 178 Weissbriach*, 1 : 50.000. – *Geol. B.-A. Wien*, 1987.
- SCHRADER, F.: Graphische Methode der Strain- und Streßanalyse von Scherkluffgesellschaften. – *Nachr. dt. Geol. Ges.*, **37**, 53–54, 1987.
- SCHRADER, F.: Das regionale Gefüge der Drucklösungsdeformation an Geröllen im westlichen Molassebecken. – *Geol. Rdsch.*, **77/2**, 347–369, 1988a.
- SCHRADER, F.: Das Verschiebungsfeld von Spalten, Harnischen und Styllolithen. – *Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie (TSK II)*, Abstract, 95–96, Erlangen, 1988b.
- SCHRADER, F.: Symmetry of pebble-deformation involving solution pits and slip-lineations in the northern Alpine Molasse Basin. – *J. Struct. Geol.*, **10/1**, 41–52, 1988c.
- SCHRADER, F.: Analyse von Bewegungsspuren auf Harnischen in Falten des Ahrtales (Rheinisches Schiefergebirge). – *In press*.
- SIMON GOMES, J. L.: Analyses from a gradual change in stress regimes (example from the Eastern Iberian Chain, Spain). – *Tectonophysics*, **124**, 37–53, 1986.
- UNZOG, W.: Schertektonik im Gailtalkristallin und am Südrand des Drauzuges (Kärnten, Österreich). – *Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie (TSK II)*, Abstract, 125–126, Erlangen, 1988.
- UNZOG, W.: Schertektonik im Gailtalkristallin und an seiner Begrenzung. – *Unveröff. Diss. Univ. Graz*, 204 p., Graz, 1989.
- UNZOG, W.: Paläostress am Drauzugsüdrand. – *Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie (TSK III)*, Abstract, 261–264, Graz 1990.
- WALLBRECHER, E.: *Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen*. – 224p., Enke, Stuttgart, 1986.
- WALLBRECHER, E. & FRITZ, H.: Eine Methode zur quantitativen Erfassung von Gestalt und Orientierung des Stress-Ellipsoids aus Harnischflächen und Striemungen. – *2. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie (TSK II)*, Abstract, 131–132, Erlangen, 1988.
- WALLBRECHER, E. & FRITZ, H.: Quantitative evaluation of the shape factor and the orientation of a paleo-stress ellipsoid from the distribution of slickenside striations. – *Annales Tectonicae*, **3/2**, 110–122, 1989.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 30. April 1990.

Neuinterpretation eines Querprofiles durch die westliche Lammereinheit (Nördliche Kalkalpen, Österreich)

Von HANS-JÜRGEN GAWLICK, KERSTIN LEUSCHNER & HEINRICH ZANKL*)

Mit 2 Abbildungen

Österreich
Salzburg
Tirolikum
Hallstätter Zone
Lammereinheit
Trias
Jura
Gleittektonik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 94

Inhalt

Zusammenfassung	561
Abstract	561
1. Einleitung	561
2. Tirolikum	563
3. Gleitschollen	563
4. Tektonik	565
Dank	565
Literatur	565

Zusammenfassung

Ein Querprofil durch die Hallstätter Zone der westlichen Lammereinheit, die zwischen dem Tirolikum der Osterhorngruppe im Norden und dem Tirolikum des Tennengebirges im Süden liegt, wird neu interpretiert.

Geländebefunde, stratigraphische Belege und fazielle Untersuchungen charakterisieren die westliche Lammereinheit als allochthonen Gleitschollenschwarm aus dem Süden oder Südosten, der ab dem höheren Dogger in das jurassische Intraplattenbecken am Tennengebirgsnordrand als orogene Trogfüllung eingeglitten ist.

Die einzelnen Schollen der westlichen Lammereinheit unterscheiden sich in ihrem stratigraphischen Umfang und ihrer faziellen Ausbildung eindeutig voneinander. Schollen in Karbonatplattformfazies der Mittel- und Obertrias stehen Schollen in obertriassischer Hang- und Beckenfazies sowie Schollen aus Hallstätter Kalken gegenüber.

Re-Interpretation of a Cross-Section through the Western Lammer Unit (Northern Calcareous Alps, Austria)

Abstract

A new interpretation is proposed of the Hallstätter Zone of the Lammer unit between the Osterhorn Group Tyrolikum in the north and the Tyrolian Tennengebirge in the south.

Field observations, stratigraphic evidence and facies characteristics show that the western Lammer unit is a series of

allochthonous sliding sheets, which were transported either from the south or southeast. These sheets slid into the Jurassic intraplate basin at the north edge of the Tennengebirge from the late Dogger onwards as an orogenetic trough filling.

These allochthonous units of the western Lammer unit differ from another in both facies characteristics and the timespan of the sedimentation. Carbonate platform allochthonous units from the middle and upper Trias overly both upper Triassic shelf and basin margin facies units as well as the open marine Hallstätter limestone.

1. Einleitung

Die tektonische Stellung der Hallstätter Zone der Lammereinheit in ihrem tirolischen Rahmen ist bis heute umstritten. Der Anschauung gebundener Tektonik (z. B. W. SCHLAGER, 1967; ZANKL, 1967; TOLLMANN, 1976; HÄUSLER, ab 1979) steht die Vorstellung gegenüber, daß die Lammereinheit als allochthones Element zwischen der Osterhorngruppe im Norden und dem Tennengebirge im Süden liegt (z. B. CORNELIUS & PLÖCHINGER, 1952; PLÖCHINGER, ab 1975; FISCHER, 1965).

Neukartierung der westlichen Lammereinheit, sowie stratigraphische und fazielle Untersuchungen erlauben die Neuinterpretation der Lammermasse als allochthonen Gleitschollenschwarm. Material, das ursprünglich aus weit voneinander getrennt liegenden Ablagerungsräumen stammt, wurde als Schollen in das jurassische Intraplattenbecken am Tennengebirgsnordrand verfrachtet.

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. HANS-JÜRGEN GAWLICK, Dipl.-Geol. KERSTIN LEUSCHNER, Prof. Dr. HEINRICH ZANKL, Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität Marburg, Hans Meerwein-Straße 18, D-3550 Marburg/Lahn.

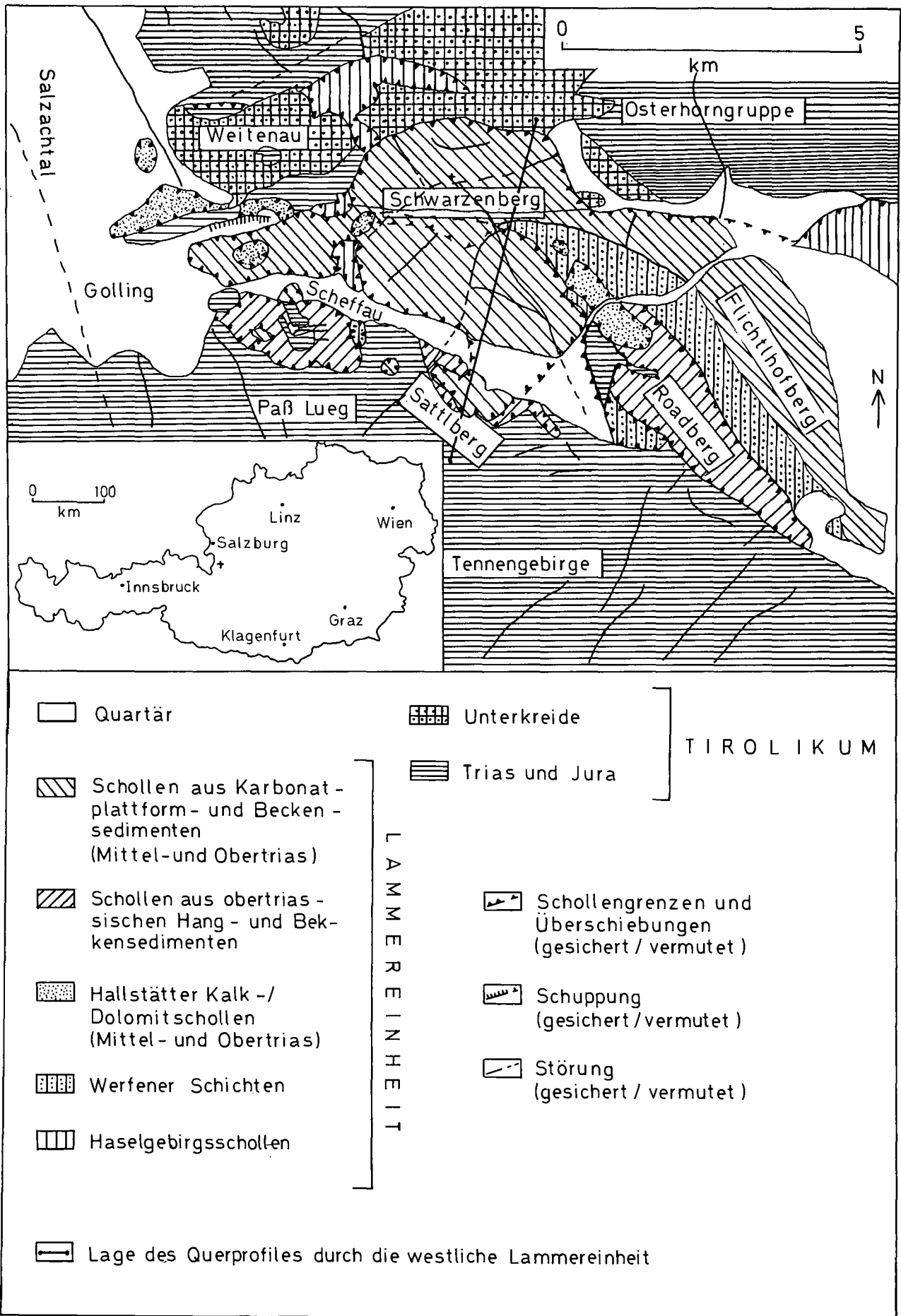


Abb. 1.
Geologisch-tektonische Übersicht der westlichen Lammereinheit und Lage des Querprofiles.

2. Tirolikum

Am Tennengebirgsnordrand umfaßt die tirolische Schichtfolge Dachsteinkalk (Obertrias) bis Radiolarit (Obercallovium/Oxfordium). Der norische Dachsteinkalk ist meist in Loferer Fazies ausgebildet (FISCHER, 1964; ZANKL, 1971, 50, 160ff) und typisch für die rifferne Riffrückseite. Kleine Riffstotzen und die obersevatischen Kössener Schichten nördlich Paß Lueg leiten über in die Zerlegung der obertriassischen Karbonatplattform an der Trias/Jura-Grenze (Adneter Wende nach SCHLAGER & SHÖLLNER, 1974, 173ff).

Im Lias bilden sich durch differenziertes Absinken der einzelnen Blöcke auf Schwellenregionen Rotkalk und in Senken graue Kalke. Im Pliensbachium (GAWLICK, 1988, 18) werden von den Rotkalkschwellen Brekzien in das liassische Becken am Tennengebirgsnordrand geschüttet. Über den liassischen Rot- und Graukalken werden die bis in den Malm (HÄUSLER, ab 1979; PLÖCHINGER, 1987, 1990) reichenden Strubbergsschichten abgelagert, in die sich ab höherem Dogger Olisthostrome (= Strubbergbrekzie) mit Megaolistholithen und Gleitschollen einschalten. Über den Strubbergsschichten wird Radiolarit abgelagert.

Der Radiolarit ist mit den Strubbergsschichten eindeutig sedimentär verbunden. Am Sattlberg zeigt die kontinuierliche Sedimentation im Hangenden der Strubbergsschichten einen generellen Trend zur Korngrößenabnahme (fining-upward). Über einem komponentengestützten Olisthostrom mit Megaolistholithen treten matrixgestützte Olisthostrome mit abnehmender Korngröße gegen das Hangende auf. Darüber folgen tonig-siltige Laminite, die allmählich in kalkig-kieseligen Radiolarit übergehen. Jüngere Sedimente sind am Tennengebirgsnordrand nicht mehr aufgeschlossen.

Am Südrand der Osterhorngruppe reicht die tirolische Schichtfolge vom Hauptdolomit (Obertrias) bis zu den Roßfeldschichten (Unterkreide - vgl. Abb. 2).

In der Obertrias folgt über dem Hauptdolomit gebankter Dachsteinkalk, der allmählich in Kössener Schichten übergeht. Mit der Ablagerung von Oberrhättriffriffkalk endet die triassische Sedimentation.

Nach der Adneter Wende entstehen im Lias wie am Tennengebirgsnordrand auf Schwellenregionen Rotkalk und in Senken graue Kalke. Über einer Schichtlücke im Dogger (PLÖCHINGER, 1987) werden Radiolarit, Oberalmer Schichten (Kimmeridge-Tithon), Schrambachschichten (Berrias-Untervalangin) und Roßfeldschichten (Obervalangin-Unterapt) abgelagert (vgl. PLÖCHINGER, 1987).

3. Gleitschollen

Die westliche Lammereinheit wird von Gleitschollen aufgebaut. Die einzelnen Schollen unterscheiden sich in ihrem stratigraphischen Umfang und ihrer faziellen Ausbildung eindeutig voneinander.

Südlich der Lammer liegen die Gleitschollen des Lammereggs und die untere Teilscholle des Sattlberg-Nordabfalles in Strubbergbrekzie eingesedimentiert. Das Lammeregg und die Basis des Sattlberg-Nordabfalles werden von obertriassischen Hang- und Beckensedimenten aufgebaut: meist dolomitisierte Pötschen- und Pedataschichten.

Am Lammeregg beginnt die Schichtfolge mit unterkarnischen dm-gebankten Kieselkalken, die *Gondolella polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV) und *Gondolella* sp. 1 KRZYSTYN enthalten und endet im oberen Nor mit grauen gebankten bis massigen mikritischen Kalken, die *Gondolella steinbergensis* (MOSHER) und *Epigondolella bidentata* MOSHER führen.

Der Sattlberg-Nordabfall wird aus zwei Teilschollen aufgebaut. Die Schichtfolge der in Strubbergbrekzie eingesedimentierten, norischen unteren Teilscholle umfaßt Lac bis oberes Sevat. Im Liegenden führt ein undeutlich gebankter Biomikrit *Epigondolella abneptis* s.l. (HUCKRIEDE) und *Gondolella* cf. *navicula* (HUCKRIEDE). Das Hangende besteht aus Pedataschichten, die *Misikella hernsteini* (MOSTLER) und *Misikella posthernsteini* KOZUR & MOCK führen.

Die obere Teilscholle des Sattlberg-Nordabfalles ist aus dolomitisierten ladinischen Beckensedimenten aufgebaut, die das *Gladigondolella tethydis*-Multielement sensu KOZUR & MOSTLER und *Gondolella inclinata* KOVÁCS führen. Die Sedimente dieser Teilscholle gehen nördlich der Lammer in den typischen Wettersteindolomit der Rabensteinkopf- / Hühnerkopfteilscholle über. Am Hühnerkopfgipfel treten Diploporen auf, in der Gipfelregion des Rabensteinkopfes dolomitisierter (Kalkalgen-)Riffschutt mit Rifffüllungen.

Zahlreiche mittel- bis obertriassische Hallstätter Kalk- und Dolomitschollen sind am Tennengebirgsnordrand als Megaolistholithe in Strubbergbrekzie eingelagert, z. B. der norische Hallstätter Kalkolistholith am Gipfel des Rauhen Sommereck mit *Gondolella steinbergensis* (MOSHER) und *Epigondolella* cf. *abneptis* 1 KRZYSTYN (Alaun 1) sowie Hallstätter Kalk-Großschollen im Gipfelbereich des Lammereggs, die *Epigondolella triangularis* BUDUROV & STEFANOV und *Gondolella hallstattensis* (MOSHER) (Lac 2 bis Lac 3) enthalten.

Nördlich der Lammer schließt sich die aus mehreren Teilschollen aufgebaute auffällige Felsmasse des Gollinger Schwarzenbergkomplexes an. Schollen aus mittel- und obertriassischen Karbonatplattformsedimenten stehen Schollen aus Hallstätter Beckensedimenten gegenüber.

Die Schichtfolge des Schwarzenbergkomplexes beginnt mit den detritischen Werfener Schichten im Skyth und endet im Lias mit Rotkalken. Der sich über den Gutensteiner Schichten entwickelnde Wettersteindolomit der Wettersteinkarbonatplattform der Hühnerkopf-/Rabensteinkopfteilscholle verzahnt sich Richtung Osten mit dolomitisierten Beckensedimenten, die westlich der Wallingalm das *Gladigondolella tethydis*-Multielement sensu KOZUR & MOSTLER (Ladin-Unterkarn) und an der Flichtlhofberg-Ostseite *Gondolella trammeri* KOZUR, das *Gladigondolella tethydis*-Multielement sensu KOZUR & MOSTLER und *Gondolella inclinata* KOVÁCS (Langobard 1-2) führen. Im Oberjul wird über dem Wettersteindolomit infolge einer Regression (BRANDNER, 1984, 445) die Sequenz der Leckkogelschichten abgelagert, aufgebaut aus Tonschiefern, allodapischen Riffriffschuttalken und beckenwärts Echinodermenkalken mit *Gondolella tadpole* (HAYASHI), *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV und *Gondolella* sp. 1 KRZYSTYN. Die Leckkogelschichten werden von oberkarnisch/norischem Dolomit abgelagert, der allmählich in Dachsteintriffriffkalk übergeht (LEUSCHNER, 1989, 34f).

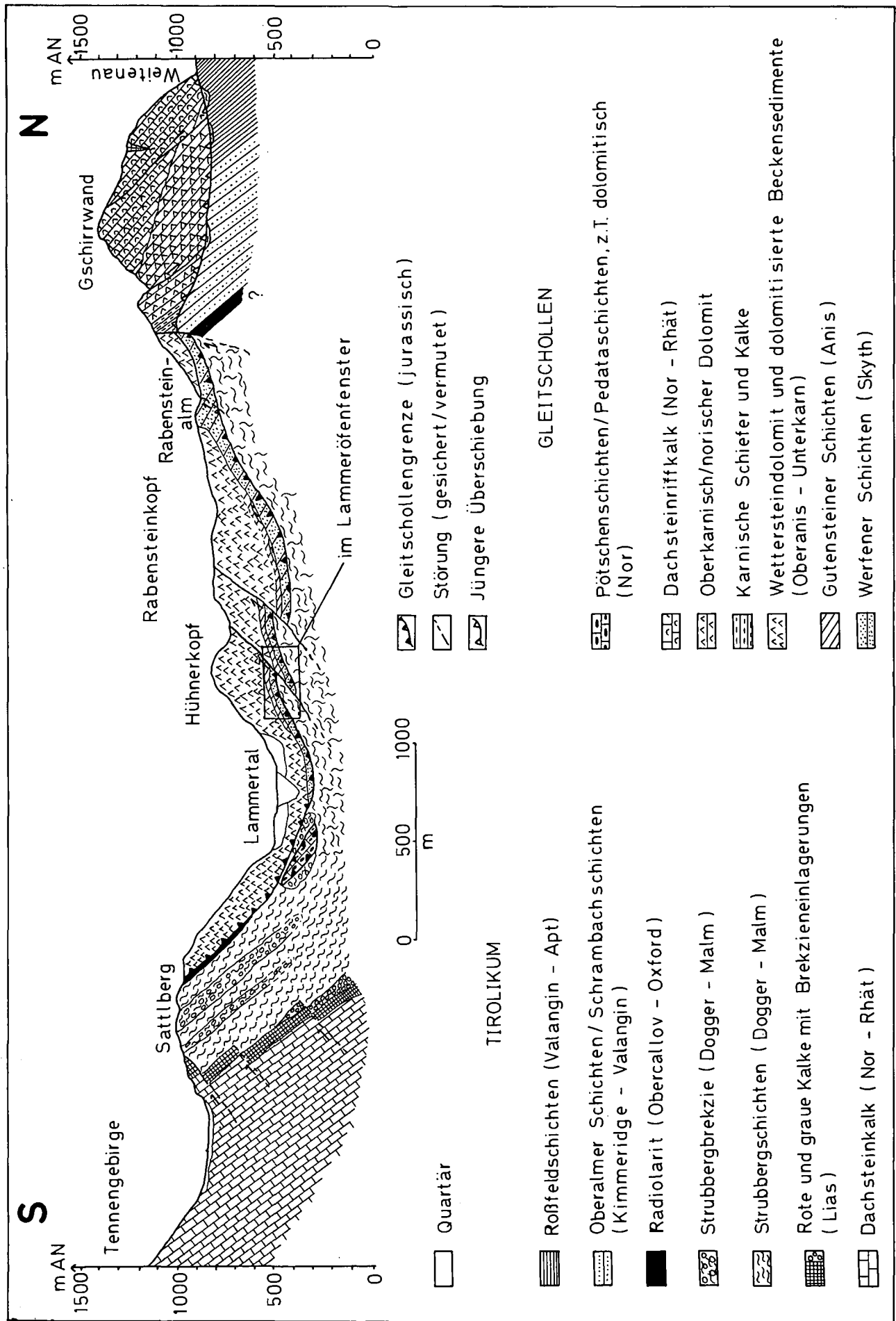


Abb. 2. Vereinfachtes Querprofil durch den Mittelabschnitt der westlichen Lammereinheit (nicht überhöht).

Nach der Zerlegung der obertriassischen Karbonatplattform werden in Spalten und Taschen des Dachsteinriffkalkes liassische Rotkalk abgelagert.

Einige Hallstätter Kalk-Schollen nördlich der Lammer liegen auf dem Gollinger Schwarzenbergkomplex, z. B. die Haareckerscholle als östlichste Fortsetzung des Hallstätter Schollenschwarmes östlich von Golling (PLÖCHINGER, 1984), deren Schichtfolge Anis bis Sevat umfaßt (HÄUSLER, ab 1979). Die Holzwehralmscholle im Südosten des Schwarzenbergkomplexes streicht vom Roadberg über die Lammer zur Rabensteinalm. Dort belegen *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Gondolella cf. navicula* (HUCKRIEDE) und *Epigondolella abneptis* 2–3 KRZYSTYN aus grauen Hallstätter Kalken Lac und Alaun, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER) und *Epigondolella bidentata* MOSHER aus Hallstätter Rotkalken Sevat.

4. Tektonik

Die westliche Lammermasse bildet die Fortsetzung der Göllmasse und Torrener-Joch Zone über die Salzach nach Osten. Hier liegen verschiedene Gesteine aus verschiedenen Ablagerungsräumen und unterschiedlichem stratigraphischem Umfang als Gleitschollen auf engstem Raum übereinander und nebeneinander. Stratigraphie und Fazies charakterisieren die Schollen als Kalkhochalpin, die Hallstätter Fazieseinfluß mit einschließen.

Diese kalkhochalpinen Schollen gleiten ab höherem Dogger in das jurassische Strubbergsschichtenbecken ein, das sich im kalkvorlpinen Raum entwickelt. Während der Tennengebirgsnordrand und der Südrand der Osterhorngruppe durch obertriassische rifferne Lagunensedimente (vgl. Kap. 2) gekennzeichnet sind, wurden die Obertrias-Sedimente der Schollen unter offenen marinen Bedingungen gebildet.

Die tektonische Basis der Gleitschollen im westlichen Lammertal bilden Haselgebirge, Werfener- und karnische Schiefer sowie Strubbergsschichten. Die einzelnen Schollen wurden auf den permo/triassischen Gleitmitteln in das jurassische Strubbergsschichtenbecken am Tennengebirgsnordrand verfrachtet. Im Lammeröfenfenster (vgl. TOLLMANN, 1976, 252ff) zwischen der Rabensteinkopf-/Hühnerkopfteilscholle und der Holzwehralmscholle treten Strubbergsschichten auf, die in den Dogger (LEIN, Vortrag Marburg, 10. 12. 1988) eingestuft werden.

Neben den tektonischen, stratigraphischen und faziellen Belegen sind verschiedene weitere Kriterien für die synsedimentäre Gleittektonik vorhanden:

- a) Einsedimentieren älterer Schollen in jüngerem Sediment (z. B. Hallstätter Kalkschollen in Strubbergbrekzie)
- b) Sedimentärer Gleitfaltenbau in den Strubbergsschichten
- c) Brekziensaum um einzelne Gleitschollen.

Die Ursache für die frühe Schollengleitung soll nach TOLLMANN (1987, 57) das Vorbeischieben des Licischen Blockes entlang von transformierten Verwerfungen am Südrand des Kalkhochalpins sein, nach LEIN (1985, 126) eine Obduktion durch Einengung von Süden.

Nach der jurassischen Gleittektonik wird das Gebiet der westlichen Lammermasse wie das gesamte Ostal-

pin von der Deckentektonik erfaßt. Die Einengung vorhandener Ablagerungsräume führt im westlichen Lammertal zur Nordwestbewegung der Gollinger Schwarzenbergmasse auf die oberjurassischen und unterkretazischen Gesteine der Weitenauer Mulde (LEUSCHNER, 1989). Dabei werden die Gleithorizonte der Schollen reaktiviert, deren Reste (Haselgebirge, Werfener- und karnische Schiefer, Strubbergsschiefer) heute als Schubfalten am Nord- und Nordwestrand des Gollinger Schwarzenberges am Überschiebungskontakt auftreten.

Dank

Wir danken Herrn Univ.-Doz. Dr. L. KRZYSTYN (Wien) für die Überprüfung und Korrektur der Conodonten.

Literatur

- BRANDNER, R., 1984: Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der Nordwest-Tethys. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 435–475, Wien.
- CORNELIUS, H. P. & PLÖCHINGER, B., 1952: Der Tennengebirgsnordrand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. – Jb. Geol. B.-A., **95/2**, 145–225, Wien.
- FISCHER, A. G., 1964: The Lofer Cyclothems of the alpine Triassic. – Bull. geol. Surv. Kansas, **169**, 107–149, Lawrence.
- FISCHER, A. G., 1965: Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1965**, 20–33, Wien.
- GAWLICK, H.-J., 1988: Jurassische Sedimentationsdynamik als Hauptformungsprozeß im unteren Lammertal zwischen Paß Lueg und Oberscheffau (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Unveröff. Diplomarb. Univ. Marburg, 68 S., Marburg.
- HÄUSLER, H., 1979: Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau. – Jb. Geol. B.-A., **122/1**, 75–141, Wien.
- HÄUSLER, H., 1980: Zur tektonischen Gliederung der Lammer-Hallstätter Zone zwischen Golling und Abtenau. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 403–413, Wien.
- HÄUSLER, H., 1981: Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammermasse (Salzburger Kalkhochalpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **27**, 145–159, Wien.
- LEIN, R., 1985: Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – Arch. f. Lagerst. Forsch. Geol. B.-A., **6**, 117–128, Wien.
- LEUSCHNER, K., 1989: Der Gollinger Schwarzenberg – Teil eines jurassischen Gleitschollenschwarmes (Österreich, Salzburger Land). – Unveröff. Dipl.arb. Univ. Marburg, 92 S., Marburg.
- PLÖCHINGER, B., 1974: Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1974/1**, 71–88, Wien.
- PLÖCHINGER, B., 1979: Argumente für die intramalmische Eingleitungen von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzb.). – Verh. Geol. B.-A., **1979**, 181–194, Wien.
- PLÖCHINGER, B., 1984: Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). – Geol. Rdsch., **73**, 293–306, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B., 1987: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, 94 Hallein. – Wien (Geol. B.-A.).
- PLÖCHINGER, B., 1990: Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. – Wien (Geol. B.-A.).

- SCHLAGER, W., 1967: Hallstätter und Dachsteinkalkfazies und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, 50–70, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W., 1974: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67**, 165–193, Wien.
- TOLLMANN, A., 1976: Zur Frage der Parautochthonie der Lammereinheit in der Salzburger Hallstätter Zone. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. 1, **184**, 237–257, Wien.
- TOLLMANN, A., 1987: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. österr. geol. Ges., **80**, 47–113, Wien.
- ZANKL, H., 1967: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch., **56**, 128–139, Stuttgart.
- ZANKL, H., 1971: Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. – In: MÜLLER (ed.): Sedimentology of parts of central Europe, 147–185, Frankfurt (Kramer).

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 27. August 1990.

Die basalen Auernigschichten am Tomritsch-Rücken südlich von Tröpolach (Oberkarbon, Karnische Alpen, Kärnten)

Von KARL KRAINER*)

Mit 9 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 198

*Kärnten
Karnische Alpen
Oberkarbon
Auernigschichten
Sedimentologie*

Inhalt

Zusammenfassung	567
Abstract	567
1. Einleitung	568
2. Die basalen Auernigschichten im Bereich des Tomritsch-Rückens	568
2.1. Bombaso-Formation	569
2.2. Basale Meledis-Formation	570
3. Diskussion	573
Dank	573
Literatur	573

Zusammenfassung

An zwei Profilen durch die basalen Auernigschichten am Tomritsch-Rücken südlich Tröpolach (Karnische Alpen) wird die fazielle Entwicklung der Bombaso (Waidegg) Formation und der basalen Meledis Formation (basale Untere Kalkarme Schichtgruppe) dargestellt.

Der höhere Abschnitt der Bombaso Formation (Profil A) ist als Pramollo Member ausgebildet und besteht aus einer Abfolge von dunklen Siltsteinen und Tonschiefern mit einem pflanzenfossilführenden Horizont (Flora Tomritsch 1,2) sowie eingeschalteten geringmächtigen unreifen Sandstein- und Konglomeratlagen mit einer für das Pramollo Member typischen Zusammensetzung.

Das Profil B stellt die mehr oder weniger unmittelbar hangende Fortsetzung zu Profil A dar und gibt einen Einblick in die basale Meledis Formation, die im tieferen Abschnitt mit dem Pramollo Member verzahnt (Einschaltungen vom Pramollo Member in Form eines Geröllschieferhorizontes und unreifer Sandsteine). Das Profil zeigt zunächst eine transgressive Tendenz, die in fossilführenden Mergellagen, eingeschaltet in dunklen Siltsteinen, gipfelt. Durch allmähliche Korngrößenzunahme, die in eine sandige Fazies mit flacher Schrägschichtung (Hummocky Schrägschichtung) überleitet, wird eine daran anschließende regressive Phase angezeigt.

Die Sedimente des Pramollo Members (Profil A) werden als flachmarine, sehr küstennahe Ablagerungen gedeutet. Die fossilführenden Mergellagen und die flachen Schrägschichtungsstrukturen (als Hummocky Schrägschichtung interpretiert) belegen für die basale Meledis Formation eine Entstehung in einem flachen Schelfbereich.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. KARL KRAINER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

The Basal Auernig Beds (Upper Carboniferous) of the Tomritsch Ridge South of Tröpolach (Carnic Alps, Carinthia)

Abstract

Based on two sections through the basal Auernig Group (Late Carboniferous) at Tomritsch, south of Tröpolach (Carnic Alps, Austria) the depositional environment of the Bombaso (Waidegg) Formation and the basal Meledis Formation (basal Untere Kalkarme Schichtgruppe) is described.

The upper part of the Bombaso Formation (section A), which is represented by the Pramollo Member, is composed of dark siltstones and shales containing plant fossils in the lower part (fossil flora Tomritsch 1,2) and intercalated thin, immature sandstones and conglomerate layers with a composition which is typical for the Pramollo Member.

Section B represents the basal part of the overlying Meledis Formation, which in the lower part interfingers with the Pramollo Member (intercalations of a pebbly mudstone and immature sandstones).

The investigated section shows a transgressive trend in the lower part which culminates in the fossiliferous mudstones intercalated in dark siltstones. Then a coarsening (shallowing) upward trend is recognized, grading into low-angle crossbedded (hummocky crossbedded) sandstones with syndimentary deformation structures, an intercalated thin conglomerate layer and a siltstone-shale horizon containing plant fossils. This coarsening upward sequence marks a regressive phase in the upper part of the studied section.

Sediments of the Pramollo Member (section A) are interpreted as deposits of a shallow marine, nearshore environment. Fossiliferous mudstones and low-angle crossbedded (hummocky crossbedded) sandstones of the basal Meledis Formation clearly indicate deposition on a shallow shelf.

1. Einleitung

Über die sedimentologische Entwicklung der basalen Auernigschichten, die in den Karnischen Alpen an mehreren Stellen gut aufgeschlossen sind (z.B. SW Zollnersee, östlich der Waidegger Alm, Umgebung der Straniger Alm, südlich des Garnitzenberges, am Roßkofel und am Tomritsch-Rücken), ist bisher relativ wenig bekannt.

Die Untergliederung der Auernigschichten (Untere Kalkarme, Untere Kalkreiche, Mittlere Kalkarme, Obere Kalkreiche und Obere Kalkarme Schichtgruppe) geht auf HERITSCH, KAHLER & METZ (1933) zurück. SELLI (1963) hat für diese Schichtgruppen folgende Begriffe geprägt: Meledis, Pizzul, Corona, Auernig und Carnizza Formation.

KAHLER & PREY (1963) haben von der Unteren Kalkreichen Schichtgruppe (Meledis Formation) die "Transgressionsbildungen" an der Basis der Auernigschichten abgegrenzt und diese vom Tomritsch-Rücken und Roßkofel kurz beschrieben. Für diese "Transgressionsbildungen" haben FENNINGER et al. (1971), gestützt auf Profile in der Umgebung der Waidegger Alm und aufgrund der darin enthaltenen, von METZ (1936) erstmals beschriebenen reichhaltigen „Waidegger Fauna“ als Waidegger Gruppe bezeichnet.

Heute werden die Basisbildungen der Auernigschichten als Waidegger Formation bzw. nach VENTURINI (1986) als Bombaso-Formation bezeichnet.

Nach der Begriffsfassung von VENTURINI (1986) setzt sich die Bombaso-(Waidegg-)Formation aus dem Pramollo-Member und dem Malinfier-Horizont zusammen. Die Übergänge sind fließend, auch die Grenze zur überlagernden Meledis-Formation ist unscharf. Die basale Meledis-Formation kann mit der Bombaso-Formation verzahnen: Einschaltungen von Malinfier-Horizont und Pramollo-Member in der basalen Meledis-Formation.

Das Pramollo-Member ist charakterisiert durch eine Abfolge von Konglomeraten, Sandsteinen, Siltsteinen und Tonschiefern. Die grobklastischen Sedimente setzen sich überwiegend aus Kieselschieferkomponenten, untergeordnet auch aus vulkanischen Komponenten zusammen. Der Malinfier-Horizont ist grobkörnig, meist konglomeratisch ausgebildet und überwiegend aus Karbonatgeröllen des variszischen Untergrundes zusammengesetzt.

Die Mächtigkeit der Bombaso-Formation ist unterschiedlich, beträgt meist einige Zehnermeter.

Die „Waidegger Fauna“ ebenso wie die Trilobiten sämtlicher Fundpunkte in den Basisbildungen der Umgebung der Waidegger Alm und vom Collendiaul ergaben eine Einstufung in das Kasimovium (GAURI, 1965; HAHN & HAHN, 1987). Auch die Fusuliniden-Fauna der Trilobiten- und Brachiopoden-Fundpunkte aus den Basisbildungen der Umgebung der Waidegger Alm wird von KAHLER (1986) in das unterste Kasimovium gestellt.

Die ältesten Fusuliniden-Faunen, zeitlich in das oberste Miatschkovo der russischen Gliederung (= obere Moskauer Stufe) einzustufen, haben KAHLER (1986) aus „Transgressionsbildungen“ SW des Zollnersees und PASINI (1963) südlich vom Auernig beschrieben. Nach wie vor unklar ist das Alter der Transgression auf dem Roßkofel.

Die fossile Makroflora aus den tiefsten pflanzenfossilführenden Horizonten der Auernigschichten (Fundpunkte Zollnersee, Straniger Alm, Tomritsch 1,2) wird bereits in das untere Stefan gestellt, eine Westfal-Flora ist nach neuesten paläobotanischen Untersuchungen bisher nicht bekannt (siehe Zusammenfassung in FRITZ, BOERSMA & KRÄINER 1990).

Nach den bisher vorliegenden Daten setzt die Transgression der Auernigschichten frühestens im oberen Teil der Moskauer Stufe ein.

In der vorliegenden Arbeit wird versucht, die fazielle Entwicklung der basalen Auernigschichten (Bombaso- und basale Meledis-Formation) im Bereich des Tomritsch-Rückens darzustellen.

2. Die basalen Auernigschichten im Bereich des Tomritsch-Rückens

Im Bereich des Tomritsch-Rückens liegen die Auernigschichten diskordant über steilstehenden Hochwipfelschichten (siehe auch KAHLER & PREY, 1963).

Die Bombaso-(Waidegg-)Formation ist im Bereich des Tomritsch-Rückens generell nur sehr schlecht aufgeschlossen und wird laut KAHLER & PREY (1963) maximal rund 30m mächtig. Nach KAHLER & PREY (1963), die diese Basisbildungen erstmals grob beschreiben, handelt es sich um eine Abfolge von Lyditbreccien, Sand-

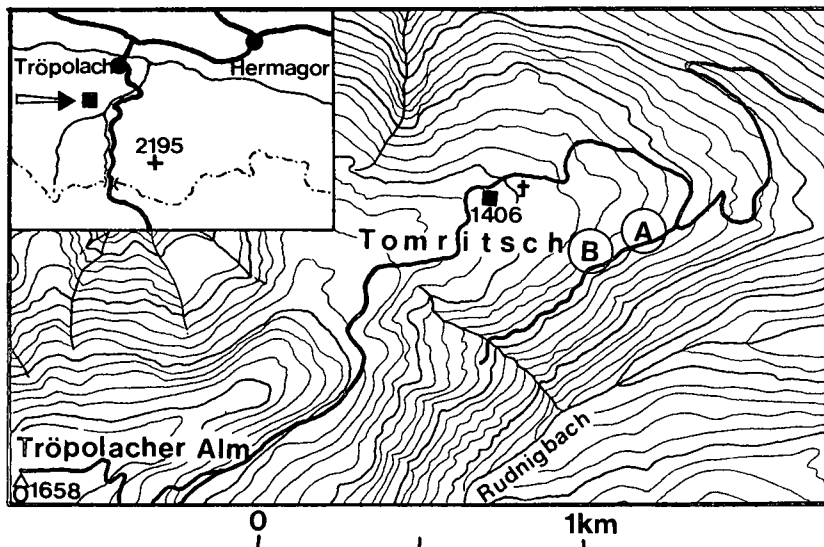


Abb. 1.
Übersichtsskizze mit Lage der untersuchten Profile.

steinen, Siltsteinen und Tonschiefern. Im höheren Teil ist ein geringmächtiges Anthrazitkohleflöz eingeschaltet, das zeitweise sogar abgebaut wurde (siehe z.B. CANAVAL, 1910).

Aus schwarzen Tonschiefern-Siltsteinen dieser Abfolge hat BERGER (1960) von mehreren Stellen fossile Pflanzenreste beschrieben (Zusammenfassung in KAHLER & PREY 1963). Zuletzt haben FRITZ & BOERSMA (1986, 1990) die fossile Flora der Fundstelle Tomritsch 1,2 bearbeitet und veröffentlicht.

Im folgenden werden 2 Teilprofile, die einen guten Einblick in die fazielle Entwicklung der basalen Auernigschichten bieten, näher beschrieben. Die Lage der Profile ist aus Abb. 1 ersichtlich (siehe auch geol. Karten von KAHLER, PREY & HERITSCH, 1959 und SCHÖNLAUB 1987).

2.1. Bombaso-Formation (Profil A)

Das Profil A (Abb. 2), aufgeschlossen in einem kleinen Graben direkt neben dem Forstweg, der bei der Kehre in 1300 m SH von der Straße zur Rudnig Alm in den Rudniggraben abzweigt, rund 50 m nach dieser Abzweigung (siehe Abb. 1), zeigt einen Ausschnitt aus der Bombaso-Formation (Pramollo-Member).

Die Abfolge besteht aus dunklen Tonschiefern und Siltsteinen, die im unteren Teil (direkt an der bergseitigen Böschung des Forstweges) fossile Pflanzenreste führen (Fundstelle Tomritsch 1,2 bei FRITZ & BOERSMA, 1986, 1990). Im darüberfolgenden Abschnitt sind bis zu mehrere dm mächtige Sandsteine und feinkörnige, matrixreiche Konglomerate („Geröllschiefer“) eingeschaltet. Die maximale Korngröße der Konglomerate liegt bei 5 cm, meist sind die Gerölle <1 cm. Außer gradierter Schichtung in einer Konglomeratbank sind keinerlei Sedimentstrukturen erkennbar.

Auch die Sandsteine zeigen keine Sedimentstrukturen. Es sind durchwegs grobkörnige, teilweise feinkiefige, schlecht sortierte Sandsteine (lithische Arenite und lithische Wacken, Abb. 3, Tab. 1). Die Komponenten sind durchwegs subangular bis subgerundet. Längliche Komponenten sind oft parallel zur Schichtung eingeregelt. Die Sandsteine sind teilweise recht dicht gepackt, führen aber meist einen recht hohen Matrixanteil (lithische Wacken, siehe Tab. 1).

Häufigste Komponenten sind dunkle (Lydite) und helle Kieselschiefer, vereinzelt mit noch erkennbaren Radiolarienrissen, mono- und polykristalliner Quarz (meist in Silt- bis Sandkorngröße), vulkanische Ge-

steinsbruchstücke, diverse sedimentäre Gesteinsbruchstücke (v.a. Ton-Siltbruchstücke aus den Hochwipfelschichten), einige Porphyrquarze sowie sehr selten detritische Feldspäte, metamorphe Gesteinsbruchstücke aus Quarz und Feldspat sowie detritische Glimmer (Muskowit). Die feinkörnige, tonige Matrix ist durch Limonit dunkel gefärbt. Die prozentuellen Anteile der

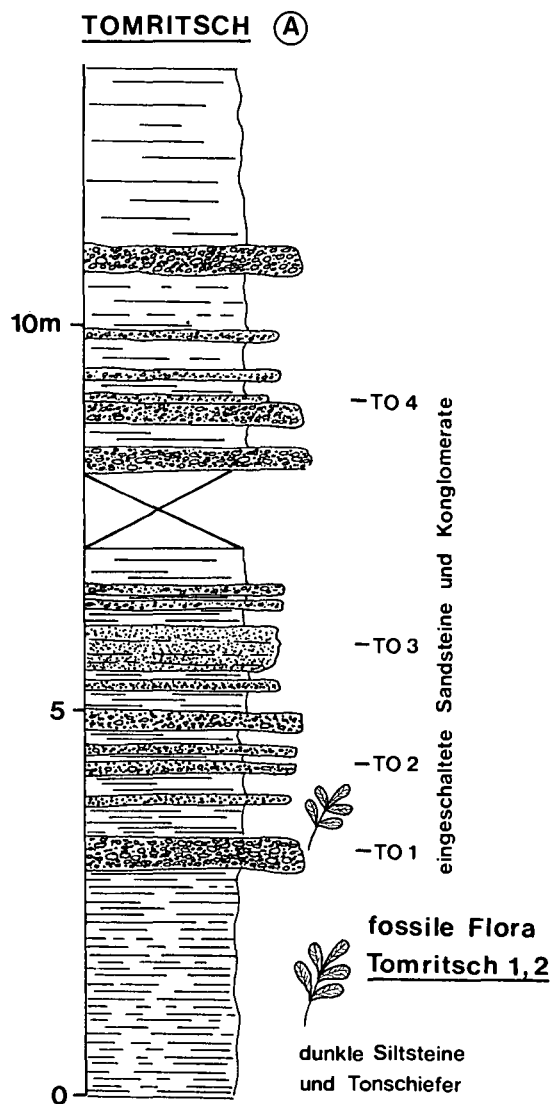


Abb. 2. Profil durch den höheren Teil der Basisbildungen (Pramollo-Member) mit fossilführendem Horizont (Flora Tomritsch 1,2) im unteren Profilabschnitt. Die Lage des Profils ist aus Abb. 1 ersichtlich.

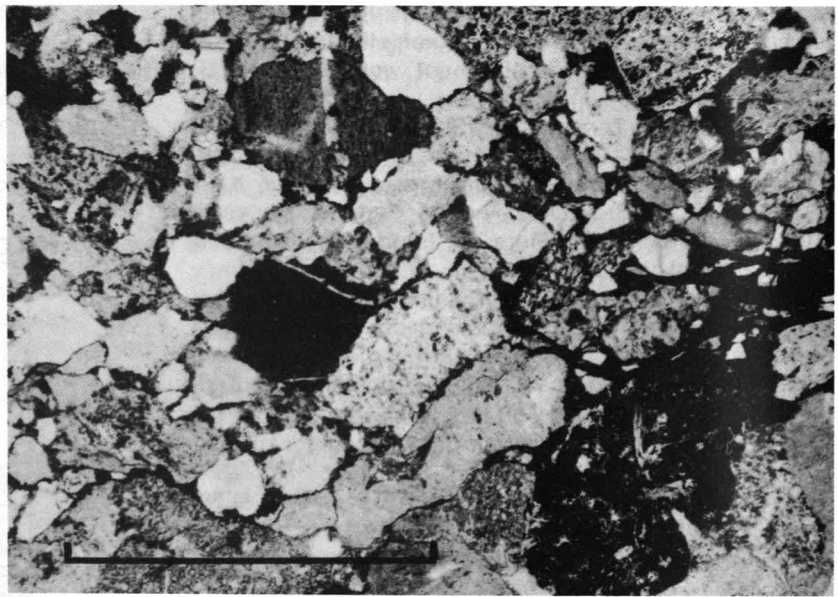
Tabelle 1.

Petrographische Zusammensetzung von Sandsteinen aus den basalen Auernigschichten des Tomritsch-Rückens. TO 1-5 = Bombaso-Formation; TO 14-17 = Basale Meledis-Formation. Siehe auch Profile der Abb. 2 und 4.

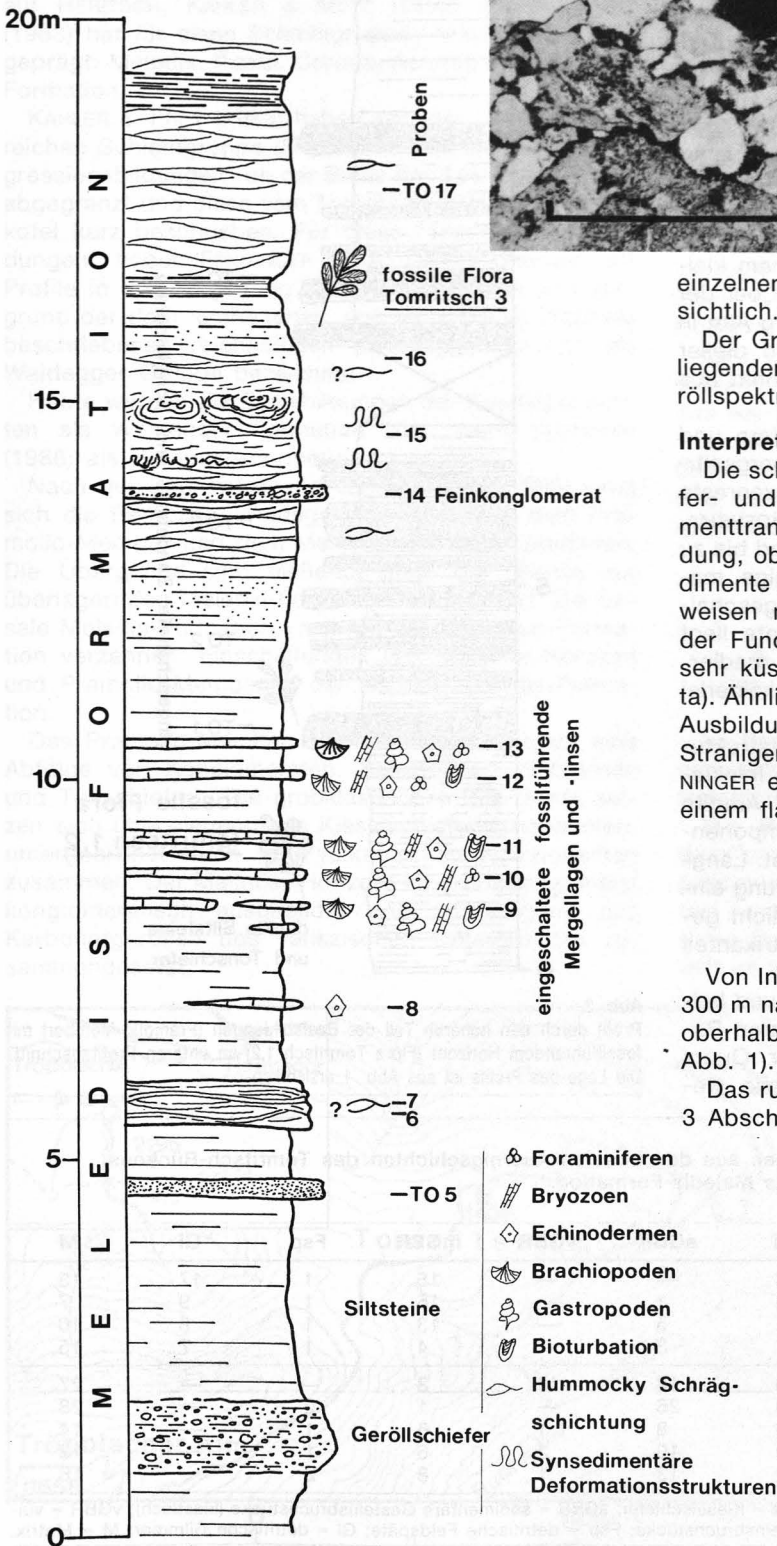
Proben	Qm	Qp	Ks	sGBR	vGBR	mGBR	Fsp	Gl	M
TO 17	14	37	3	—	—	15	1	17	13
TO 16	17	47	3	1	—	15	1	9	7
TO 15	28	34	1	5	—	13	1	8	10
TO 14	32	36	2	3	—	4	1	7	15
TO 5	3	7	30	18	12	3	—	—	27
TO 4	10	15	18	26	—	1	2	—	28
TO 3	10	25	36	8	1	5	1	—	14
TO 2	9	19	40	10	2	6	1	—	13
TO 1	9	17	32	13	1	8	2	—	18

Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; Ks = Kieselschiefer; sGBR = sedimentäre Gesteinsbruchstücke (klastisch); vGBR = vulkanische Gesteinsbruchstücke; mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke; Fsp = detritische Feldspäte; Gl = detritische Glimmer; M = Matrix.

Abb. 3.
Grobkörniger, schlecht sortierter Sandstein (lithische Wacke), reich an Kieselschieferkomponenten und anderen Gesteinsbruchstücken.
Probe TO 1.
Parallele Nicols, Balkenlänge 2 mm.



TOMRITSCH (B)



einzelnen Komponenten und Matrix sind aus Tab. 1 ersichtlich.

Der Großteil der Komponenten ist aus den darunterliegenden Hochwipfelschichten zu beziehen, das Geröllspektrum ist sehr stark untergrundbezogen.

Interpretation

Die schlecht sortierten und strukturlosen Geröllschiefer- und Sandsteineinschaltungen sprechen für Sedimenttransport in Form von debris flows. Eine Entscheidung, ob es sich um flachmarine oder kontinentale Sedimente handelt, kann mangels an fazieskritischen Hinweisen nicht getroffen werden. Pflanzenfossilien und der Fund eines Insektenflügels weisen auf zumindest sehr küstennahe Ablagerungsbedingungen (? Fan Delta). Ähnliche Sedimente in allerdings etwas mächtigerer Ausbildung im Bereich des Leitenkogels westlich der Straniger Alm enthalten u.a. auch Brachiopoden (FENNINGER et al. 1976), sind daher zumindest teilweise in einem flachmarinen Milieu abgelagert worden.

2.2. Basale Meledis-Formation (Profil B)

Von Interesse ist auch das Profil B (Abb. 4), das rund 300 m nach der erwähnten Abzweigung, etwa 20–30 m oberhalb des Forstweges aufgenommen wurde (siehe Abb. 1).

Das rund 20 m mächtige Profil (Abb. 4) kann grob in 3 Abschnitte gegliedert werden:

Abb. 4.
Profil durch die basale Meledis-Formation (basale Untere Kalkarme Schichtgruppe), im unteren Profilabschnitt mit dem Pramollo-Member verzahnd (Einschaltungen von Geröllschiefer und Sandsteinen).
Die Lage des Profils ist aus Abb. 1 ersichtlich.

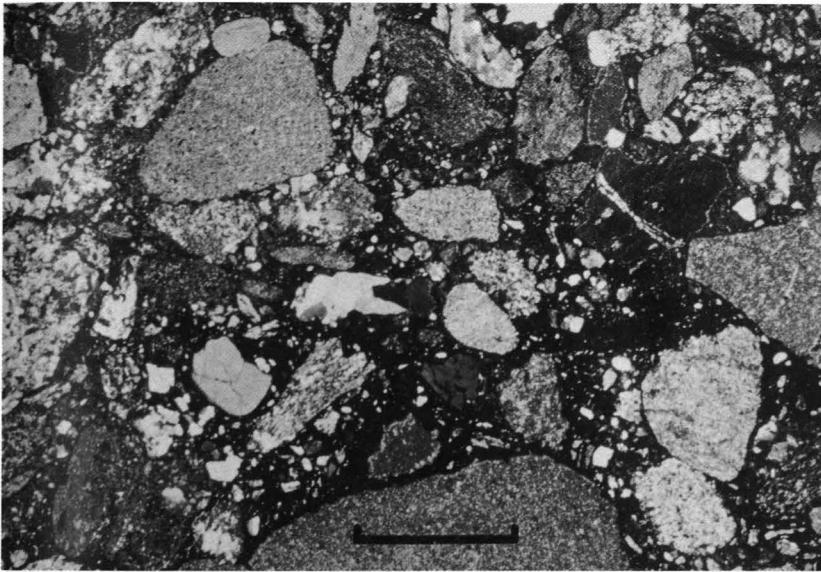


Abb. 5.
Grobkörniger, schlecht sortierter, matrixreicher Sandstein mit einer für das Pramollo-Member charakteristischen Zusammensetzung (reich an Kieselschiefergeröllen).
Probe TO 5.
Parallele Nicols, Balkenlänge 2 mm.

In einen unteren Abschnitt aus dunklen Siltsteinen mit einem eingeschalteten Geröllschieferhorizont und Sandsteinlagen mit z.T. ganz flacher Schrägschichtung (als Hummocky-Schrägschichtung interpretiert), einen mittleren Abschnitt aus Siltsteinen mit eingeschalteten dünnen, fossilführenden Mergellagen und -linsen sowie einen oberen Abschnitt aus feinkörnigen, flach schrägschichteten Sandsteinen (Hummocky-Schrägschichtung), teilweise mit syndimentären Deformationsstrukturen. Eingeschaltet sind ferner eine dünne Konglomeratlage sowie ein pflanzenfossilführender Tonschiefer-Siltsteinhorizont (Fundpunkt Tomritsch 3), der rund 20 verschiedene Taxa enthält (FRITZ & BOERSMA, in Vorber.).

Beim Geröllschieferhorizont handelt es sich um Siltsteine mit ganz locker eingestreuten, cm-großen, gerundeten Sedimentgeröllen.

Die rund 3 m darüber eingeschaltete grobkörnige bis feinkonglomeratische Sandsteinlage ist sehr schlecht sortiert und ungeschichtet.

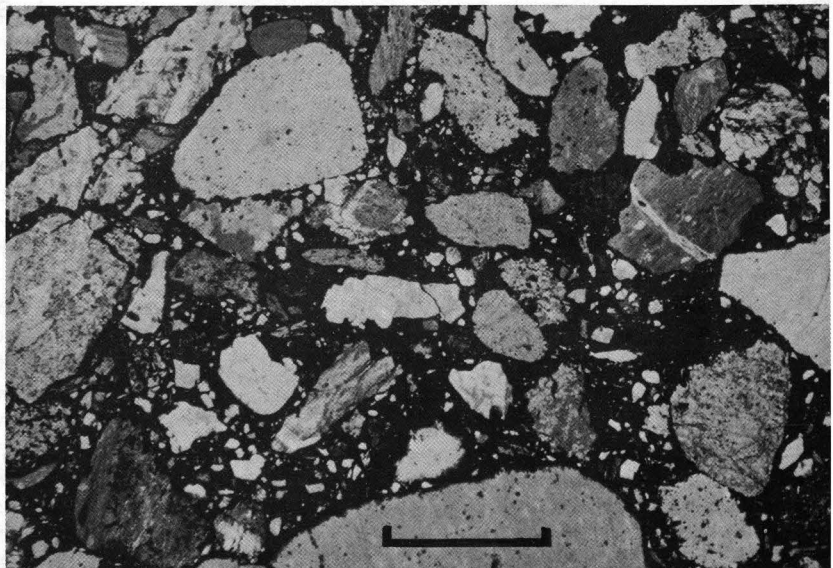
Größere Gerölle sind besser gerundet (subgerundet bis gerundet) als kleine (angular bis subangular). Die Zusammensetzung entspricht jener der Sandsteinlagen im Profil A (Abb. 5,6, Tab. 1, Probe TO 5). Häufigste Komponenten sind wiederum diverse sedimentäre Ge-

steinsbruchstücke (Kieselschiefer und feinklastische Sedimentgerölle aus den Hochwipfelschichten), vulkanische Gesteinsbruchstücke (teilweise schon stärker zersetzt bzw. chloritisiert) sowie mono- und polykristalliner Quarz. Vereinzelt finden sich metamorphe Gesteinsbruchstücke und detritische Feldspäte. Die Grundmasse besteht aus feinkörniger, stark limonitischer Matrix und aus Fe-Karbonatzement, der z.T. Kieselschiefer und Quarz randlich verdrängt. In Kieselschieferkomponenten ist auch Karbonatsprossung zu beobachten.

Der rund 1m darüber eingeschaltete, stark karbonatische Sandstein zeigt im Dünnschliff ganz flache Schrägschichtung, die als Hummocky Schrägschichtung interpretiert wird. Dieser Sandstein setzt sich aus eckigen Quarzkomponenten und detritischen Glimmern in einer karbonatischen Grundmasse zusammen und ist im obersten Teil durchwühlt.

Die bis zu etwa 15 cm dicken, im Aufschluß deutlich herauswitternden kalkigen Mergellagen und -linsen sind ungeschichtet und meist stark bioturbat (Abb. 8). Die Mergel führen einen unterschiedlich hohen Anteil an Fossilresten (Abb. 7,8). Neben den bereits im Aufschluß häufig zu findenden Brachiopoden und Crinidenstielgliedern sind im Dünnschliff auch noch Bruch-

Abb. 6.
Wie Abb. 5, jedoch gekreuzte Nicols.



10
 11
 12
 13
 14
 15
 16
 17
 18
 19
 20
 21
 22
 23
 24
 25
 26
 27
 28
 29
 30
 31
 32
 33
 34
 35
 36
 37
 38
 39
 40
 41
 42
 43
 44
 45
 46
 47
 48
 49
 50
 51
 52
 53
 54
 55
 56
 57
 58
 59
 60
 61
 62
 63
 64
 65
 66
 67
 68
 69
 70
 71
 72
 73
 74
 75
 76
 77
 78
 79
 80
 81
 82
 83
 84
 85
 86
 87
 88
 89
 90
 91
 92
 93
 94
 95
 96
 97
 98
 99
 100
 101
 102
 103
 104
 105
 106
 107
 108
 109
 110
 111
 112
 113
 114
 115
 116
 117
 118
 119
 120
 121
 122
 123
 124
 125
 126
 127
 128
 129
 130
 131
 132
 133
 134
 135
 136
 137
 138
 139
 140
 141
 142
 143
 144
 145
 146
 147
 148
 149
 150
 151
 152
 153
 154
 155
 156
 157
 158
 159
 160
 161
 162
 163
 164
 165
 166
 167
 168
 169
 170
 171
 172
 173
 174
 175
 176
 177
 178
 179
 180
 181
 182
 183
 184
 185
 186
 187
 188
 189
 190
 191
 192
 193
 194
 195
 196
 197
 198
 199
 200
 201
 202
 203
 204
 205
 206
 207
 208
 209
 210
 211
 212
 213
 214
 215
 216
 217
 218
 219
 220
 221
 222
 223
 224
 225
 226
 227
 228
 229
 230
 231
 232
 233
 234
 235
 236
 237
 238
 239
 240
 241
 242
 243
 244
 245
 246
 247
 248
 249
 250
 251
 252
 253
 254
 255
 256
 257
 258
 259
 260
 261
 262
 263
 264
 265
 266
 267
 268
 269
 270
 271
 272
 273
 274
 275
 276
 277
 278
 279
 280
 281
 282
 283
 284
 285
 286
 287
 288
 289
 290
 291
 292
 293
 294
 295
 296
 297
 298
 299
 300
 301
 302
 303
 304
 305
 306
 307
 308
 309
 310
 311
 312
 313
 314
 315
 316
 317
 318
 319
 320
 321
 322
 323
 324
 325
 326
 327
 328
 329
 330
 331
 332
 333
 334
 335
 336
 337
 338
 339
 340
 341
 342
 343
 344
 345
 346
 347
 348
 349
 350
 351
 352
 353
 354
 355
 356
 357
 358
 359
 360
 361
 362
 363
 364
 365
 366
 367
 368
 369
 370
 371
 372
 373
 374
 375
 376
 377
 378
 379
 380
 381
 382
 383
 384
 385
 386
 387
 388
 389
 390
 391
 392
 393
 394
 395
 396
 397
 398
 399
 400
 401
 402
 403
 404
 405
 406
 407
 408
 409
 410
 411
 412
 413
 414
 415
 416
 417
 418
 419
 420
 421
 422
 423
 424
 425
 426
 427
 428
 429
 430
 431
 432
 433
 434
 435
 436
 437
 438
 439
 440
 441
 442
 443
 444
 445
 446
 447
 448
 449
 450
 451
 452
 453
 454
 455
 456
 457
 458
 459
 460
 461
 462
 463
 464
 465
 466
 467
 468
 469
 470
 471
 472
 473
 474
 475
 476
 477
 478
 479
 480
 481
 482
 483
 484
 485
 486
 487
 488
 489
 490
 491
 492
 493
 494
 495
 496
 497
 498
 499
 500
 501
 502
 503
 504
 505
 506
 507
 508
 509
 510
 511
 512
 513
 514
 515
 516
 517
 518
 519
 520
 521
 522
 523
 524
 525
 526
 527
 528
 529
 530
 531
 532
 533
 534
 535
 536
 537
 538
 539
 540
 541
 542
 543
 544
 545
 546
 547
 548
 549
 550
 551
 552
 553
 554
 555
 556
 557
 558
 559
 560
 561
 562
 563
 564
 565
 566
 567
 568
 569
 570
 571
 572
 573
 574
 575
 576
 577
 578
 579
 580
 581
 582
 583
 584
 585
 586
 587
 588
 589
 590
 591
 592
 593
 594
 595
 596
 597
 598
 599
 600
 601
 602
 603
 604
 605
 606
 607
 608
 609
 610
 611
 612
 613
 614
 615
 616
 617
 618
 619
 620
 621
 622
 623
 624
 625
 626
 627
 628
 629
 630
 631
 632
 633
 634
 635
 636
 637
 638
 639
 640
 641
 642
 643
 644
 645
 646
 647
 648
 649
 650
 651
 652
 653
 654
 655
 656
 657
 658
 659
 660
 661
 662
 663
 664
 665
 666
 667
 668
 669
 670
 671
 672
 673
 674
 675
 676
 677
 678
 679
 680
 681
 682
 683
 684
 685
 686
 687
 688
 689
 690
 691
 692
 693
 694
 695
 696
 697
 698
 699
 700
 701
 702
 703
 704
 705
 706
 707
 708
 709
 710
 711
 712
 713
 714
 715
 716
 717
 718
 719
 720
 721
 722
 723
 724
 725
 726
 727
 728
 729
 730
 731
 732
 733
 734
 735
 736
 737
 738
 739
 740
 741
 742
 743
 744
 745
 746
 747
 748
 749
 750
 751
 752
 753
 754
 755
 756
 757
 758
 759
 760
 761
 762
 763
 764
 765
 766
 767
 768
 769
 770
 771
 772
 773
 774
 775
 776
 777
 778
 779
 780
 781
 782
 783
 784
 785
 786
 787
 788
 789
 790
 791
 792
 793
 794
 795
 796
 797
 798
 799
 800
 801
 802
 803
 804
 805
 806
 807
 808
 809
 810
 811
 812
 813
 814
 815
 816
 817
 818
 819
 820
 821
 822
 823
 824
 825
 826
 827
 828
 829
 830
 831
 832
 833
 834
 835
 836
 837
 838
 839
 840
 841
 842
 843
 844
 845
 846
 847
 848
 849
 850
 851
 852
 853
 854
 855
 856
 857
 858
 859
 860
 861
 862
 863
 864
 865
 866
 867
 868
 869
 870
 871
 872
 873
 874
 875
 876
 877
 878
 879
 880
 881
 882
 883
 884
 885
 886
 887
 888
 889
 890
 891
 892
 893
 894
 895
 896
 897
 898
 899
 900
 901
 902
 903
 904
 905
 906
 907
 908
 909
 910
 911
 912
 913
 914
 915
 916
 917
 918
 919
 920
 921
 922
 923
 924
 925
 926
 927
 928
 929
 930
 931
 932
 933
 934
 935
 936
 937
 938
 939
 940
 941
 942
 943
 944
 945
 946
 947
 948
 949
 950
 951
 952
 953
 954
 955
 956
 957
 958
 959
 960
 961
 962
 963
 964
 965
 966
 967
 968
 969
 970
 971
 972
 973
 974
 975
 976
 977
 978
 979
 980
 981
 982
 983
 984
 985
 986
 987
 988
 989
 990
 991
 992
 993
 994
 995
 996
 997
 998
 999
 1000



Abb. 7.
 Fossilführender Mergel mit großen Crinoidenresten
 und einer Foraminifere (Pfeil).
 Probe TO 10.
 Balkenlänge 2 mm.

stücke von Trilobiten-Panzern mit charakteristischem „Hirtensstab-Schnitt“ (Abb. 8), Gastropoden, Bryozoen, Ostrakoden, Foraminiferen und fragliche phylloide Algenreste (stark umkristallisiert) zu erkennen.

Die von KÄHLER & PREY (1963) erwähnte „geringmächtige Bank von bläulichgrauem, hellbraun anwit-



Abb. 8.
 Bioturbater fossilführender Mergel mit Rest eines Trilobiten-Panzers mit
 charakteristischem „Hirtensstab-Schnitt“ (obere Bildhälfte), Bryozoen (untere
 Bildhälfte) und diversen Schalenresten.
 Probe TO 11.
 Balkenlänge 2 mm.

terndem Mergel mit einigen Brachiopoden und Bivalven“ dürfte ebenfalls diesem Horizont mit den eingeschalteten Mergellagen zuzuordnen sein.

Die feinkörnigen, flach schräggeschichteten Sandsteine im oberen Profilabschnitt sind mäßig sortiert, die Komponenten überwiegend angular bis subangular (Abb. 9). In der Zusammensetzung bestehen deutliche Unterschiede zur grobkörnigen Sandsteineinschaltung im unteren Profilabschnitt (siehe Tab. 1): Der Gehalt an diversen sedimentären Gesteinsbruchstücken (Kiesel-schiefer, feinklastische Gesteinsbruchstücke) ist sehr gering. Die Sandsteine bestehen zum überwiegenden Teil aus mono- und polykristallinen Quarzen sowie einem beträchtlichen Anteil an detritischen Glimmern (Muskowit, untergeordnet Biotit). Metamorphe Gesteinsbruchstücke sind selten, ebenso detritische Feldspäte, die meist schon stark zersetzt sind. Mitunter finden sich Phyllosilikatpseudomorphosen nach Feldspat. Turmalin ist ein häufiges akzessorisches Gemengteil. Die Grundmasse ist meist opak (Limonit), Quarzement in Form von authigenen Anwachssäumen um detritische Quarzkörner ist häufig zu beobachten. In einem Schliff konnten auch runde Bohrgänge, bestehend aus dunkelbrauner bis schwarzer, limonitischer Grundmasse mit locker eingestreuten eckigen Quarzen und Hellglimmern in Siltkorngröße beobachtet werden.

Interpretation

Durch die Fossilien im mittleren Profilabschnitt sowie durch die Hummocky Schrägschichtung ist der flach-marine Sedimentationscharakter gesichert.

Das Profil zeigt zunächst eine unten grob-oben feintendenz, die in den eingeschalteten Mergellagen gipfelt und als transgressive Sequenz zu deuten ist, ausgelöst durch einen leichten Anstieg des Meeresspiegels (bzw. Absenkung des Untergrundes).

Die eingeschaltete Sandsteinlage mit Hummocky-Schrägschichtung deutet auf Ablagerung im Sturmwellenbereich (zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis, vgl. z.B. HARMS et al. 1975, HAMBLIN & WALKER 1979, BOURGEOIS 1980), während die fossilführenden Mergellagen in etwas tieferem Wasser, vermutlich knapp unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert wurden. Während der Sedimentation der Mergellagen war auch die Einschüttung von klastischem Material

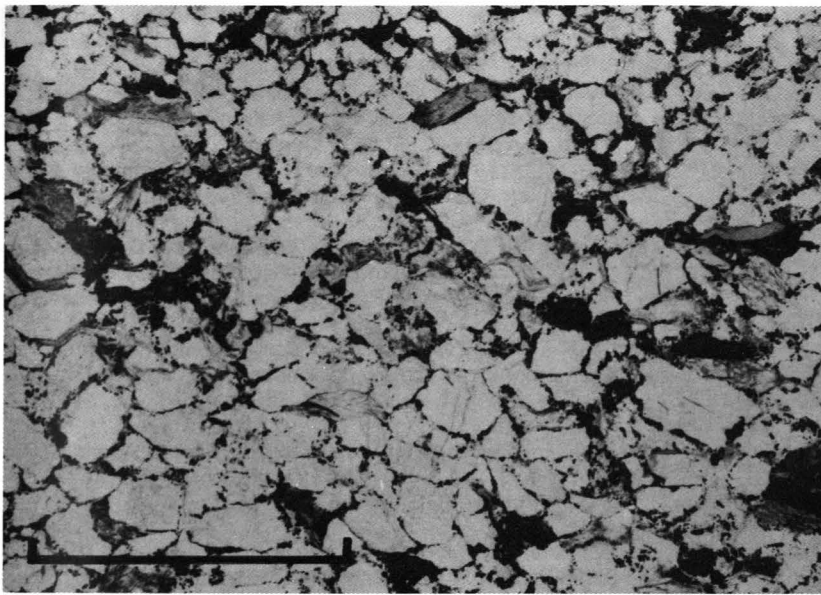


Abb. 9.
Feinkörniger, mäßig sortierter Sandstein reich an mono- und polykristallinen Quarzen.
Probe TO 15.
Parallele Nicols, Balkenlänge 2mm.

stark reduziert, gröberklastisches Material wurde überhaupt nicht antransportiert.

Im oberen Profilabschnitt ist dagegen wieder eine allmähliche Kornvergrößerung festzustellen, die Siltsteine gehen allmählich in die flach schräggeschichteten feinkörnigen Sandsteine über, was mit einer allmählichen Verflachung des Ablagerungsraumes (Absenkung des Meeresspiegels bzw. Heraushebung des Untergrundes) erklärt werden kann (regressive Sequenz). Die flache Schrägschichtung (Hummocky-Schrägschichtung), die in den Sandsteinen verbreitet zu beobachten ist, deutet auf Ablagerung im Sturmwellenbereich bei gleichzeitig stärkerer klastischer Einschüttung. Zeitweise rasche Sedimentation führte zu Entwässerungsvorgängen und zur Entstehung der syndimentären Deformationsstrukturen.

3. Diskussion

Profil A ist typisch für die Bombaso-Formation, und zwar für den höheren Teil. Aufgrund ihrer Zusammensetzung (überwiegend Kieselschieferkomponenten, feinklastische Gesteinsbruchstücke und vulkanische Gesteinsbruchstücke aus den Hochwipfelschichten) sind die Sedimente dieses Profils als Pramollo-Member sensu VENTURINI (1986) zu bezeichnen. Die in den feinkörnigen Sedimenten dieses Profils enthaltene Pflanzenfossilvergesellschaftung (Flora Tomritsch 1,2) mit häufig *Linopteris neuropteroides* ist aufgrund des Vorkommens von *Callipteridium pteridium*, *Pecopteris*-Arten der Gruppe *Pecopteris arborescens-schlotheimii* und *Sphenophyllum oblongifolium* bereits in das untere Stefan zu stellen (FRITZ & BOERSMA, 1986,1990) und zählt zu den ältesten bisher bekannten Floren der Auernigsschichten.

Das Ablagerungsmilieu ist nicht geklärt, wahrscheinlich handelt es sich um Sedimente eines flachen, sehr küstennahen Schelfbereiches. Jedenfalls führen ähnliche Sedimente der Bombaso-Formation am Leitenkogel (FENNINGER et al. 1976) und im Rio Malinfier (Marchbach) südlich der Straniger Alm bereits Brachiopoden, sind also sicher mariner Entstehung.

Profil B stellt die mehr oder weniger unmittelbar hangende Fortsetzung zu Profil A dar und zeigt einen Aus-

schnitt aus der basalen Meledis-Formation (Untere Kalkarme Schichtgruppe), wobei im tieferen Profilabschnitt noch Einschaltungen vom Pramollo-Member (Geröllschieferhorizont und Sandsteine mit einer für das Pramollo-Member typischen Zusammensetzung) auftreten.

Das Profil zeigt im unteren Abschnitt eine transgressive Abfolge, ähnlich wie es auch in anderen Profilen im Übergangsbereich Bombaso-Formation (Pramollo-Member) – Meledis-Formation zu beobachten ist (z.B. östlich Cima Val di Puartis oder im Rio Malinfier). Diese Transgression wird von einem regressiven Ereignis abgelöst. Die während der regressiven Phase abgelagerten, meist feinkörnigen Sandsteine sowie die eingeschaltete Feinkonglomeratlage zeigen bereits die für die Meledis-Formation und alle darüberfolgenden Formationen der Auernigsschichten typische Zusammensetzung (Vorherrschen von Quarz, kaum Kieselschiefer und andere sedimentäre Gesteinsbruchstücke oder vulkanische Gesteinsbruchstücke). Die flach schräggeschichteten Sandsteine führen auch den für die hummocky-schräggeschichteten Sandsteine der jüngeren Auernigsschichten charakteristisch hohen Anteil an detritischen Glimmern.

Dank

Für die kritische Durchsicht des Manuskripts und wertvolle Hinweise danke ich sehr herzlich Herrn Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER. Die Untersuchungen wurden dankenswerterweise vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, Projekt P6651E gefördert.

Literatur

- BERGER, W. (1960): Neue Funde von Oberkarbonpflanzen in den Auernigsschichten (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1960**, 253–261, Wien.
- BOURGEOIS, J. (1980): A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. – Jour. Sed. Petrol., **50**, 681–702, Tulsa.
- CANAVAL, R. (1910): Anthrazit in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, **100**, 250–256, Klagenfurt.

- FENNINGER, A., FLÜGEL, H.W., HOLZER, H.-L. & SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen im Oberkarbon des Waschbüchel-Profiles (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 637–642, Wien.
- FENNINGER, A., SCHÖNLAUB, H.P., HOLZER, H.L. & FLAJS, G. (1976): Zu den Basisbildungen der Auernigsschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 243–255, Wien.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1986): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 11: Tomritschrücken (Unter-Stefan), Karnische Alpen. – Carinthia II, **176/96**, 69–85, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1990): In: FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRÄINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Carinthia II, **180/100**, 133–172, Klagenfurt.
- FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRÄINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Carinthia II, **180/100** (Sonderheft 49), 1–189, Klagenfurt.
- GAURI, K.L. (1965): Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopods of the western Carnic Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., Sonderband **11**, 1–94, Wien.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1987): Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 567–619, Wien.
- HAMBLIN, A.P. & WALKER, R.G. (1979): Storm dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. – Can. Jour. Earth Sci., **16**, 1673–1690.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R. & WALKER, R.G. (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. – Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course 2, 161p.
- HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K. (1933): Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F. (1933): Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **26**, 162–189, Wien.
- KAHLER F. (1986a): Ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigraphie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **176/96**, 1–17, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1986b): Eine neue Fusuliniden-Gemeinschaft in tiefen Oberkarbon-Schichten der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **176/96**, 425–441, Klagenfurt.
- KAHLER, F., PREY, S. & HERITSCH, H. (1959): Geologische Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen (1 : 25.000). – Geol. B.-A., Wien.
- KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – Geologische Bundesanstalt Wien, 116 Seiten.
- METZ, K. (1936): Eine Fauna aus den untersten Schichten des Oberkarbons der Karnischen Alpen. – N. Jb. f. Min. etc., Beil. Bd. **75**, Abt. B, 163–188, Stuttgart.
- PASINI, M. (1963): Alcuni Fusulinida del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. – Riv. Ital. Paleont., **69/3**, 337–383, Milano.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 198 Weißbriach. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SELLI, R. (1963): Carta geologica del Permo-Carbonifero Pontebbano, Scala 1 : 20.000. – Lit. Art. Cart., Firenze.
- VENTURINI, C. (1986): Bombaso Formation: The basal clastic unit of the late orogenic Hercynian sequence in the Carnic Alps. – Meeting "Paleozoic stratigraphy, tectonics, metamorphism and magmatism in Italy", Siena, dec. 1986, abstract, 3p.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. April 1990.

Geologie und posttektonische Zerlegung der Veitschalpe (Mürztaler Alpen, Steiermark)

Von WERNER LEITHNER*)

Mit 17 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 103

Steiermark
Mürztaler Alpen
Geologie
Massenbewegungen
Eigengewichtsverformung

Inhalt

Zusammenfassung	575
Abstract	575
1. Einleitung	576
2. Modellversuche, theoretische Überlegungen	576
2.1. Ergebnisse der theoretischen Überlegungen	576
3. Geologie	577
3.1. Geologischer Rahmen	577
3.2. Geologische Neuaufnahme	579
3.3. Geologische Detailergebnisse	581
3.3.1. Sockelbereich	581
3.3.2. Plattform	581
3.3.3. Überblick fazielle Entwicklung	584
3.4. Lagerungsverhältnisse	584
4. Trennflächensystem	585
4.1. Randparallele, vertikale Trennflächen	585
4.2. Normal zum Rand verlaufende, steilstehende Trennflächen	586
4.3. Trennflächen, die auf schräge Scherbrüche hinweisen	586
4.4. Wandauswärts fallende Trennflächen	586
4.5. Bogenförmige Abrisse	586
4.6. Trennflächen, die mit tektonischen Vorgängen in Verbindung gebracht werden können	587
5. Ausbildung der Südseite der Veitsch	588
6. Ausblick	588
Dank	589
Literatur	589

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit stellt die bisherigen Ergebnisse der Feldaufnahmen und geologischen Überlegungen zur bruchhaften Zerlegung der Veitschalpe dar. Aus geomechanischer Sicht entspricht die Veitschalpe angenähert dem System „Harte Platte auf weichem Untergrund“. Im Zuge der Untersuchungen wurden auf der Veitschalpe große Abschnitte neu kartiert, sowie fazielle Untersuchungen begonnen.

Nach den derzeit vorliegenden Ergebnissen kann für den Aufbau des Systems ein kontinuierlicher Übergang in der faziellen Entwicklung angenommen werden, die durch stratigraphische Großereignisse (Reichenhaller Wende und Reiflinger Wende) geprägt ist.

Abhängig davon liegt auch die Ausbildung der geomechanischen Verhaltensweise der Gesteine vor. Zusätzlich zu üblichen geologischen Kartierungen wurden dabei besonders die auf Grund vorangegangener Feldbeobachtungen, Modellversuche, theoretischer Überlegungen und Berechnungen nach dem System der Finiten Elemente zu erwartenden Trennflächensysteme beachtet. Dabei wurde auch die Klärung der Al-

terscheidung der einzelnen Trennflächenscharen und die Unterscheidung ihrer möglichen Genese bearbeitet.

Auf der Veitschalpe liegen sowohl tektonisch bedingte und durch Verformung infolge des Eigengewichtes entstandene Trennflächen vor. Als Alter kann für die auf Grund von tektonischen Vorgängen entstandene Trennflächen möglicherweise bereits Oberanris angenommen werden. Trennflächen, deren Entstehung auf Grund der Eigengewichtsverformung erklärbar ist, weisen zumindest tertiäres Alter (Miozän bzw. Oligozän) auf.

Geology and Post-Tectonic Disassembly of the Veitschalpe (Mürztal Alps, Styria)

Abstract

This paper presents the previous results of field observations and geologic considerations to the brittle behaviour of the Veitschalpe (Austria, Styria). The Veitschalpe is a part of the upperjuvavic Mürztal pennine on the southern border of the Northern Calcareous Alps.

*) Anschrift des Verfassers: Ing. Dr. WERNER LEITHNER, Technische Universität Wien, Institut für Geologie, Karlsplatz 13, A-1040 Wien; Hütteldorfer Straße 200/31, A-1140 Wien.

It shows the geomechanic system "Competent (hard) rock lying on an incompetent (soft) base" in nearly ideal development. The base includes siltstones, coarse and finegrained, in the upper part calcareous sandstones, the so called Prebichlschichten and Werfener Schichten. The hard slab consists of Middle Triassic shallowwater, reef- and deeperwater carbonates. The facial development on the platform is continuous and marked by two regional stratigraphic events – the "Reichenhaller Wende" and the "Reiflinger Wende". Dependent on this development the geomechanic properties of the rocks are changing.

The joint system shows different generated types. Joints, which results from the loading by the dead load of the platform:

- Huge vertical joints parallel to the free margin of the platform.
- Joints perpendicular to the margin of the platform.
- Oblique shear joints on the base of the competent platform as a result of squeeze out of the base material.

Joints as a result of tectonic behaviour shows average to steep westward dipping. On this joint system upthrust and downthrust movement can be observed. On the western margin of the Veitschalpe this joint system is used for massmovements over big areas.

Fillings in the joints suggest probably Anisian age of the tectonic generated and Tertiary age of the joints generated by platform dead load.

The northern margin of the Veitschalpe an shows an east-west running jointsystem, the so called "Dobereinlinie".

1. Einleitung

Grundlegende Überlegungen zum Verhalten des Systems „Harte Platte auf weichem Untergrund“ wurden auf Grund der Feldbeobachtung von ausgeprägten Bergzerreissungserscheinungen auf der Veitschalpe von POISEL & EPPENSTEINER (1988, 1989) angestellt. Dabei wurde ein Anschauungsmodell des Karbonatstokes der Veitschalpe den theoretischen Überlegungen zugrundegelegt. Modellversuche (SILBERBAUER, 1987) und Finite-Element-Berechnungen im ebenen System (STEGER & UNTERBERGER, 1988) wurden als Diplomarbeit bzw. Projektarbeit am geologischen Institut der Technischen Universität Wien ausgeführt. Als Grundlage für die feldmäßige Erfassung und Beschreibung der Trennflächensysteme und Gesteinstypen war die geologische Neukartierung und teilweise fazielle Bearbeitung des Veitschalpe notwendig. Die Bearbeitung im Hinblick auf die Ausbildung und Altersstellung der Trennflächen und Erfassung von Massenbewegungen wurden im Zuge des Projektes Nr. 6588 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung durchgeführt.

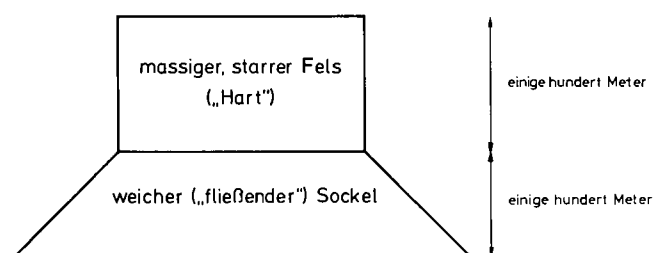


Abb. 1.

Übersicht der Modellanordnung und Beispiel eines Netzes für die Finite-Element-Berechnungen.

a) Querschnitt des Modellkörpers. Bei den Modellversuchen wurden die Höhe des Sockels und der Platte, sowie die Modellstoffe variiert. Im Grundriß ist das Modell aus einem elliptischen Kegelstumpf und Zylinder mit dem Hauptachsenverhältnis 2 : 1 aufgebaut.

b) Beispiel eines Finite-Element-Netzes nach UNTERBERGER und STEGER. Die dicke Linie zeigt die mittels Gap-Friction-Elementen simulierten Fugen bzw. Brüche.

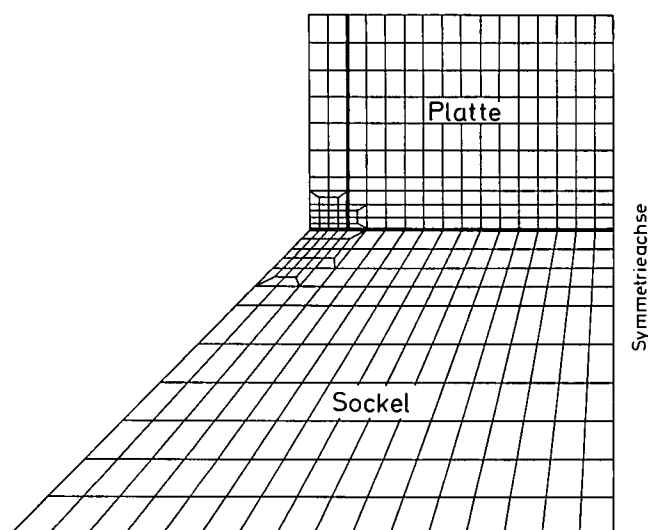
2. Modellversuche, theoretische Überlegungen

Die Modellversuche am System „Harte Platte auf weichem Untergrund“ wurden als reine Anschauungsmodelle im Sinn von H. CLOOS (nach MÜLLER, 1980) zur Verdeutlichung der auftretenden Brucherscheinungen durchgeführt (POISEL & EPPENSTEINER, 1988). Bei der Durchführung der Versuche mußte auf die Nachvollziehung einer möglichen genetischen Entstehung der Plattform wegen der nicht möglichen Bearbeitbarkeit der Modellmaterialien verzichtet werden. Die Modellanordnung, sowie die Finite-Element-Berechnung wurden auf der vereinfachenden Annahme eines horizontal gelagerten Zweischichtmodells aufgebaut. Die Mächtigkeit des Sockels, sowie der auflagernden Platte wurden jeweils mit mehreren hundert Metern angenommen (Abb. 1). Die Versuchskörper wurden aus einem elliptischen Kegelstumpf und Zylinder mit dem Hauptachsenverhältnis 2 : 1 aufgebaut.

2.1. Ergebnisse der theoretischen Überlegungen

Bei den Finite-Element-Berechnungen wurde bei Beginn der Untersuchungen das mechanische Verhalten des Sockelmaterials mit Hilfe des relativ einfachen Maxwell-Körpers (Abb. 2) simuliert. Dabei ergab sich, daß durch das Einsinken der steifen Platte infolge des Eigengewichtes und das seitliche Ausweichen des weichen Sockelmaterials im Laufe der Zeit eine Mulde gebildet wird. In weiterer Folge führt dieses Verhalten des Sockelmaterials im Zentralbereich der Sohle der steifen Platte zu nahezu reiner Biegebeanspruchung, die ein intensives Zerbrechen zur Folge hat.

Bei den Modellversuchen werden im Randbereich der Platte durch das Einsinken derselben, sowie das Auspressen und Ausweichen des Sockelmaterials bei fehlender tektonisch bedingter Zerlegung drei Haupttrennflächensysteme ausgebildet (POISEL & EPPENSTEINER, 1988).



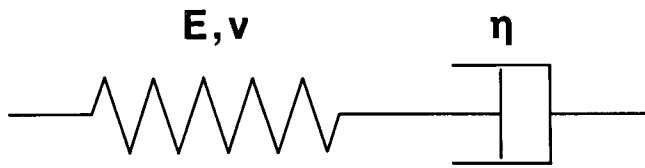


Abb. 2. Mechanisches Schema des Maxwell-Körpers. Durch diese Modellanordnung wird ein Körper simuliert, der sowohl elastische, als auch viskose Eigenschaften zeigt. Charakteristische Eigenschaft des Maxwell-Körpers ist die Relaxation: Die Reaktion auf aufgebrachte Kräfte erfolgt nicht momentan, der neue innere Gleichgewichtszustand wird nur in asymptotischer Annäherung erreicht.

Randparallele Vertikalklüfte entstehen durch infolge Reibung behinderten Ausweichens des Sockelmaterials und daraus resultierenden Zugspannungskonzentrationen im Kontaktbereich zwischen Sockel und auflagernder Platte.

Normal zum Rand verlaufende Vertikalklüfte entstehen durch Konzentration randparalleler Horizontalspannungen im Fugenbereich Sockel – Platte. Beim Auspressen des Sockelmaterials infolge der Auflast kommt es am unteren Plattenrand zu Scherspannungskonzentrationen, die mittelsteil zur Plattform einfallende Scherbrüche zur Folge haben. In Abb. 3 ist das durch Auspressen und Ausweichen des Sockelmaterials infolge Auflast entstehende Haupttrennsystem im Randbereich der massigen, unzerklüfteten Platte (Modellversuch) schematisch dargestellt.

Auf Grund der Zerlegung des Plattenrandes auftretende Massenbewegungen in abgetrennten Abschnitten werden von POISEL & EPPENSTEINER (1989) mit drei möglichen Bewegungsmechanismen – aufrechtes translatorisches Abfahren, Muschelbruch im Sockel und Talwärtskippen – beschrieben. Gleichzeitig wird dieses System von Massenbewegungen als eine Va-

riante für Versagensmechanismen von Felsböschungen vorgestellt (Abb. 4).

3. Geologie

3.1. Geologischer Rahmen

Die Veitschalpe liegt am Südrand der Nördlichen Kalkalpen in der Steiermark (Abb. 5). Die Lagerungsverhältnisse sind für alpine Bereiche als ruhig zu bezeichnen.

Die Basis der Veitschalpe wird aus permischen Prebichlschichten und permotriadischen Werfener Schichten („Weich“) aufgebaut. Darüber lagern im zumeist ungestörten sedimentären Verband mittel- bis obertriadische Karbonate („Harte Platte“). Diese sind aus Flachwassersedimenten und Beckenkalken zusammengesetzt.

Auf Grund der durchgeführten geologischen Neuaufnahme und teilweise auch faziellen Bearbeitung ist eine verfeinerte Gliederung des Aufbaues möglich (LEITHNER, 1989, 1990; LOBITZER, 1987).

Die westliche Begrenzung des Plateaus der Veitschalpe ist die Gollrader Bucht. Diese ist im wesentlichen aus Gesteinen der Grauwackenzone sowie den Prebichlschichten und Werfener Schichten aufgebaut und reicht im Norden bis Aschbach. Die Entstehung der Gollrader Bucht wird durch eine zeitlich nicht genau festgelegte Aufwölbung der paläozoischen und untertriadischen Schichten, kombiniert mit bruchhaften Verstellungen erklärt (CORNELIUS, 1939, S. 160 f), bzw. als flache, großräumige Queraufwölbung im Deckensystem der Nördlichen Kalkalpen beschrieben (TOLLMANN, 1976, S. 376). Im Westen der Gollrader Bucht wird die Plateaumentwicklung am Südrand der Nördlichen Kalkalpen durch das Hochschwabmassiv fortgesetzt. Die

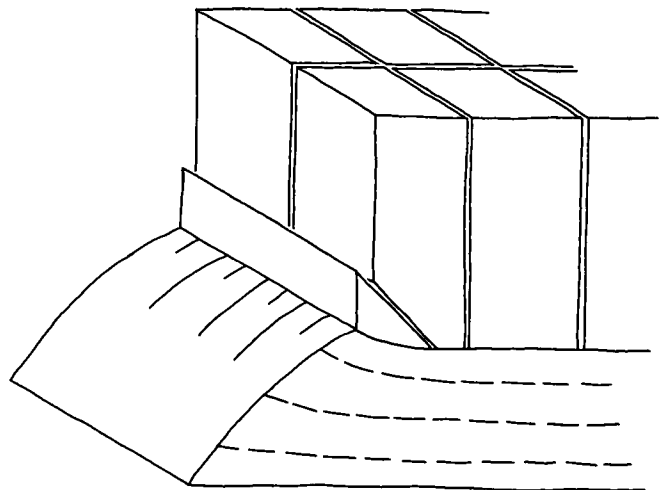
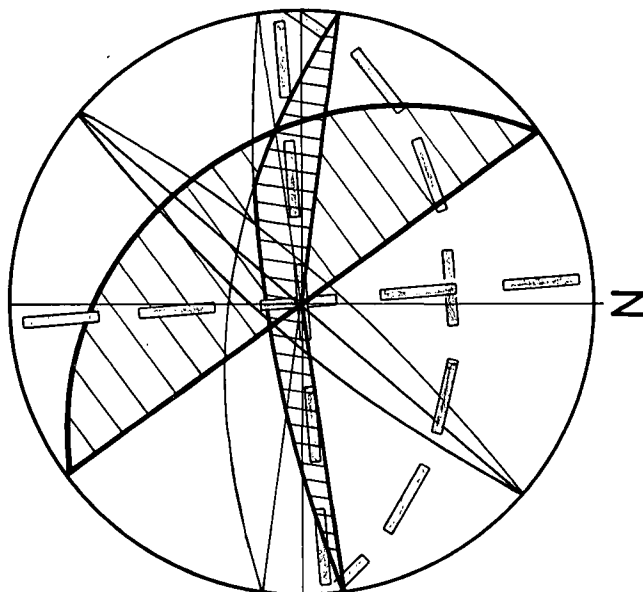
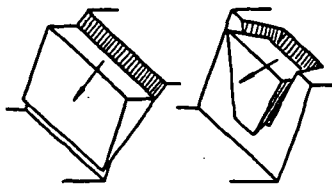


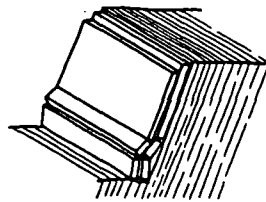
Abb. 3. Schematische Darstellung der auftretenden Haupttrennsysteme am Rand einer starren, massigen Platte. Dieses Trennsystem entsteht durch das Auspressen und Ausweichen des Sockelmaterials sowie die dadurch bedingte bruchhafte Zerlegung der auflagernden Platte. Grundlagen für diese Darstellung sind Geländebeobachtungen, Modellversuche und Finite-Element-Berechnungen (nach POISEL & EPPENSTEINER, 1988). Im Poldiagramm ist der Vergleich zwischen den auf Grund der Modellversuche zu erwartenden und den im Bereich der Südwand vorgefundenen Trennsystemen ersichtlich.

Großkreise der erwarteten Trennsysteme sind strichliert, die durchgezogenen Linien sind die vorliegenden Maxima. Südwestwärts einfallende, tektonische Trennsysteme dominieren. Deutlich ist die Häufung wandparalleler Trennsysteme erkennbar; zusätzlich liegen Maxima steil einfallender, NW-SE-streichender Klüfte vor, wandeinwärts fallende Scherklüfte treten untergeordnet auf.



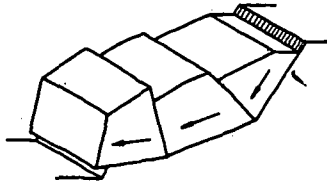
Gleiten eines Kluffkörpers auf einer oder auf zwei Trennflächen

R.E. GOODMAN & G.-H. SHI (10)



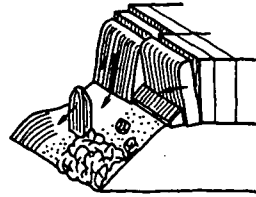
Knicken von säulen- bzw. tafelförmigen Kluffkörpern

D. S. CAVERS (6)



Gleiten mehrerer Teilkörper auf einer polygonalen Gleitfläche

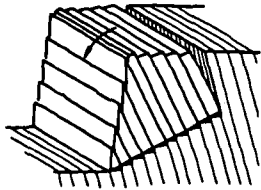
P. FRITZ & K. KOVARI (8)



Abfahren, Abgleiten oder Kippen turmartiger bzw. plattenförmiger Kluffkörper aus kompetentem Fels auf einem inkompetenten Sockel

[„Hart auf Weich“]

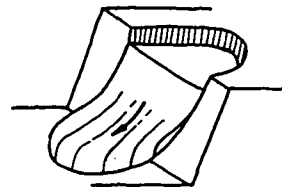
R. POISEL & W. EPPENSTEINER



Kippen von säulen- bzw. tafelförmigen Kluffkörpern

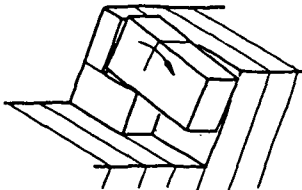
(ähnlich wie Dominosteine; Grundprinzip des Hakenwerfens)

R.E. GOODMAN & J.W. BRAY (9)



Gleiten eines Bruchkörpers auf einer muschelförmigen Gleitfläche

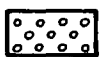
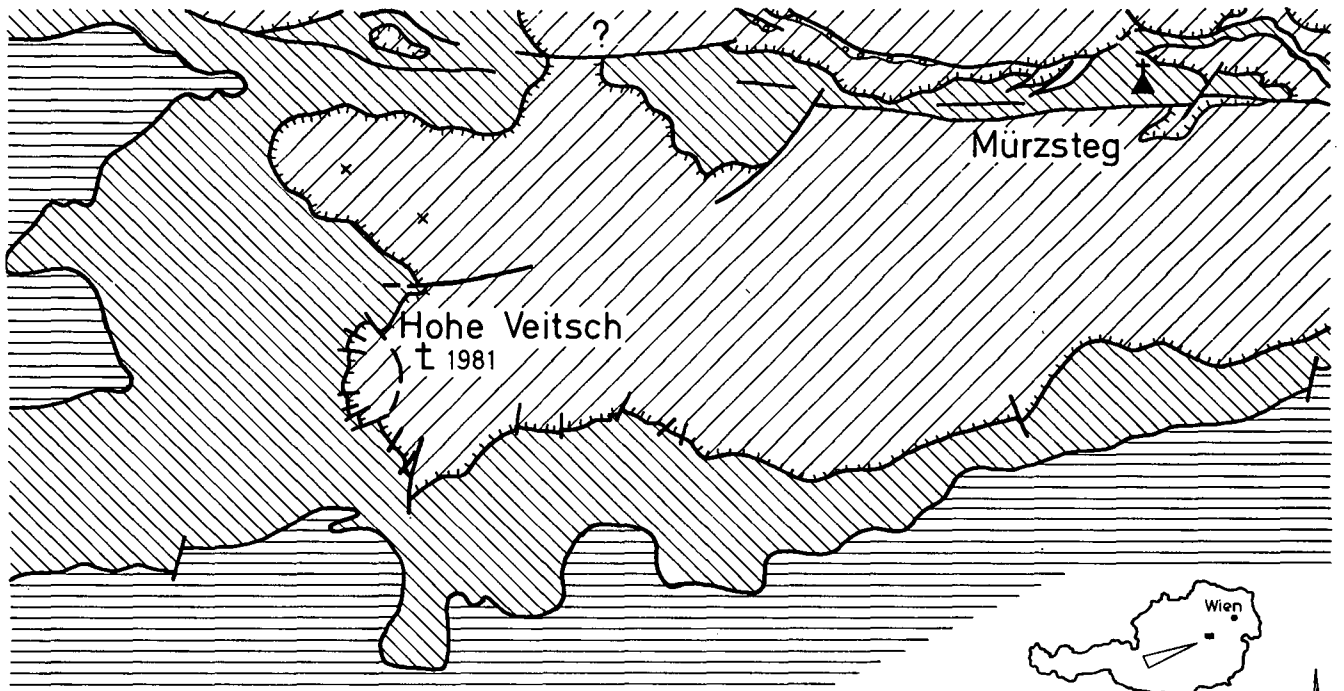
(z.B. stark zerlegter oder verwitterter Fels; Kluffkörpergröße=Böschungshöhe; Übergang zum Lockergestein)
A. W. BISHOP (4)



Rotation einzelner Kluffkörper

(z.B. Rotation eines Kluffkörpers auf einer Trennfläche zufolge außermittiger bzw. teilweise nachgebender Auflagerung)
W. WITTKÉ (17)

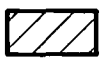
Abb. 4.
Mögliche Versagensmechanismen von Felsböschungen.
Nach POISEL & EPPENSTEINER (1989).



Gosau-Formation



Permoskyth und Tirolikum



Schneeberg- und Mürzalpendecke



Grauwackenzzone



0 km 2



Abb. 5.

Tektonische Übersicht im Bereich der Hohen Veitsch.

Zusammenstellung nach unpublizierten Neuaufnahmen von W. LEITHNER (1986, 1988, 1989), G.W. MANDL (1986-1989), sowie Kartendarstellungen von H.P. CORNELIUS (1936), A. HORKEL (1975) und A. TOLLMANN (1973, 1985).

nördliche Begrenzung der Veitschalpe ist die „Dobreinlinie“, im Süden der Plattform liegt die Grauwackenzone.

3.2. Geologische Neuaufnahme

Die bisherigen Ergebnisse sind in Kartierungsberichten für die geologische Bundesanstalt beschrieben (LEITHNER, 1989, 1990; LOBITZER, 1987).

Aus dieser Neukartierung und der Bearbeitung im Hinblick auf das geomechanische Verhalten lassen sich im Fall der Veitschalpe für das Modell „Hart auf Weich“ folgende Punkte anführen:

- Der Übergang von „Weich“ auf „Hart“ ist nicht als scharfer Trennungshorizont ausgebildet. Die Veränderung des geomechanischen Verhaltens ist als kontinuierlicher Übergang anzunehmen. Dafür sprechen die allmählich geänderten Ablagerungsbedingungen zwischen Werfener Schichten im Liegenden und Gutensteiner Schichten im Hangenden. Dieser Sedimentationsumschlag an der Grenze zwischen Unter- und Mitteltrias (Reichenhaller Wende nach SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER, 1975) führt zur Umstellung der Sedimentationsbedingungen terrestrisch beeinflussten Flachwassersedimenten zu rein karbonatischer Entwicklung.
- Die Modellvorstellung des Zweischichtfalles kann nicht zur Gänze aufrechterhalten werden. Es liegen

mehrere, geomechanisch unterschiedlich reagierende Schichtglieder in „Sandwichbauweise“ vor. Dabei kommt augenscheinlich auch den geringmächtigen, als plastische Gleitschichte auffassbaren Schichtgliedern eine wichtige Bedeutung in der Unterteilung des Gesamtsystems zu. Eine solches Schichtglied sind z.B. die teilweise mergelige Zwischenlagen führenden Reifflinger Schichten (Reifflinger Wende im Oberanis nach SCHLAGER & SCHÖLLNERBERGER, 1975).

Aus den Abb. 6, 7 und 9 ist eine vereinfachte Darstellung des Aufbaues der Veitschalpe ersichtlich. Diese Schematisierung beruht auf feldmäßig erfaßbaren Merkmalen.

- Innerhalb einzelner, bei der geologischen Aufnahme als ein Schichtglied aufzufassender Bereich ist geomechanisch und verwitterungsmäßig unterschiedliches Verhalten zu beobachten. Diese Unterschiede können auf Grund verschiedener fazieller Ausbildung auftreten. Ein Beispiel dafür sind die Wettersteinkalke (vgl. Abb. 9).
- Auf Grund der geänderten Ablagerungsmilieus sowohl in horizontaler, als auch in vertikaler Richtung ist das Veitschplateau sowohl in E-W-, als auch in N-S-Richtung unterschiedlich aufgebaut. Dazu kommt, teilweise durch diese Unterschiede begünstigt, sekundär eine unterschiedlich intensive Zerlegung einzelner Teilbereiche.

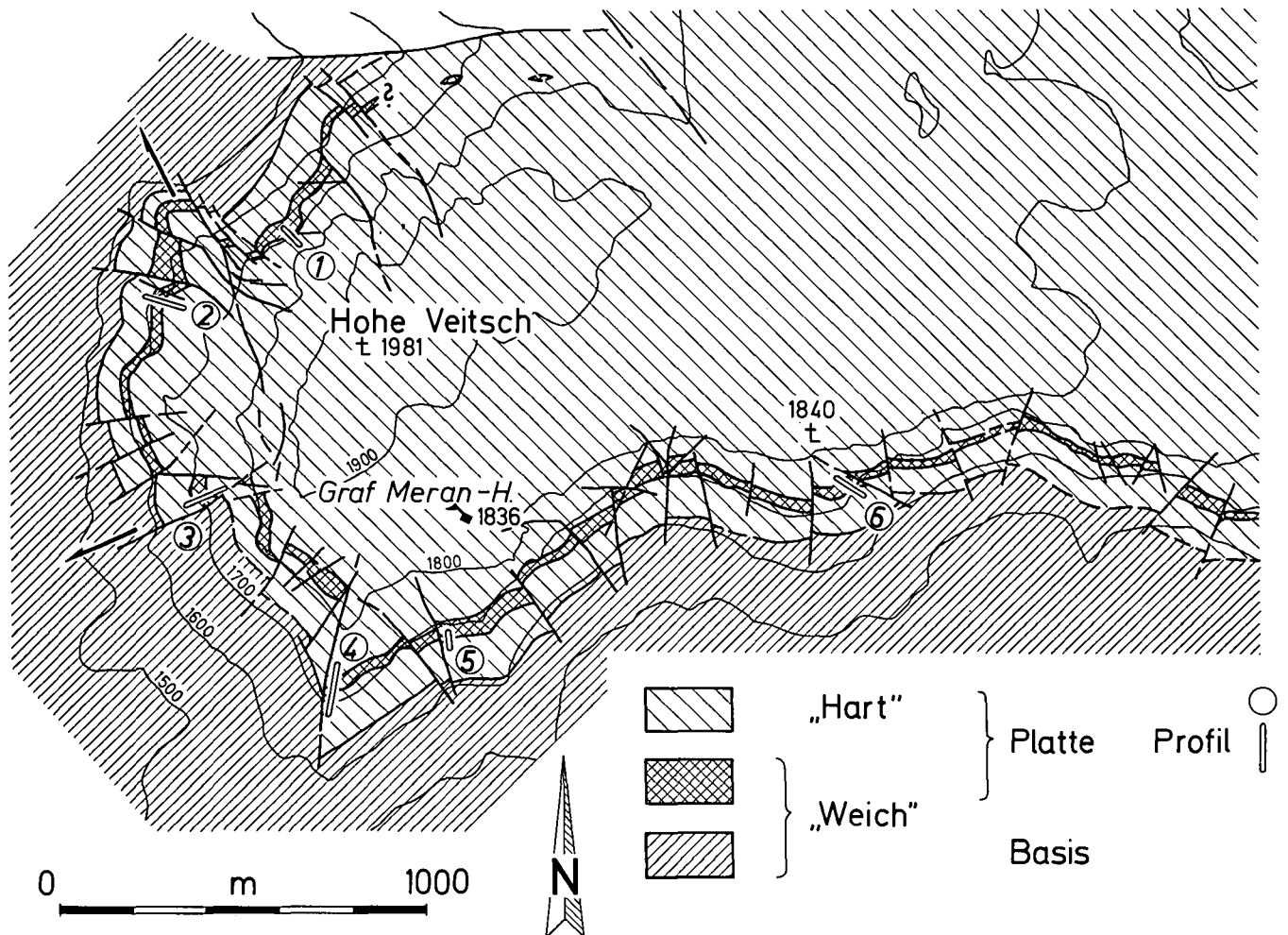


Abb. 6. Schematische Übersicht der geomechanisch als gleichwertig reagierend eingestuft Bereiche der Veitschalpe auf Grund der Neukartierung.

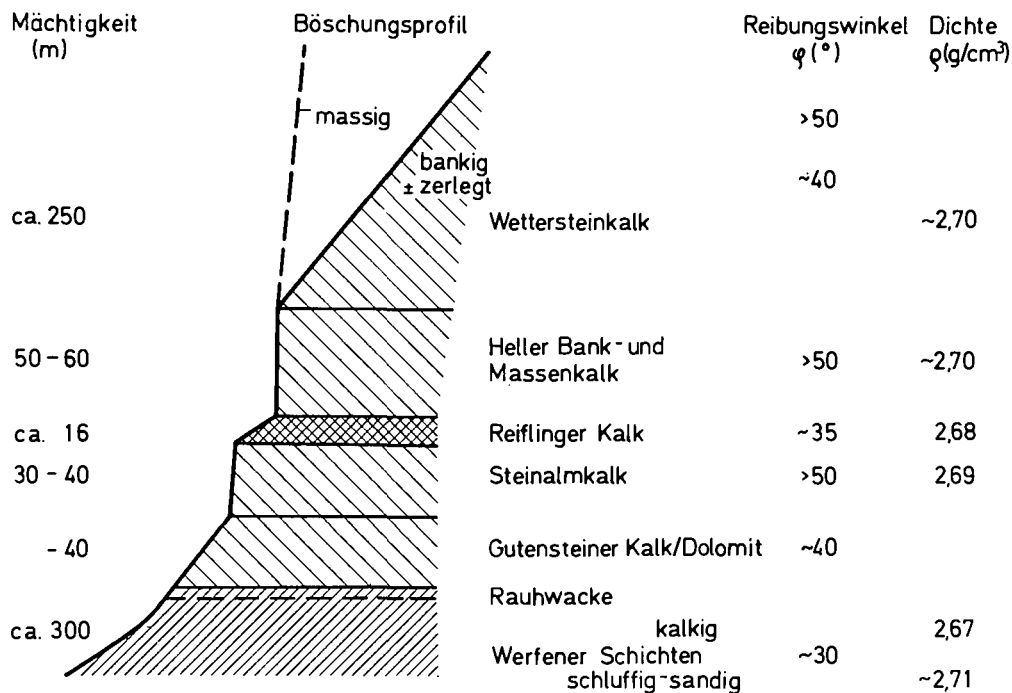


Abb. 7.

Schematisierte Darstellung der Schichtfolge auf der Veitschalpe.

Die im Böschungsprofil eingetragenen Oberflächen geben Hinweise auf die vorliegenden Reibungswinkel in den unterschiedlichen Gesteinen. Auffallend ist der Unterschied zwischen „Weichen“ Gesteinen mit Reibungswinkeln bis 35° und „Harten“ Gesteinen, die durchwegs Reibungswinkel über 40° aufweisen. Im Wettersteinkalk sind sowohl „weichere“, stärker zerlegte, teilweise bankige, dolomitisierte Schuttalke und Kalke, als auch massige, weniger zerlegte Gesteine aus dem Rifffbereich vorhanden.

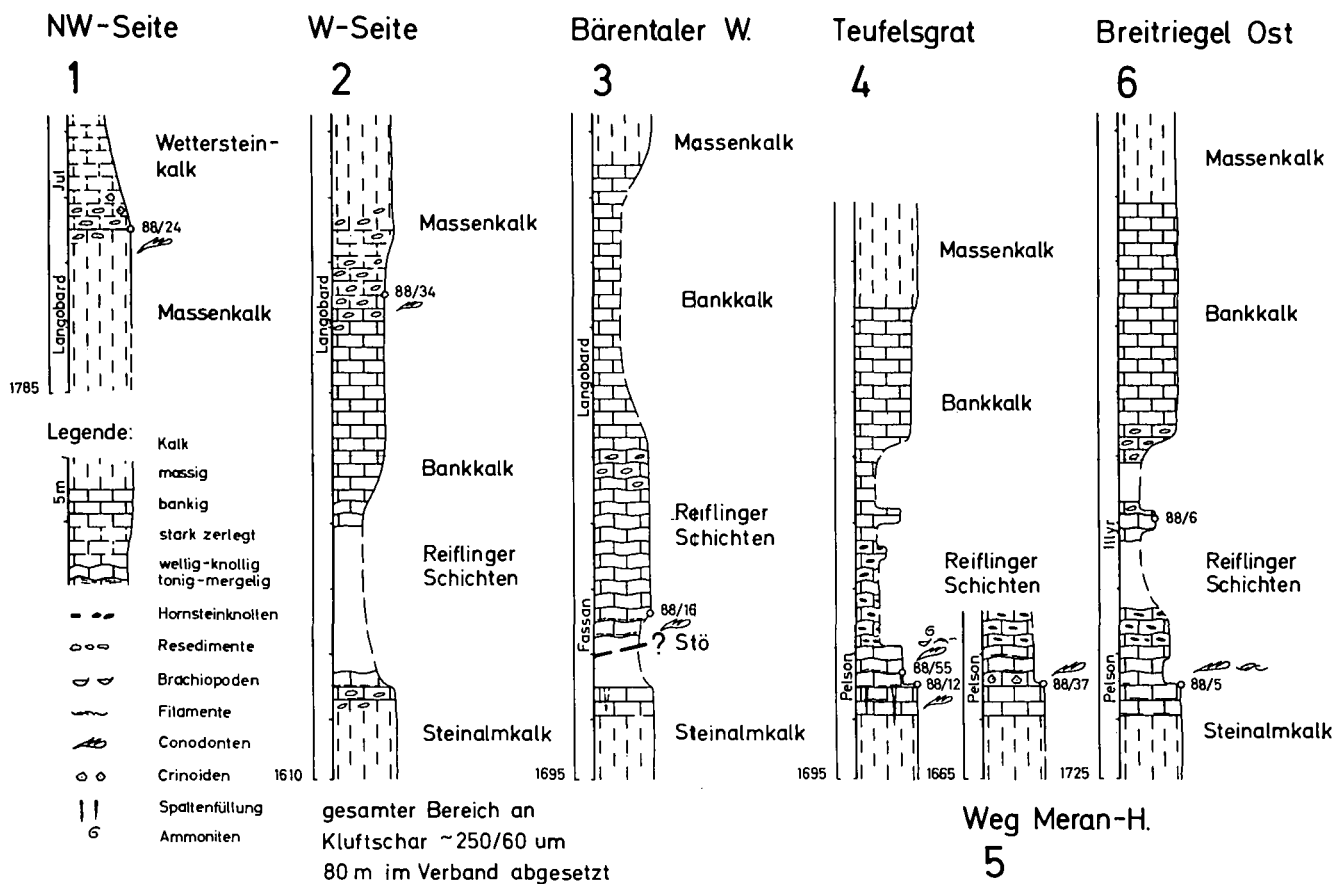


Abb. 8.

Detailprofile im Bereich der West- und Südseite der Veitschalpe.

Die Lage der Profile ist in Abb. 6 dargestellt. Kennzeichnend für die Entwicklung der Gesteine im Bereich der Platte ist die nach Norden zu abnehmende Mächtigkeit der aus geomechanischer Sicht „Weichen“ Reiflinger Schichten. Somit ist in Teilbereichen der Veitschalpe mit einer in der „Harten Platte“ zwischengelagerten Trennschichte (vgl. Abb. 7) zu rechnen.

3.3. Geologische Detailergebnisse

3.3.1. Sockelbereich

Die anstehenden Schichten im Sockelbereich sind auf Grund der hohen Verwitterungs- und Erosionsanfälligkeit durchwegs schlecht aufgeschlossen. Aus eigenen Aufnahmen kann in Teilbereichen eine schematische Gliederung in den Werfener Schichten angegeben werden. Die Verfolgung im Streichen ist wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse in diesem Bereich allgemein nicht möglich. Direkte Aufschlüsse sind zu meist nur im Anrißbereich von Forststrassen erfaßbar. Über den kartenmäßig flächig nicht erfaßten Prebichschichten (vgl. HORKEL, 1975) werden die Werfener Schichten vom Liegenden her aus

- gering mächtigen, im Aufschlußbereich mittelsteil NW einfallenden Quarziten,
 - hellgrüngrauen, braunen und rotbraunen, zum Teil hellglimmerreichen Silt- bis Tonsteinen,
 - zum Teil zellig verwitternden, hellbraun-rötlichen, großporig verwitternden rauhwackigen Kalken und
 - geschiefert hellbraunen, schichtigen, flach verfallenen, sowie bankigen, hell- bis mittel-grauen, zum Teil Crinoidenschutt führenden Kalken
- aufgebaut.

Die Gesamtmächtigkeit der Werfener Schichten kann mit etwa 300 m geschätzt werden. Genauere Angaben sind auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich. Örtlich liegen in der Schichtfolge mögliche Verschuppungen vor, die eine größere Mächtigkeit vortäuschen. Die Grenze zu den liegenden Prebichschichten ist nicht scharf ausgebildet (HORKEL, 1975, S. 20).

3.3.2. Plattform

Im Zuge der geomechanischen Fragestellung dieser Arbeit werden alle Gesteine hangend der Werfener Schichten zur Plattform gerechnet. Die im Hangenden Bereich der Werfener Schichten auftretenden rauhwackigen Bereiche sind hier zum Sockel gerechnet. Die Übersicht des Aufbaues der Veitschalpe ist in den Abb. 6 bis 9 dargestellt.

Gutensteiner Schichten sind insgesamt etwa 30 bis 40 m mächtig. Sie liegen als hell- bis dunkelgraue, kleinstückig zerfallende, dünnbankige, zum Teil häufig Klazitadern führende Kalke und Dolomite vor. Im Bereich des Predigtstuhl ist eine gering mächtige, tektonisch bedingte Verschuppung mit Werfener Schichten ausgebildet.

Steinalmkalke sind etwa 30 bis 40 m mächtig. Sie sind als dickbankige bis massige, hellgraue, teilweise Biogenschutt führende Kalke ausgebildet. Die Hangendgrenze dieser Flachwasserkalke ist altersmäßig durch Conodontenfaunen mit Pelson (Mittelanis) bis Fassin (Unterlandin) belegt (LEITHNER, 1989, det. L. KRYSYŃ). Sie ist mit der in den Kalkalpen weiträumig ausgebildeten Reiflinger Wende (SCHLAGER & SCHÖLLNER, 1975) gleichzusetzen.

Mitteltriadische Beckensedimente bestehen aus unterschiedlich ausgebildeten Kalken.

Die Reiflinger Schichten setzen hangend der Steinalmkalke ein. Sie sind als bankig bis dünnbankig ausgebildete, biogenschuttreiche, knollig-welligschichtige, teilweise Hornsteinknollen und/oder Hornsteinkrusten und -bänder führende Kalke mit tonigen und mer-

geligen Zwischenlagen ausgebildet. Die Gesamtmächtigkeit dieser meist im Schrofen- bis Wiesengelände ausgebildeten Kalke liegt zwischen 14 und 19 m. Aus geomechanischer Sicht sind sie als „Weiche“ Gesteine einzustufen.

Die hangend davon lagernden Bank- und Massenkalken sind als hellgraue bis gelblich-rötliche, bankige bis massige, zum Teil wandbildende Gesteine ausgebildet. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt zwischen 50 und 60 m. Die altersmäßige Obergrenze ist mit Un-

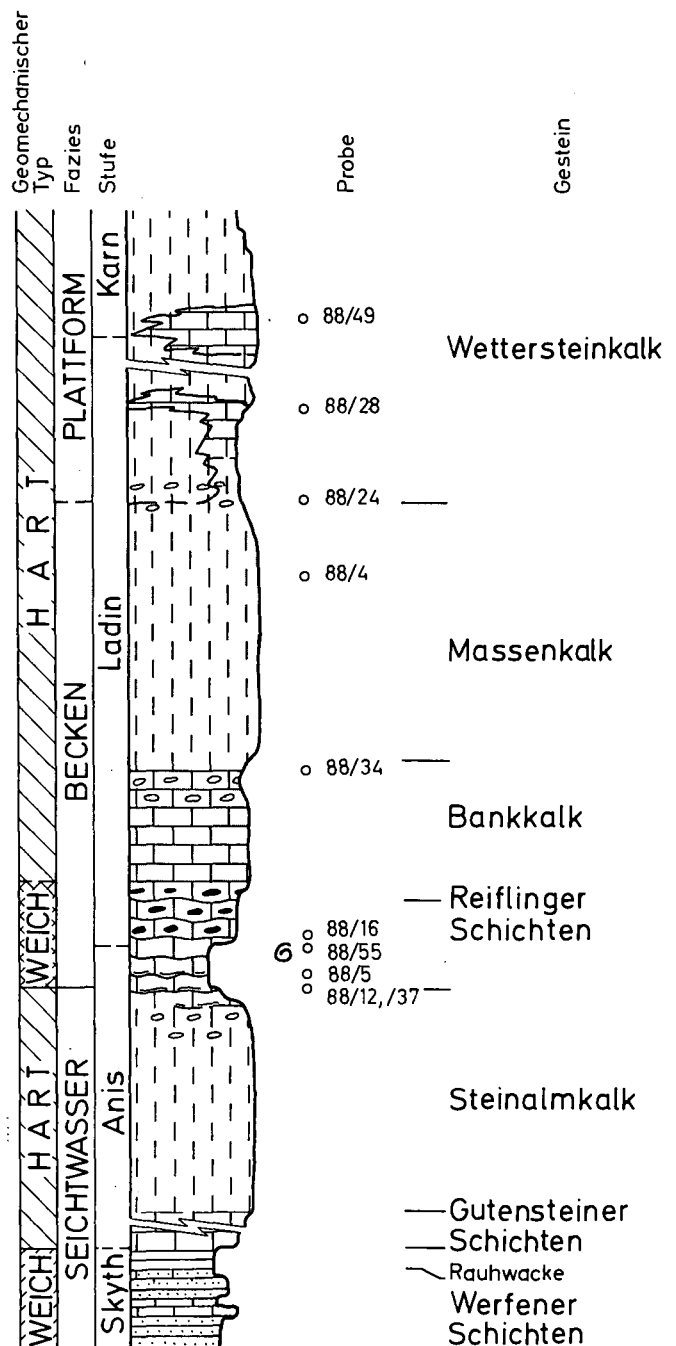


Abb. 9. Sammelprofil Südseite der Veitschalpe.

Aus der Darstellung sind deutlich die unterschiedlichen, ineinander übergreifenden Reichweiten der geomechanisch gleichwertigen Gesteinstypen und der Gesteinsfaziestypen erkennbar. Für geotechnisch-geomechanische Untersuchungen liegt die Bedeutung darin, daß aus Gesteinsbezeichnungen kein direkter Rückschluß auf geotechnische Eigenschaften gezogen werden kann.

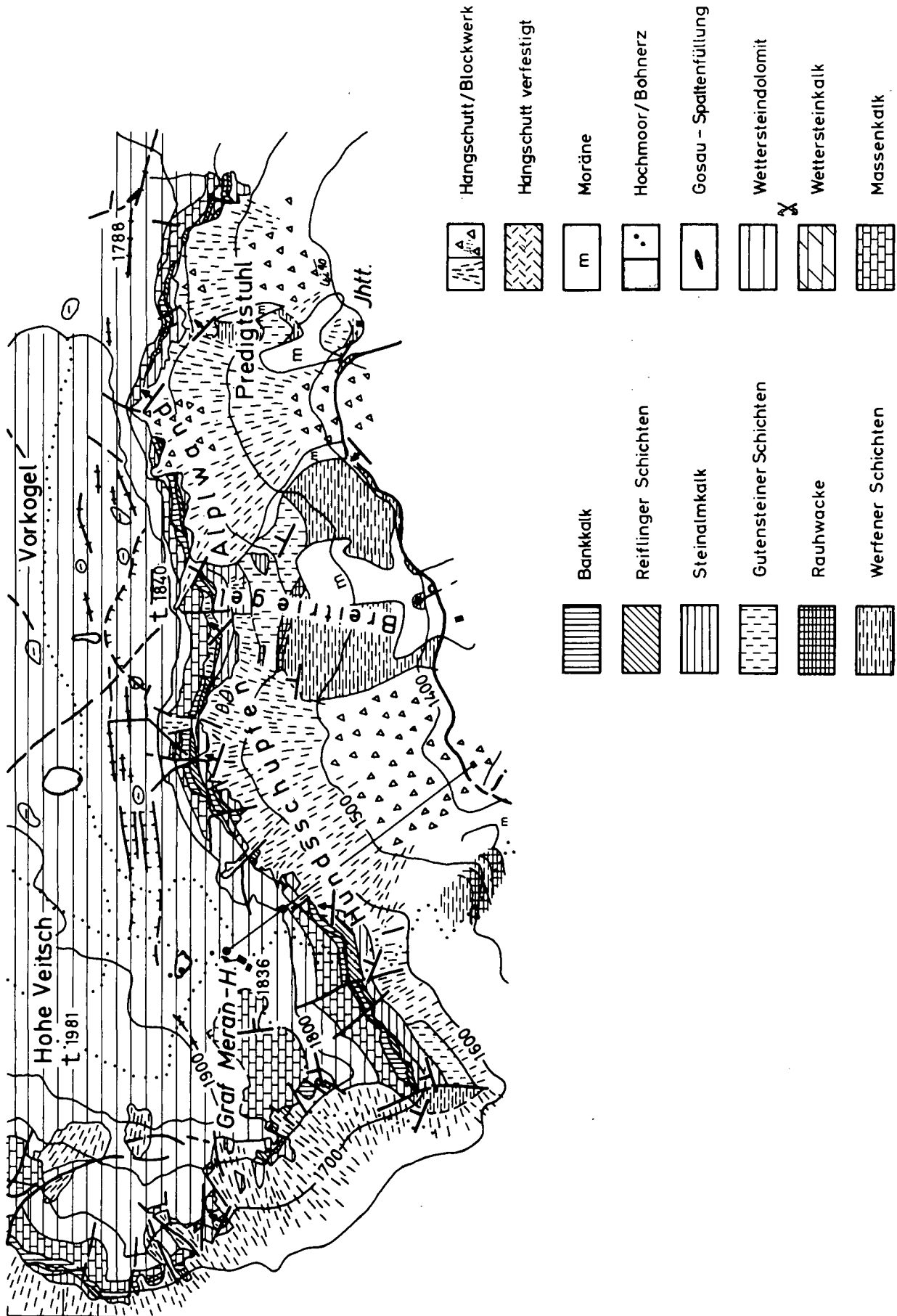


Abb. 10.
Geologische Karte Veitsch talpe.

ter- bis Oberladin anzugeben. Einzelne Bereiche reichen bis ins Unterkarn (LEITHNER, 1989, det. L. KRYSYTN).

Wettersteinkalk ist hangend davon als hell- bis mittelgrauer, andeutungsweise gebankter bis massiger Kalk ausgebildet. LOBITZER (1987, S. 298f.) bezeichnet den Wettersteinkalk der Veitschalpe als vorwiegend im riffnahen Bereich liegende Entwicklung. Die Rekrystallisation des Kalkes reicht örtlich bis zur Zerstörung der Biogenstrukturen. Zusätzlich tritt auch zonare, an mikritische und stark zerlegte Bereiche gebundene Dolomitisierung auf.

Aus eigenen Geländeaufnahmen geht die Unterscheidung massiger Bereiche (mögliche Riffknospen, besonders im Bereich Alplwand, Weitengrund sowie Brändewand – Grünwasenwand (= Burgwand) und andeutungsweise gebankter, zum Teil stark zerlegter Bereiche hervor. Westlich des Seebodens liegen stark dolomitisierte Abschnitte vor, die etwa 080–260 streichen. Westlich des Graf-Meran-Hauses sind im Wettersteinkalk massige, hellbraun-rötliche Beckenkalke karnischen Alters eingeschaltet (Abb. 9,10).

3.3.3. Überblick fazielle Entwicklung

Aus den durchgeführten Aufnahmen, sowie aus Angaben in der Literatur kann für die Veitschalpe ein schematisches Bild der Faziesentwicklung gegeben werden. HORKEL (1975, S. 47) faßt den Ablagerungsraum der Prebichl- und Werfener Schichten südlich der Veitsch als ein im Westen zunehmend tieferes Becken auf. Die Füllung dieses Beckens erfolgte aus einer Schwellenzone im Osten (Bereich um Neuberg an der Mürz). Zur Zeit der Ablagerung der Werfener Kalke erscheint der Niveauunterschied an der Oberfläche bereits weitgehend ausgeglichen.

Die Ablagerung der Gutensteiner Schichten und Steinalmkalke erfolgt in weitgehend ruhigem Ablagerungsmilieu. Im Hangenden Bereich der Steinalmkalke weisen Schüttungen von vorverfestigten, unterschiedlich gerundeten Intraklasten mit Anteilen von rötlicher,

möglicherweise terrigener Matrix auf beginnende Gliederungstendenzen in diesem Flachwasserbereich hin.

Die folgende mitteltriadische Beckenentwicklung setzt nicht gleichzeitig ein. Deutliche Unterschiede sind zwischen dem Bereich im Westen (Profil Teufelsgrat, Beginn der Beckenentwicklung im Illyr, Trinodosuszone) und im Osten der Veitschalpe (Gaissteig, Beginn der Beckenentwicklung im Unterladin, Fassan) ersichtlich. Die Änderung des Wechsels im Kleinbereich ist bisher in groben Zügen erfaßt und belegt (LEITHNER, 1989, 1990).

Die Fortsetzung der Beckenentwicklung nach Norden ist am Westrand der Veitschalpe bis etwa 300 m südlich der Gingatzwiese erfaßbar. Weiter nördlich konnte bisher ausgenommen eines kleinen Einzelaufschlusses am Weg von der Gingatzwiese zum Gipfel der Veitschalpe keine Beckenentwicklung erfaßt werden.

Im Bereich des Wettersteinkalkes, dessen Untergrenze mit Oberladin bis Unterkarn belegt ist, kann die unter 3.3.2 angeführte Unterscheidung getroffen werden (LOBITZER, 1987).

Aufgrund der bisher vorliegenden Daten kann für die Veitschalpe eine nach Norden zu abnehmende Beckenentwicklung und zunehmende Einförmigkeit in den Ablagerungsbedingungen angenommen werden. Die nördliche Grenze der Beckenentwicklung liegt im Westen der Veitschalpe knapp südlich der Gingatzwiese und streicht vermutlich in Richtung Westnordwest–Ostsüdost. Weitere Gebiete im Nahbereich, die eine Beckenentwicklung zeigen könnten, liegen am nordwestlich der Veitschalpe gelegenen Wildkamm, der durch eine Störung tektonisch abgetrennt ist. Die schematische Darstellung der faziellen Gegebenheiten ist aus Abb. 9 ersichtlich.

3.4. Lagerungsverhältnisse

Im Bereich der Veitschalpe liegt durchwegs flaches, Nord- bis Nordost gerichtetes Einfallen vor. Örtliche geringfügige Verstellungen sind durch bruchhafte Zerlegung und Verstellung im Kleinbereich erklärbar.



Abb. 11.
Randparallele steilstehende Riesenkluftscharen und Grabenbrüche im Bereich der Südseite der Veitschalpe.

Die Riesenklüfte laufen parallel zum Streichen der Schichtflächen. Am Westrand der Veitsch (normal zum Streichen) können keine derartigen Erscheinungen beobachtet werden. Vorhandene Trennflächenbeläge mit porösen, Bohnerz enthaltenden Kalken weisen auf zumindest tertiäres Alter derselben hin. Die bisher durchgeführten Konvergenzmessungen an angelegten Meßstrecken geben keine Hinweise auf aktuelle Bewegungen.

Im Bereich des Nordrandes der Veitschalpe liegt der Wettersteinkalk in massiger Ausbildung und tektonisch bedingt, stark zerlegt vor. Einzelbeobachtungen in diesem Bereich weisen aber ebenfalls auf nord- bis nordostgerichtetes Einfallen hin.

Muldenartige Strukturen, wie sie auf Grund der Modellversuche und Finite-Element-Berechnungen zu erwarten wären, konnten bisher im Gelände nicht beobachtet werden. Die Muldenstruktur, die aus dem von CORNELIUS (1939, Profil 6) gezeichneten Profil hervorgeht, ist auf Grund der Neuaufnahme auf Massenbewegungen am Westrand der Veitschalpe zurückzuführen (Abb. 5 und 6, Pkt. 4.4).

Aus der geologischen Karte (Abb. 10) ist deutlich die allgemein einheitliche Lagerung, sowie die intensive Zerlegung und Verstellung von Einzelbereichen am Süd- und Westrand des Veitschalpenplateaus erkennbar.

4. Trennflächensystem

4.1. Randparallele vertikale Trennflächen

Im Bereich der Südwände der Veitschalpe sind zum Rand parallel verlaufende, steilstehende Trennflächen besonders deutlich ausgebildet. Die Öffnungsweite dieser Spalten reicht an der Oberfläche bis zu 5 m.

Im Bereich nördlich des Graf-Meran-Hauses und nördlich der Hundsschupfen sind die randparallelen Grabenbrüche auch mit horstartigem Mittelbereich ausgebildet (Abb. 11,12). Die an der Oberfläche erkennbare Tiefe dieser Grabenbrüche reicht bis zu 25 m. Einzelne vermessene Schachthöhlen weisen Tiefen bis zu 50 m auf (STUMMER & WEISSENSTEINER, 1983). Die Abstände der Spalten und Grabenbrüche vom Rand der Plattform liegt zwischen 40 und 80 m. Die Südabstürze der Veitschalpe in diesem Bereich sind über den wandbildenden Steinalmkalken als Schrofen mit einer Gesamthöhe bis zu 150 m ausgebildet, die Breite der Grabenstrukturen reicht bis zu etwa 50 m (Abb. 12).

In den Spalten- und Einbruchsbereichen sind teilweise bewachsene, teilweise unbewachsene Einbruchs-

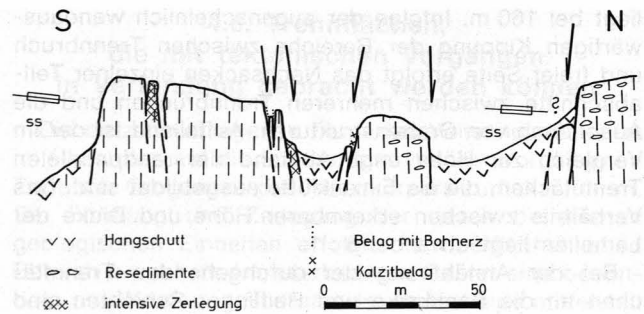


Abb. 12.

Randparalleler Grabenbruch im Bereich der Südwand (Hundsschupfen).

Die bergseitig größte Entfernung des Grabenbruches liegt bei etwa 80 m. Die Höhe der schrofigen Südabstürze in diesem Bereich beträgt etwa 150 m (ungefährtes Verhältnis 1:2). Der daraus ableitbare Winkel von ungefähr 63° könnte mit dem in diesem Gestein zu erwartenden inneren Reibungswinkel übereinstimmen.

trichter erkennbar. Von der Größe her sind diese Formen vorwiegend Kleindolinen (Durchmesser 1 bis 8 m, Tiefe 0,5 bis 3 m).

Einzelne Dolinen erreichen einen Durchmesser bis zu etwa 60 m. In diesen Einbruchsstrukturen sind als Begrenzung auch mittelsteile, wandauswärts fallende, mit (?Gosau-)Sandsteinen belegte Trennflächen erkennbar. Der unterschiedliche Bewuchs gibt, bei Beachtung der richtungsmäßigen Exposition, Dauer der Schneedecke und Vegetationsperiode auch Hinweise auf die gegenwärtige Aktivität der Trennflächen- und Bruchsysteme. Geringfügige frische Nachbrüche konnten im Bereich nördlich des Breitriegels beobachtet werden (BMN M 34, r 681 500, h 279 150).

Im Abschnitt der östlichen Aiplwand ist ersichtlich, daß diese Trennbrüche bis zum Wandfuß durchziehen können (Abb. 13). Die Wandhöhe in diesem Bereich

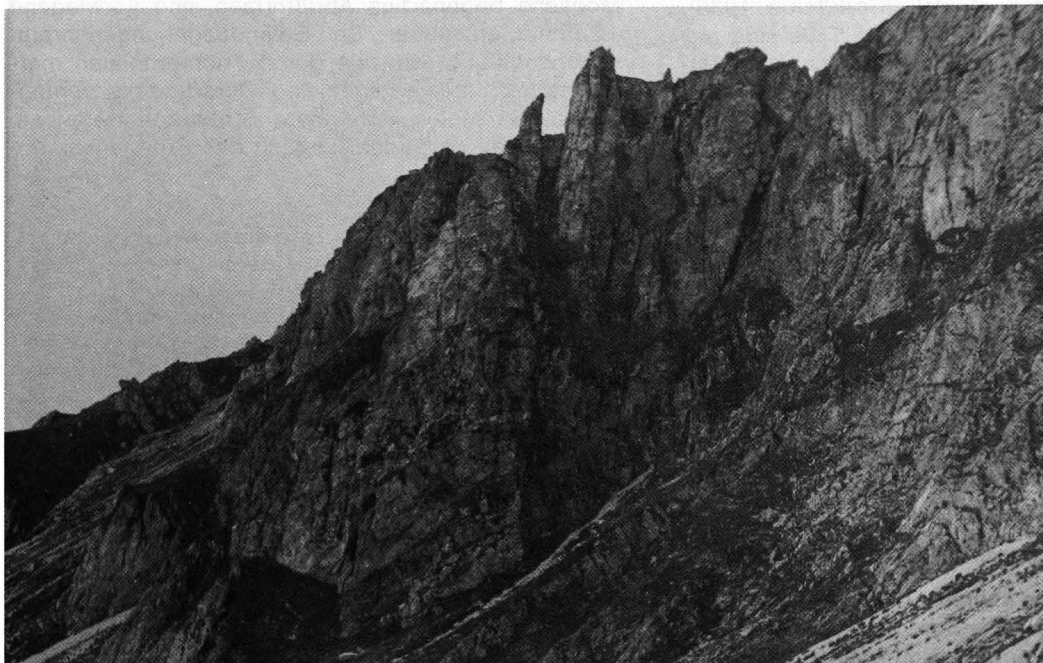


Abb. 13.

Ostseite der Aiplwand vom Predigtstuhl gesehen (Höhe 1610 m).

Deutlich erkennbarer Aufbau der Schichtfolge (Abb. 7,8,9). An der Oberkante der Wand im Wettersteinkalk beginnende, steil einfallende Trennflächenscharen reichen zumindest bis zum Reiflinger Kalk. Die im tieferen Bereich deutlich von der senkrechten Richtung abweichende Einfallsrichtung weist auf mögliche Muschelbruchstrukturen hin, die das gesamte Schichtpaket erfassen. Eine Erklärung für diese Strukturen kann die faziesabhängige Entwicklung der Schichtfolge sein.

Die am linken Bildrand erkennbaren Wiesenflächen sind der Bereich der „Weichen“ Reiflinger Schichten. In diesem Bereich könnte es zur Ausquetschung und bevorzugten Ausbildung von mittelsteil zur Platte einfallenden Scherbrüchen gekommen sein. Hinweise auf Bewegungen geben geschieferte Bereiche in diesem Schichtglied.

liegt bei 160 m. Infolge der augenscheinlich wandauswärtigen Kippung der Bereiche zwischen Trennbruch und freier Seite erfolgt das Nachsacken einzelner Teilabschnitte zwischen mehreren Trennbrüchen und die Ausbildung von Grabenstrukturen. Auffallend ist der im Vergleich zur Höhe enge Abstand der randparallelen Trennflächen, die als Einzelklüfte ausgebildet sind. Das Verhältnis zwischen erkennbarer Höhe und Dicke der Lamellen liegt etwa bei 8 : 1.

Bei der Annäherung der durchgehenden Trennflächen an die Bankkalke und Reiflinger Schichten sind sie zum Teil flacher wandauswärts geneigt. Diese Ausbildung der Trennflächenform ist möglicherweise auf den kontinuierlichen Übergang in den geomechanischen Eigenschaften des Gebirges auf Grund geänderter fazieller Bedingungen während des Ablagerungsprozesses zurückführbar. Auf Grund dieser Überlegung erscheint auch die Ausbildung von Muschelbrüchen im Festgestein möglich.

Das Bildungsalter dieser randparallelen Brüche kann im Oligozän (TOLLMANN, 1986, S. 64), bzw. Miozän (RIEDL, 1966) angesetzt werden. Hinweise für dieses tertiäre Alter sind Trennflächenbeläge bis zu 5 cm Dicke aus hellbraun-ockerfarbigen, sandig-kalkigen Krusten, die Bohnerze bis zu 1 cm und auch gut gerundete, stark umkristallisierte Kalke enthalten (Bereich Meßstrecke 4, BMN M34, r 681480, h 279100). Kalzitrasen bis mehrere Zentimeter, in Einzelfällen bis zu 0,5 m (Ostseite Predigtstuhl, BMN M34, r 682500, h 278040) Dicke mit aufgelagerten Krusten weisen auf mögliche ältere Anlage des Trennflächensystems hin.

An Meßstrecken in diesem Trennflächensystem konnten im bisher beobachteten Zeitraum (1986 bis 1989) keine aktuellen Bewegungen erfaßt werden.

4.2. Normal zum Rand verlaufende, steilstehende Trennflächen

Normal, bzw. radial zum Rand der Plattform verlaufende Trennflächen, die in der Größenordnung von mehrere Meter offenen Kluftgassen ausgebildet sind, wurden bereits von GEYER (1889) und CORNELIUS (1939) erkannt und kartenmäßig dargestellt (CORNELIUS, 1936).

Trennflächen bzw. Kluftgassen dieses Typs sind besonders deutlich am südwestlichen Eck der Veitschalpe im Bereich des Teufelsriegels ausgebildet. Die Öffnungsweite der Kluftgassen beträgt bis zu 15 m. Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes in diesem Bereich liegt zwischen 200 und 250 m. Im Bereich der Südseite, sowie am stark zerlegten West- und Nordrand sind derartige Trennflächen kaum erfaßbar. Im Westen der Veitsch vorhandene Schuttrinnen und im Norden ausgebildete Kare mit fast bis zum oberen Plattenrand reichender Schuttbedeckung sind möglicherweise ebenfalls zu diesem Trennflächentypus zu rechnen.

Messungen in diesem Bereich (Teufelsriegel 1988, 1989) erbrachten bisher keine Ergebnisse, die auf derzeit aktive Bewegungen hinweisen.

4.3. Trennflächen, die auf schräge Scherbrüche hinweisen

Schräge, zur Plattform einfallende Trennfugen, die als Scherbrüche gedeutet werden können, wurden auf der Veitschalpe sowohl im Bereich der Südbabstürze

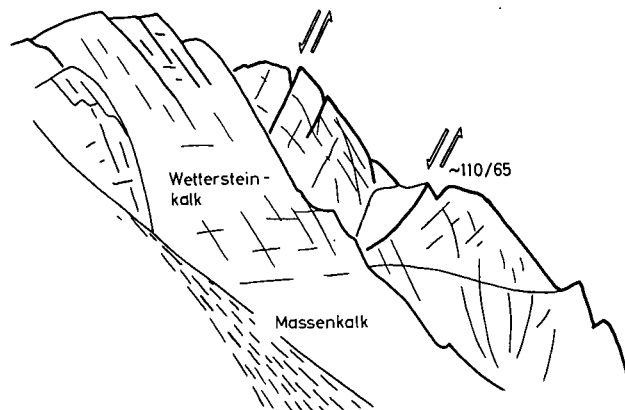


Abb. 14. Mögliche Scherbrüche im Wettersteinkalk an der Westseite der Veitschalpe. Blick vom Grat zum Wildkamm (Höhe 1740 m) in Richtung Süden. Die räumliche Stellung der Scherbrüche ist deutlich diskordant zu den Schichtflächen. Im hier nicht gezeigten Abschnitt mit Reiflinger Kalk („Weich“) an der Westseite der Veitsch kann wie im Südwandbereich vereinzelt Schieferung beobachtet werden.

(Abb. 13), an der Westseite (Abb. 14) und an der Nordseite beobachtet. Eine nähere Untersuchung dieser Trennflächen konnte bisher nicht durchgeführt werden.

4.4. Wandauswärts fallende Trennflächen

Wandauswärts gerichtete Trennflächen sind abhängig von der jeweiligen morphologischen Oberflächenform durchwegs zu beobachten. Die Größe der ausgebildeten Trennflächen reicht dabei vom Meter- bis in den Zehnermeterbereich.

Der Fußbereich derartiger Trennflächenstrukturen ist durchwegs stark zerlegt, teilweise liegen kalzitisch wieder verteilte Bereiche vor. Teilweise handelt es sich dabei um tektonisch vorgeprägte Strukturen (Abb. 16, Pkt. 3.6).

4.5. Bogenförmige Abrisse

Mögliche bogenartige Abrißformen sind vorwiegend im Luftbild erkennbar. Bei Geländebegehungen ergibt die Beobachtung, daß sie durch Trichterdolinen markiert und leicht zu verfolgen sind. Derartige bis zu mehrere hundert Meter verfolgbare Strukturen treten am Veitschplateau im Süden nördlich des Breitriegels, so-

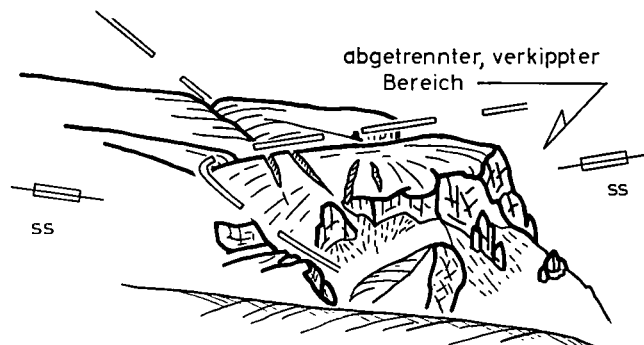


Abb. 15. Unterschiedlich geneigte Geländeoberfläche im Bereich des Breitriegels. Talseitig des im Grundriss bogenförmigen Abrisses sind die Schichtflächen mittelsteil zur Platte hin geneigt. Möglicherweise liegt in derartigen Bereichen eine Rotation des talseitigen Körpers entlang der Bruchflächen vor.

wie am Nordrand im Bereich Seeboden und Hoher Muckenriegel auf. Zwischen diesen Strukturen und dem Abbruchrand liegen zum Teil steilstehende, parallel zum Rand streichende Trennflächen (vgl. 3.1) mit bis zu 2 m Öffnungsweite und 3 m Tiefe vor (nördlich des Breitriegels).

Diese Lineamente werden auf Grund folgender Überlegungen als Ausbißlinie eines Muschelbruches an der Geländeoberfläche interpretiert:

- Die Sedimentationsbedingungen zwischen Sockel und auflagernder Platte zeigen einen allmählichen Übergang. Daraus folgt eine Änderung des rheologischen Verhaltens des Gebirges in der Schichtfolge.
- Die Geländeoberfläche randseitig dieser Lineamente ist zur Plattform, außerhalb davon jedoch zum Plattformrand geneigt (Abb. 15). Die Ursache dieser Oberflächenformen könnte eine Rotation des Gebirgskörpers innerhalb der bogenförmigen Lineamente sein.
- In Verbindung mit den kreisförmigen Lineamenten treten an der Oberfläche auch Risse auf, die als Zugrisse durch Nachgeben der Basis interpretiert werden können (OKAGUEB & ABAM 1986).
- Infolge der bestehenden Trennflächen, die bis zur Basis durchreichen, ist eine hohe Zerlegungsintensität, ausgehend vom "Fugenbereich" Sockel-Platte anzunehmen. Dadurch liegt ein Bereich vor, der im Bezug zu seiner Größe (bis zu mehrere hundert Meter) Verhalten wie ein Lockergesteinskörper zeigt.
- Das Vorland dieser Bereiche ragt gegenüber der Umgebung deutlich hervor (Beispiel: Breitriegel). Die Absetzung beträgt etwa 20 bis 30 m. Muschelförmige Abrisse im Kleinbereich sind im Westen des Breitriegels beobachtbar. Die Absetzungsbeträge liegen dabei um etwa zehn Meter.

4.6. Trennflächen, die mit tektonischen Vorgängen in Verbindung gebracht werden können

Die derzeit vorliegende Form des Veitschplateaus ist im Gesamten auf die Summe tektonischer Vorgänge im Zuge der Orogenese des Alpenkörpers zurückzuführen. Die Formung und Zerlegung der davon betroffenen geologischen Einheiten erfolgte im oberflächennahen Bereich bruchhaft. Im bearbeiteten Gebiet sind besonders am West- und Südrand der Veitschalpe mittelsteil bis steil Südwest bis Westsüdwest einfallende Groß- bis Riesenklufscharen deutlich ausgebildet. Diese Trennflächen durchziehen deutlich erkennbar den gesamten Sedimentstapel vom Steinalmkalk bis zum Wettersteinkalk. An ihnen sind Aufschiebungen und Abschiebungen ausgebildet.

Die größten Versetzungsbeträge betragen bis zu 80 Höhenmeter am Westrand der Veitschalpe. Auf Grund der hangauswärts fallenden Lage der Trennflächen am Westrand wird diese Absetzung als gravitativ bedingte, tektonisch vorgeprägte Trennflächen benutzende Massenbewegung in den freien Bereich der Gollrader Bucht aufgefaßt (Abb. 16).

Als Alter der Anlage dieses Trennflächensystems kann auf Grund des Belages mit hellgrauen bis rotbraunen Gosausandsteinen kretazisches Alter angenommen werden. Ebenfalls am Westrand der Veitschalpe sind entlang dieser Trennflächen im Bereich des teilweise stark zerlegten Wettersteinkalkes Rinnen und Kare ausgeräumt. Die liegenden massigen Kalke und Bankkalke sind im wesentlichen nur von Einzelklüften durchzogen.

Im Südwandbereich vorliegende Trennflächen mit dieser Raumstellung zeigen zum Teil Abschiebungen des westlichen, aber morphologisch höheren Teiles der Veitschalpe bis etwa 20 m. In den auch hier bis in den Steinalmkalk durchreichenden Trennflächen sind parallel zu den Schichtflächen gelagerte Kluffüllungen möglicherweise bereits ? oberanischen Alters vorhanden



Abb. 16.

Westseite der Veitschalpe vom Weg zur Gingatzwiese (Höhe 1420 m).

Stark zerlegter, schrofiger Wettersteinkalk über wandbildendem Steinalm-, Bank- und Massenkalk („Hart“) mit dazwischen gelagerten Reiffinger Schichten („Weich“). Am rechten Bildrand ist die Absetzung talseitiger Teile an mittelsteil bis steil etwa Südwest einfallenden Trennflächen deutlich erkennbar. Diese Trennflächenscharren fallen am Westrand der Veitschalpe zur Gollrader Bucht hin ein. Durch das fehlende Widerlager im Fußbereich ist ein Abgleiten im Schichtverband möglich. Die erfaßten Absetzungen erreichen bis zu 80 Höhenmeter. Entlang von Trennflächen mit derselben Raumstellung ist im stark zerlegten Wettersteinkalk die Ausräumung von Rinnen und Kare möglich. In den wandbildenden Kalken sind nur schmale Bänder und Einzelklüfte erkennbar.



Abb. 17.
Kalzitisch wiederverheilte, mittelsteil etwa Südwest einfallende Großklüft am Südrand der Veitschalpe (Oberer Rand der Alplwand).
Derartige Trennflächen sind Härtlinge gegenüber dem Ausgangsgestein. Einzelne verheilte Riesenklüfte sind auf der Hochfläche mehrere hundert Meter weit verfolgbar.

(BMN M34 r 681980, h 279040). Die Annahme oberanischen Alters erfolgt auf Grund der zu den Schichtflächen parallelen Lagerung der bis zu 40 cm dicken Klüftfüllungen, Conodontenproben waren bisher steril.

Die hangend dieser Trennflächen liegenden Kalke sind bis zu über einem Meter grusig bis kleinstückig kataklastisch zerlegt. Ausgenommen im Wandbereich sind die zerlegten Kalke nur in wenigen Fällen erhalten. Auf der Hochfläche sind kataklastisch zerlegte, kalzitisch verheilte Beläge zu beobachten. Diese verheilten Bereiche sind Härtlinge gegenüber dem Ausgangsgestein. Einzelne solcher Trennflächen sind durch die Südwand und in der Fortsetzung auf der Hochfläche im Streichen über mehrere hundert Meter verfolgbar (Abb. 3,17). Ihre Neigung beträgt zwischen 30° und etwa 75°. Im Westen der Veitschalpe ist der Bereich talseitig der hier hangauswärts fallenden Trennflächen bis zu einer Neigung von etwa 53° erhalten. Bei größerer Neigung und freiem Vorland kann der luftseitige Bereich zur Gänze fehlen.

Aus der Zusammensetzung der Trennflächen und im Kleinbereich wechselnden Neigung des Einfallens ist eine Interpretation als Riedelflächen möglich.

Im Bereich des Ostrand des Hochschwabmassivs ebenfalls in Richtung der Gollrader Bucht mittelsteil einfallende Großklüfte (WEBER, 1973, S. 94) lassen eine Deutung derselben als konjugierte Flächen zur Veitschalpe als möglich erscheinen. Die Raumstellung dieser Trennflächen auf beiden Seiten der Gollrader Bucht weist auf eine mögliche Beziehung zur Entstehung dieser Aufwölbung hin.

5. Ausbildung der Südseite der Veitschalpe

Im Kartenbild bildet die Südseite der Veitschalpe flach gewölbte Bögen. Diese Form entspricht senkrecht gestellten Kalotten, die die nach Süden vorspringenden Riegel (Schalleralm, Breitriegel, Predigtstuhl und Gais-

steig) als Wiederlager benutzen. Der Gesteinsbestand dieser Wiederlager zeigt gegenüber dem umgebenden Sockelmaterial deutliche Anteile an Härtlingen (Schalleralm: Rotsohlgabbro und Werfener Kalk, Breitriegel: Werfener Quarzit, Predigtstuhl und Gaissteig: Mittel- bis grobkörnige Prebichlschichten).

Inwieweit diese Formen im Grundriß nur auf erhöhte Verwitterungs- und Ausräumungsbeständigkeit der Härtlinge im Sockel oder auch auf tektonisch bedingte Belastungen zurückführbar sein, kann ist derzeit noch nicht geklärt.

6. Ausblick

Weitere Untersuchungen im System „Harte Platte auf weichem Untergrund“ werden den Versuch der eindeutigen Unterscheidung zwischen tektonisch bedingt angelegten, erneut wiederbenutzten Trennflächen und Trennflächen, die nur auf Grund der Belastung durch das Eigengewicht des Gebirges entstanden sind zum Ziel haben. Dabei sind als Grundlage für derartige Untersuchungen moderne geologische Karten, sowie dazugehörige entsprechend detaillierte Beschreibungen notwendig. Neukartierungen, wie sie im Fall der Veitschalpe erst durchgeführt werden mußten, nehmen einen wesentlichen Teil der vorhandenen Zeit in Anspruch. In diesem Zusammenhang ist auch die Trennung in geologische Kartierung, stratigraphische und fazielle Einstufung sowie geomechanische Erfassung und Beurteilung des bearbeiteten Bereiches zu überlegen. Im Bereich der Veitschalpe sind derzeit die Fortsetzung der Konvergenzmessungen, der Abschluß der Kartierung am gesamten Veitschplateau, sowie die weitere Aufgliederung und Unterscheidung der vorliegenden Trennflächensysteme vorgesehen. Ein Schwergewicht wird dabei der Nachweis von angenommenen Muschelbrüchen im Festgestein in Abhängigkeit vom Gesteinsmaterial sein.

Dank

Für die im Rahmen des Projektes Nr. 6588 des Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung zur Verfügung gestellte finanzielle Unterstützung bin ich zu besonderem Dank verpflichtet. Das geologische Institut der Technischen Universität Wien stellte in dankenswerter Weise seine Einrichtungen und Geräte für die Auswertung des Probematerials zur Verfügung. Herr Ass.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. Rainer POISEL und Herr Ass.-Prof. Dr. Walter EPPENSTEINER, sowie cand. ing. Wolfgang STEGER danke ich besonders für ihre Unterstützung in Form von Diskussionen und Anregungen bei der Feldarbeit. Dem Hüttenwirt des Graf-Meran-Hauses auf der Veitschalpe, Herrn Günter PENDEL, sowie seiner Frau Anni danke ich für die herzliche Aufnahme in ihrem Schutzhaus.

Literatur

- CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt Mürzzuschlag 1 : 75.000. – Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1939): Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **89**, 27–175, 18 Abb., 4 Taf., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952): Die Geologie des Mürztalgebietes. – Jb. Geol. B.-A., Sonderband **4**, 94 S., Wien.
- GEYER, G. (1889): Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. – Jb. Geol. R.-A., **39**, 497–784, 18 Abb., 1 Taf., Wien.
- HORKEL, A. (1975): Zur Geologie der Prebichl- und Werfener Schichten zwischen Neuberg/Mürz und Aschbach, sowie zum Alter der in ihnen liegenden Sideritvorkommen. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 162 S., 105 Abb., 4 Beil., Wien.
- LEITHNER, W. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf der Veitsch auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., **132/3**, 559–560, Wien.
- LEITHNER, W. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf der Veitsch auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., **133**, im Druck, Wien.
- LOBITZER, H. (1987): Bericht 1986 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Veitschalpen-Plateaus auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 298–299, Wien.
- MÜLLER-SALZBURG, L. (1980): Sinn und Berechtigung von Modellversuchen in der Geomechanik-Forschung. – Rock Mechanics, **13**, 39–52, Springer Berlin.
- OKAGBUE, C.O. & ABAM, T.K.S. (1986): An analysis of stratigraphic control on riverbank failure. – Engineering Geology, **22**, 231–245.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1988): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung Teil 1: Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. – Felsbau, **6/4**, 189–194, 14 Abb., Essen (Glückauf).
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. – Felsbau **7/1**, 16–20, 11 Abb., Essen (Glückauf).
- RIEDL, H. (1966): Neue Beiträge zum Problem Raxlandschaft – Augensteinlandschaft. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., **108**, 98–109, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1975): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 165–193, 2 Abb., Wien.
- SILBERBAUER, J. (1987): Geomechanische Modellversuche zum Zerbrechen und Zergleiten starrer Felsmassen auf weicher Unterlage. – Diplomarbeit Technische Universität Wien, 139 S., 101 Abb., 4 Beil., Wien.
- STEGER, W. & UNTERBERGER, W. (1988): Bericht über die mittels der Methode der Finiten Elemente durchgeführten Berechnungen des Systems „Harte Platte auf weichem Untergrund“. – Manuskript, 44 S., 30 Abb., Wien.
- STUMMER, G. & WEISSENSTEINER, V. (1983): Höhlenverzeichnis des Bundeslandes Steiermark Stand 1983. – Mitt. Landesver. f. Höhlenkunde i. d. Stmk., **12/1**, 57–102, 2 Abb., Graz.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der nördlichen Kalkalpen. – Monogr. d. Nördl. Kalkalpen, Bd. **3**, X + 449 + 7 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986): Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., **128**, 62–72, Wien.
- WEBER, L. (1973): Das Alter der Sideritvererzung im Westteil der Gollrader Bucht (Stmk.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 207 S., 22 Abb., 12 Beil., Wien.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 14. Juni 1990.

Zirkonuntersuchungen an Gneisen des hinteren Murtales (östliches Tauernfenster)

Von PETER NEUMAYR & FRITZ FINGER*)

Mit 10 Abbildungen und 2 Tabellen

*Salzburg
Tauernfenster
Granitgneis
Paragneis
Zirkon
Kristallmorphologie*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 156*

Inhalt

Zusammenfassung	591
Abstract	592
1. Die geologische Situation im Untersuchungsgebiet	592
2. Warum Zirkonuntersuchungen?	593
3. Die Ergebnisse der mikroskopischen Zirkonuntersuchung	593
3.1. Die Zirkone in den Leukogranitgneisen	593
3.1.1. Übersicht	593
3.1.2. Kornformen und Abmessungen	593
3.1.3. Tracht	594
3.1.4. Erscheinungen im Korninneren	596
3.2. Die Ausbildung der Zirkone in einer Scherzone des Leukogranitgneises	596
3.3. Die Zirkone in der auflagernden Paragneisserie	597
4. Die chemische Zusammensetzung der Zirkone	598
5. Schlußfolgerung	600
Anhang	601
Dank	601
Literatur	601

Zusammenfassung

Ein Leukogranitgneiskörper mit spätpaläozoischem Intrusionsalter sowie eine darüberliegende Paragneisserie wurden einer mikroskopischen Zirkonpopulationsanalyse unterzogen. Beide Gneisarten führen überraschenderweise ausgesprochen ähnliche Zirkonpopulationen mit i.w. magmatischen Wachstumserscheinungen. Die Paragneisserie wird deshalb als weitgehend autochthones permisches Sediment interpretiert, welches durch Verwitterung und nur geringe sedimentäre Umlagerung aus dem lokalen Granituntergrund hervorging, sodaß die Zirkone nahezu unverändert erhalten bleiben konnten. Bei der späteren alpidischen grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Regionalmetamorphose und Vergneisung wurden die Zirkonkristalle in beiden Gneisarten morphologisch kaum verändert. Lediglich wenige μm dünne Weiterwachsungen kamen hinzu, und zwar besonders bei stärker tektonisierten Gneisvarianten. Diese neu aufgewachsene Zirkonsubstanz verdeckt aber die vormetamorphen Kristalleigenschaften nicht entscheidend.

Die primäre Zirkonpopulation des Leukogranitgneises kann in zwei Gruppen von Kristallen gegliedert werden:

- 1) Magmaeigene Zirkone, die vom Keim weg im variszischen Granitmagma gewachsen sind (N-Typ Zirkone).
- 2) Übernommene Zirkone, die aus älteren Dachgesteinen stammen, welche bei der Intrusion des Granitmagmas assimiliert wurden (X-Typ Zirkone).

Letztere Kristalle lassen darauf schließen, daß das Leukogranitmagma eine nicht unwesentliche Kontaminationskomponente beinhaltet. Die magmaeigenen Zirkone sind idiomorph und zeigen die für ein saures, hochdifferenziertes I-Typ Granitmagma zu erwartende Tracht, nämlich große (101) Pyramiden und (110) Prismen. Der extrem langprismatische Habitus (L/B meist 3-6) spricht für sehr rasche Erstarrung des Leukogranits in einem hochplutonischen Niveau.

Mikrosondenanalysen zeigen, daß die magmaeigenen Zirkone punktuell erhebliche Gehalte an Y_2O_3 und P_2O_5 aufweisen können (bis 1,2 %), während der Anteil dieser Elemente in den übernommenen Zirkonen regelmäßig unter 0,6 % bleibt. Die Hf-Substitution kann in beiden Zirkonarten bis 3 % HfO_2 betragen. Die als metamorphes Neuwachstum klassifizierten Kristallrandbereiche können ähnlich hohe Hf-Gehalte haben, weisen aber stets signifikant niedrige Konzentrationen von Y_2O_3 und P_2O_5 (<0,4 %) auf.

*) Anschriften der Autoren: Mag. PETER NEUMAYR, Department of Geology of the University of Western Australia, Nedlands, Perth, Western Australia 6009, Australia; Dr. FRITZ FINGER, Institut für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Zircon Investigations in Gneisses from the Mur Valley (Eastern Tauern Window)

Abstract

The paper presents microscopic descriptions and microprobe measurements of zircon grains, which were separated from a leucogranitic orthogneiss body and from an overlying paragneiss series of the eastern Tauern Window (Eastern Alps). The zircons are of magmatic origin in both rock types and display euhedral forms, magmatic growth zoning and magmatic inclusion patterns. Small outgrowth phenomena and partial metamictization are probably due to metamorphism. The zircon population of the paragneiss could not be distinguished by means of morphological and chemical criterions from that of the orthogneiss and does not show any signs of mechanical rounding. This allows an interpretation of the paragneiss as an autochthonous sediment which formed by erosion of the underlying leucogranite body.

1. Die geologische Situation im Untersuchungsgebiet

In den Hohen Tauern tritt die tiefste Einheit der Ostalpen, das Penninikum, als Kristallin Fenster unter den ostalpinen Decken hervor (Abb. 1). Zu einem großen Teil wird es von granitischen Orthogneisen mit karbonischen bis frühpermischen Intrusionsaltern (CLIFF, 1981) aufgebaut, den sogenannten Zentralgneisen. Diese

Granitgneise bilden entlang des Tauernhauptkammes mehrere große „Kerne“, welche einerseits von ihren ursprünglichen, nämlich altpaläozoischen und älteren Dachgesteinen überlagert werden (z.B.: Habachformation, Altkristallinformation), andererseits aber auch von jüngerer Bedeckung, z.B. den klastischen, im wesentlichen permischen Sedimenten der sogenannten Wustkogelformation, die als Abtragungsmaterial des Granituntergrundes zu verstehen sind. Darüber folgen Mitteltrias-Karbonatgesteine, und schließlich die mächtigen jurassisch-kretazischen Sedimente und Vulkanite der Bündnerschieferformation (siehe FRASL, 1958). Diese primäre Schichtfolge ist allerdings durch die alpidische Tektonik mitunter stark gestört. Vor allem die sedimentäre Auflagerung der „harten“ Zentralgneiskerne ist vielfach abgeschert worden.

Das in der vorliegenden Studie bearbeitete Gebiet befindet sich im östlichen Tauernfenster, und zwar im hintersten Murtal zwischen dem Rotgüldenensee und dem Gebirgskamm Murtörl-Mureck-Schöderhorn (Abb. 1). Dort bildet der Zentralgneis einen Teil des sogenannten „Hölltor-Rotgüldenkernes“ und besitzt eine einheitliche leukogranitische Zusammensetzung. Geochemisch handelt es sich um einen sauren I-Typ Granit (NEUMAYR, 1989), vermutlich um eine hochdifferenzierte Variante der Hochalm I-Typ Granitsuite, eine von Tonaliten bis zu sauren granitischen Endgliedern reichende, Na₂O-betonte kalkalkalische Intrusivsequenz im östlichen Tauernfenster (FINGER et al., 1990), die möglicher-

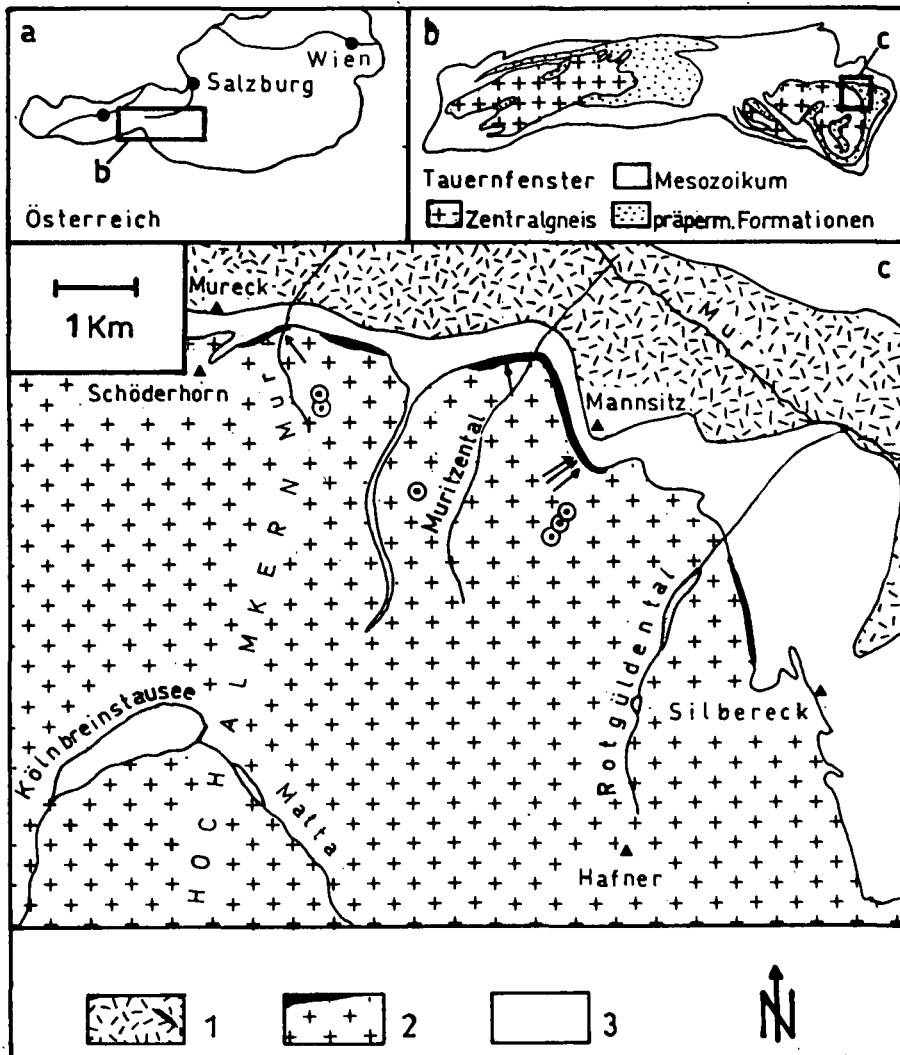


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes (nach EXNER, 1971) und seine Position in Österreich bzw. innerhalb des Tauernfensters (a und b nach VAVRA, 1989). 1 = präpermische Formationen (inkl. Mureckgneis); 2 = Zentralgneis und seine Paragneisauflagerung (schwarz); Punkte und Pfeile zeigen die Herkunft der untersuchten Proben an (Punkte: Granitgneis, Pfeile: Paragneis); 3 = Mesozoikum.

weise an einem variszischen aktiven Kontinentalrand gebildet wurde (FINGER & STEYRER 1988).

Im einzelnen lagern auf dem leukogranitischen Zentralgneis des hintersten Murtales - oft durch Störungszonen getrennt - einige zehnermetermächtige permische Paragneise mit Glimmerschiefer- und Quarziteinschaltungen. Darüber folgen die mesozoischen Formationen mit hauptsächlich Kalk- und Dolomitmarmoren, Kalkglimmerschiefern und Schwarzphylliten (siehe EXNER, 1982). Der Metamorphosegrad der Gesteine liegt im Grenzbereich von der Grünschiefer- zur Amphibolitfazies.

Im Zuge einer Diplomarbeit (NEUMAYR, 1989) wurde das hinterste Murtal im Maßstab 1 : 10.000 neu kartiert und einer detaillierten petrographischen und geochemischen Untersuchung unterzogen, wobei vor allem auf die Frage der Verbandsverhältnisse zwischen dem Leukogranitgneis und der unmittelbar auflagernden Metasedimentserie aus vorwiegend Paragneisen ein besonderes Augenmerk gelegt wurde. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse, aber auch auf Grund petrographischer und geochemischer Argumente ergab sich dabei der Verdacht, daß die Metasedimentserie ein Äquivalent der Wustkogelformation des mittleren Tauernfensters (FRASL, 1958) sein könnte und damit als mehr oder weniger in situ befindliches permisches Abtragungsprodukt einer damals freiliegenden Leukogranitoberfläche zu deuten wäre. Die zwischen dem Granitgneiskörper und seiner Paragneisauflagerung verlaufenden alpidischen Scherhorizonte wären demnach nur als Bewegungshorizonte mit geringer Schubweite aufzufassen. Diese Hypothese wird in der vorliegenden Studie mittels Zirkonuntersuchungen getestet.

2. Warum Zirkonuntersuchungen?

Das in der Natur allergrößtenteils magmatisch gebildete Mineral Zirkon ist wegen seiner außergewöhnlich hohen Verwitterungsresistenz sowie auf Grund seiner sehr milieuspezifischen Tracht- und Habitusausbildung in verschiedenen Typen von Magmatitgesteinen als „Provenienz-Indikator“ von Sedimenten hervorragend geeignet (POLDERVAART, 1955; FRASL, 1963; HOPPE, 1963; PUPIN, 1980). Die Kristallformen des Minerals sind im Sediment oft nur unwesentlich durch schwache mechanische Kantenrundung verändert, lediglich bei längeren sedimentären Transportwegen oder bei sehr intensiver chemischer Verwitterung erfolgt eine Zerstörung der primären Tracht- und Habitusausbildung durch wiederholtes Zerbrechen und Abrollen der Bruchstücke (POLDERVAART, 1955) bzw. durch Anätzvorgänge (GRIMM, 1973).

Nachdem Zirkonkristalle nun aber auch gegenüber metamorphen Prozessen ausgesprochen resistent sind und in metamorphen Gebieten bis in die Amphibolitfazies hinein als weitgehend unveränderte Relikte aus der vormetamorphen Zeit erhalten bleiben (siehe z.B.: DÖLZLMÜLLER et al. 1989; VAVRA, 1989), besteht im Prinzip auch bei metamorph gewordenen Sedimenten noch die Möglichkeit, ihre Herkunft auf Grund der Ausbildung der detritären Zirkone zu entschlüsseln.

Das zuerst skizzierte regionalgeologische Problem im östlichen Tauernfenster, nämlich ob das im hintersten Murtal am dortigen leukogranitischen Zentralgneis unmittelbar auflagernden Paramaterial als lokales, perm-

isches Abtragungsprodukt des entsprechenden variszischen Leukogranites zu deuten sei, kann also durch vergleichende Zirkonuntersuchungen relativ einfach und besonders effektiv geprüft werden.

Darüberhinaus konnten von den Zirkonuntersuchungen auch Informationen über die magmatischen Bildungsbedingungen des Leukogranitgneises erwartet werden (PUPIN, 1980).

3. Die Ergebnisse der mikroskopischen Zirkonuntersuchung

3.1. Die Zirkone in den Leukogranitgneisen

3.1.1. Übersicht

Von 6 Proben wurden Zirkonkonzentrate hergestellt und mikroskopisch untersucht (Methodik siehe Anhang). Die einzelnen Probenlokalitäten sind in Abb. 1 eingezeichnet. Bei zwei Proben handelt es sich um stärker deformierte Varianten, die einer mitten im Leukogranitgneiskörper verlaufenden Scherzone entnommen wurde. Die übrigen Proben repräsentieren den „normalen“ Leukogranitgneis, welcher eine Zusammensetzung von ca. 25 % Kalifeldspat, 35 % Plagioklas, 35 % Quarz und 5 % Glimmer (vorwiegend Biotit) aufweist.

Mit Ausnahme der Proben aus der gneisinternen Scherzone, auf welche später noch eingegangen wird, ist die Ausbildung der Zirkonkristalle bzw. deren Variationsbreite in allen Präparaten des Leukogranitgneises praktisch völlig ident. Allerdings kann man stets zwei genetische Gruppen von Zirkonen unterscheiden, nämlich:

- 1) „Magmaeigene“ Zirkone („N-type zircons“ - FINGER, 1989), die den größeren Anteil ausmachen (vgl. Abb. 2-5). Diese Zirkone kristallisierten praktisch vom Keim weg im magmatischen Edukt des Leukogranitgneises (siehe Kap. 3.1.2.-3.1.4.) und zeigen die für ein saures I-Typ Granitmagma zu erwartende Zirkontrachtausbildung mit großen (110) und (101) Flächen (siehe PUPIN, 1980).
- 2) Zahlenmäßig untergeordnet kommen andersgestaltige Zirkone vor (ca. 10-30 %), die wir als „übernommene“ Xenokristalle interpretieren, welche schon in das variszische Granitmagma durch Kontaminationsprozesse aus dem Dachgestein eingeschleppt wurden („X-type zircons“ - FINGER, 1989). Diese Interpretation drängt sich vor allem deshalb auf, weil die genannte Gruppe von Zirkonen eine Ausbildung zeigt, die nicht zur Art der Leukogranitgneisschmelze paßt: die Kristalle wären nämlich aufgrund der Tracht eher für einen S-Typ Granit oder aber auch für anatektische Migmatite (z.B. Diatexite) typisch (PUPIN, 1980; FINGER, 1986; FINGER et al., 1987). Dazu kommt als weiteres Argument, daß die von MARSCHALLINGER (1987) ausführlich beschriebenen „migmatischen Zweiglimmergneise“ des Hochalmgebietes, welche ein Dachgestein der dortigen Granitintrusionen darstellen, genau entsprechenden Zirkonformen besitzen.

3.1.2. Kornformen und Abmessungen

Die magmaeigenen Zirkone sind weitgehend idiomorph ausgebildet (siehe Abb. 5a-f). Die Prismen-

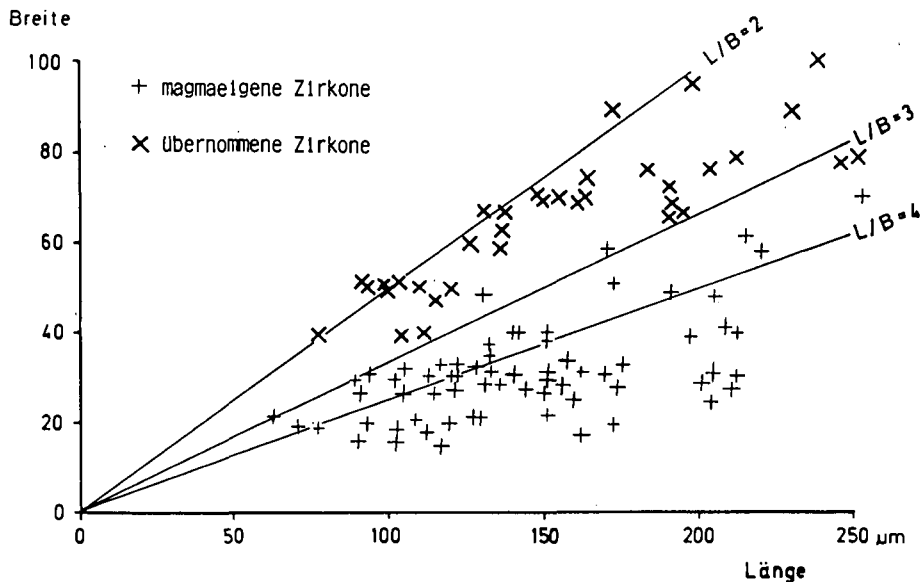


Abb. 2.
Abmessungen von magmaeigenen und übernommenen Zirkonen des Leukogranitgneises.

flächen sind dabei im allgemeinen ebenmäßig und glatt und zeigen meist scharfe Längskanten. Die Pyramidenflächen erscheinen dagegen oft etwas uneben. Anscheinend wurden sie zum Teil sekundär von einer dünnen Schicht einer niedriger licht- und doppelbrechenden Zirkonsubstanz unregelmäßig überwachsen. Beispiele für ein solches Neuwachstum am Pyramidenende zeigen die Abbildungen 5 d und e.

Das Neuwachstum dürfte mit einiger Sicherheit mit der alpidischen Metamorphose in Zusammenhang stehen. Man kann nämlich beobachten, daß es bei mehr deformierten Gneisvarianten regelmäßig stärker auftritt (siehe Kap. 3.2.). Freilich ist es auch nicht ganz auszuschließen, daß Teile dieser Aufwachsungen schon in einer spät- bzw. endomagmatischen Phase der Granitentwicklung, also variszisch entstanden sind. Jedenfalls gibt es ähnliche Erscheinungen in unmetamorphen außeralpinen Graniten auch (siehe z.B.: FRASL, 1963; HOPPE, 1963; KÖHLER, 1968, 1970; FINGER & HAUNSCHMID, 1988). Fest steht jedoch, daß dieser sekundäre

Wachstumsakt im Leukogranitgneis nur geringfügig war und daher jedenfalls zu unbedeutend um die vorher bestehenden Trachten und Abmessungen der Zirkone entscheidend zu verändern bzw. unkenntlich zu machen.

Die magmaeigenen Zirkone des Leukogranitgneises sind besonders schlank gewachsen (Abb. 2, 3b) und haben im allgemeinen sehr hohe Elongationen zwischen 3 und 6 (mittlere Länge: $142 \pm 45 \mu\text{m}$, mittlere Breite: $34 \pm 12 \mu\text{m}$). Die sehr hohen L/B-Verhältnisse der magmaeigenen Zirkone lassen auf eine rasche magmatische Zirkonkristallisation (KOSTOV, 1973) und damit wohl auch auf eine rasche Abkühlung des Granitmagmas schließen, was gleichzeitig auf einen eher hochplutonischen Charakter des feinkörnigen Leukogranites hinweist. Die Symmetrie der L/B-Kurve (Abb. 3b) spricht dabei für ein „einaktiges“ Wachstum der magmaeigenen Kristalle vom Keim weg, bzw. gegen das Vorhandensein größerer älterer Fremdkerne (vergleiche dazu z.B.: LARSEN & POLDERVAART, 1957; KÖHLER 1968).

Die übernommenen Zirkone sind zwar meist ebenfalls einigermaßen idiomorph und somit wohl ebenso magmatischen Ursprungs, sie sind aber im allgemeinen gedrunge ausgebildet (L/B meist 1–3; mittlere Länge: $157 \pm 53 \mu\text{m}$, mittlere Breite: $68 \pm 18 \mu\text{m}$). Dünnes Neuwachstum tritt auch an ihren Pyramidenenden mitunter in Erscheinung (z.B.: Abb. 5i,k).

Vereinzelt kann man außerdem auch xenomorphe, nahezu runde übernommene Zirkone mit L/B-Verhältnissen um 1 finden. Diese wenigen, völlig zugerundeten Zirkone dürften ebenfalls aus einem älteren, aber nicht magmatogenen, sondern sedimentogenen Dachgestein des Leukogranites stammen (detritäre Zurundung!). Nach den Beschreibungen von MARSCHALLINGER (1987) zu schließen, kommen hier z.B. Biotitschiefer in Betracht, die in der Umgebung des Arbeitsgebietes auftreten und vor allem runde Zirkone führen.

3.1.3. Tracht

Welche Trachtkombinationen bei den Zirkonen der Leukogranitgneise im Detail gefunden wurden, wird an Hand des Typologieschemas von PUPIN (1980) in Abb. 4 gezeigt. Die Eintragungen basieren auf der Untersuchung von insgesamt 100 einzelnen Zirkonkristallen.

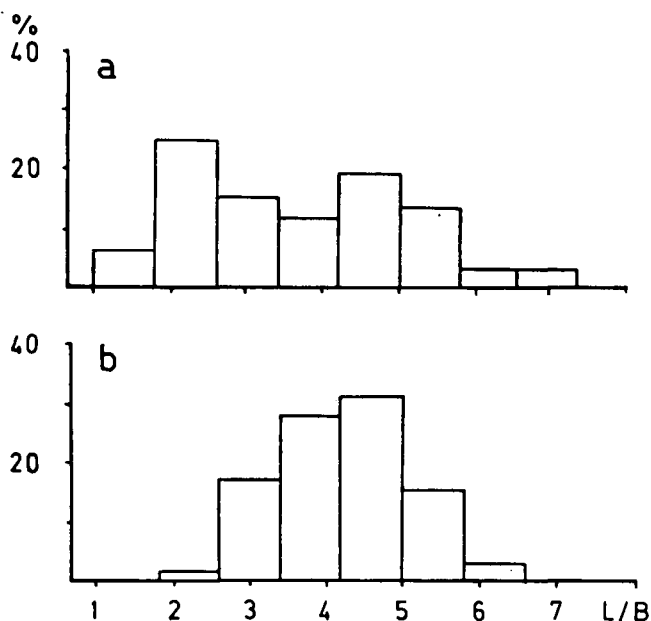


Abb. 3.
Länge/Breite Häufigkeitsverteilungen für die Gesamtpopulation (a) und die magmaeigene Population (b) des Leukogranitgneises (jeweils 200 Zirkone).

Die langprismatischen magmaeigenen Zirkone liegen im wesentlichen im rechten oberen Teil des Diagrammes, sie zeigen also eine starke Betonung der flachen (101) Pyramide, wenn auch oft die steilere (211) Pyramide hinzutritt, meist allerdings nur in ziemlich kleiner Ausbildung. Was die Prismen betrifft, so ist im Fall der magmaeigenen Zirkone nahezu ausschließlich die (110) Fläche vertreten.

Die Gruppe der gedrunghenen übernommenen Zirkone (die entsprechenden Trachtfelder sind in

Abb. 2 punktiert) zeigt demgegenüber regelmäßig komplexe Flächenkombinationen von (110) + (100) + (211) + (101), also vor allem ein zusätzliches Auftreten des (100) Prismas, wobei im allgemeinen Größenverhältnisse $(100) \ll (110)$, $(100) < (110)$ oder $(100) = (110)$ bestehen. Weiters ist die steile (211) Pyramide im Durchschnitt besser entwickelt als bei den magmaeigenen Zirkonen. Sie fehlt hier nie, sondern ist üblicherweise sogar größer als die flache (101) Pyramide (vergleiche auch Abb. 5 g-k).

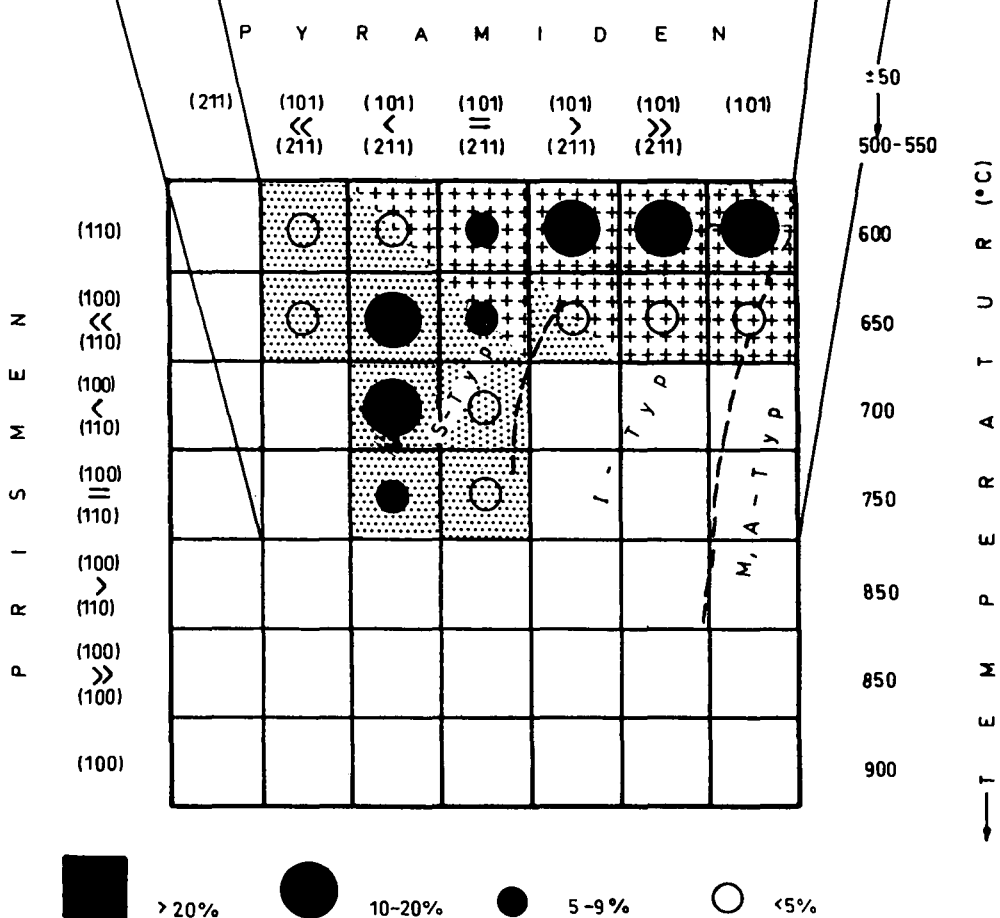
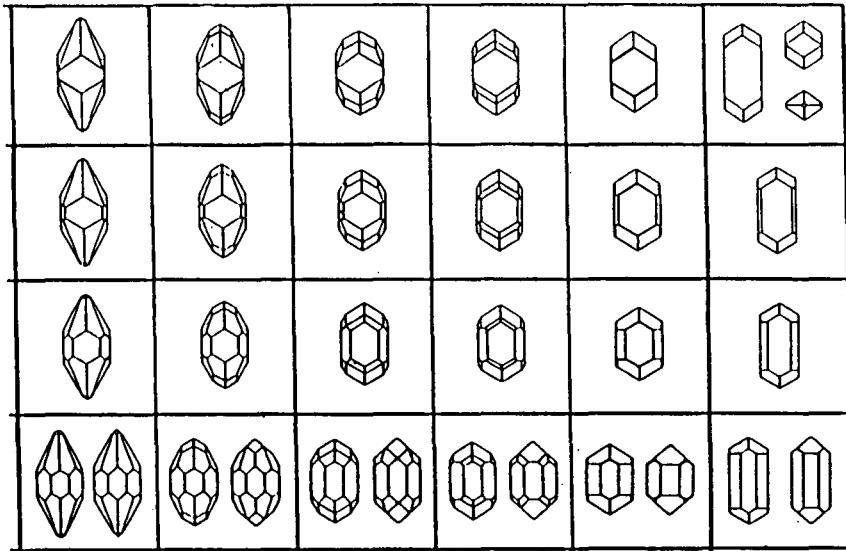


Abb. 4. Das Diagramm zeigt, welche Zirkontrachtfelder im Leukogranitgneis gefunden wurden (Darstellung etwas modifiziert nach PUPIN, 1980).

Felder mit Kreuzen = magmaeigene Zirkone; mit Punkten = übernommene Zirkone.

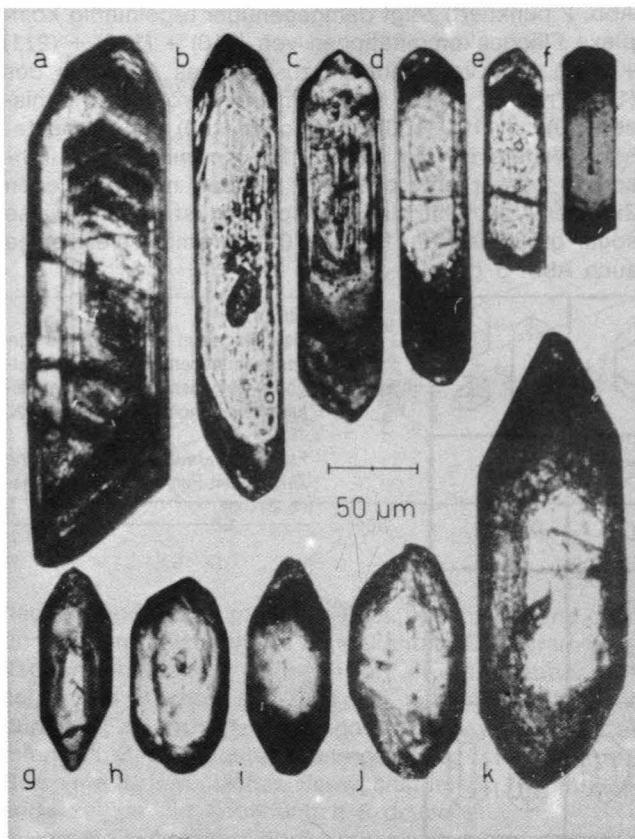


Abb. 5.
Typische Zirkonkristalle im Leukogranitgneis.
a-f = magmatische Kristalle (N-Typ); g-k = übernommene Zirkone (X-Typ); zu beachten ist die deutlich voneinander abweichende Ausbildung beider Zirkongruppen.

Insgesamt liegen die übernommenen Zirkone also schon ziemlich weit links im Typologieschema von PUPIN (1980) und bilden dort ein Nebenmaximum. Die Abb. 4 zeigt jedenfalls, daß die übernommenen und die magmatischen Zirkone des Leukogranitgneises nicht nur auf Grund ihrer L/B-Verhältnisse, sondern auch auf Grund ihrer Trachten einigermaßen gut auseinanderzuhalten sind, und daß hier eigentlich recht wenig Überlappung besteht.

3.1.4. Erscheinungen im Korninneren

Bei den magmatischen Zirkonen kann man häufig ein idiomorphes Schalenwachstum (Zonarbau) beobachten. Oft lassen sich dabei einzelne, optisch recht deutlich voneinander abgesetzte Wachstumszonen unterscheiden (siehe Abb. 5 a, c), wobei auch die Umriss der Kernzonen schon idiomorph sind und auch bereits die typischen „äußeren“ Habitus- und Trachteigenschaften der magmatischen Zirkongruppe (siehe 3.1.3.) aufweisen. Dieser regelmäßig-idiomorphe, sich in seiner Morphologie kaum verändernde Schalenbau zeigt am besten, daß die magmatischen Zirkone praktisch vom Keim weg im Leukogranitmagma kristallisiert sind. Auffällig ist lediglich, daß es bei der äußersten magmatischen Anwachszone, also zum Ende der magmatischen Zirkonhauptkristallisation, anscheinend sehr oft zu einer geringfügigen, aber doch merklichen Vergrößerung der steilen Pyramide gekommen ist und damit zu einem Wechsel von der Tracht (110) + (101) hin zur Tracht (110) + (101) + (211) (vergleiche Abb. 5 a). Erst auf dieser äußersten magmatisch gewachsenen

Zone sitzen dann mitunter jene erwähnten, niedriger licht- und doppelbrechenden sekundären Aufwachsungen, die vermutlich während der alpinen Metamorphose entstanden sind.

Ältere, noch vom anatektischen Bildungsstockwerk des Magmas stammende Fremdkerne, wie diese sonst bisweilen in Granitzirkonen sichtbar sind, und zwar vor allem bei tiefsitzenden autochthonen Graniten („C-type zircons“, FINGER, 1989), gibt es im Leukogranitgneis kaum. Dieser Umstand hängt wahrscheinlich damit zusammen, daß das Gestein auf ein höher fraktioniertes Granitmagma zurückgeht, welches sich von seinem Bildungsort schon weiter weg bewegt hat („restite-unmixing“).

Die übernommenen Zirkone zeigen selten Zonarbau, jedoch treten in ihnen oft dünne Kriställchen in Erscheinung, die meist parallel zur längeren Achse des Zirkons eingeschlossen sind, also typisch magmatische Einschlußmuster bilden (FRASL, 1963). Es handelt sich wohl um bleistiftförmige magmatische Apatite, welche sich im Magma an die Wachstumsflächen des Zirkons angelegt haben.

Weder die magmatischen, noch die übernommenen Zirkone zeigen im allgemeinen eine Eigenfarbe. Auch die dünnen, niedrig licht- und doppelbrechenden sekundären Aufwüchse auf den Pyramiden sind meist farblos und durchscheinend (z.B.: Abb. 5 e). Zu erwähnen ist allerdings, daß es mitunter zu einer stellenweisen schwärzlichen Trübung (Malakonisierung bzw. Metamiktisierung) der Zirkone gekommen ist. Diese Trübung, die vermutlich ein Instabilwerden des Kristallgitters anzeigt (KRASNOBAYEV et al., 1974), tritt oft an der Randzone der Zirkone auf und ist im Bereich der Pyramide meist besonders deutlich zu sehen (z.B.: Abb. 5d,f). Sie kann aber auch idiomorphe Kernbereiche erfassen oder entlang einzelner idiomorpher Wachstumschalen auftreten (z.B.: Abb. 5a). Wie das sekundäre Neuwachstum dürfte auch diese partielle Schwärzung am ehesten eine Auswirkung der alpidischen Metamorphose sein. Ihr Auftreten ist augenscheinlich an schon primär besonders zusammengesetzte, weniger stabile Zirkonbereiche gebunden. Auffällig ist in diesem Zusammenhang, daß die magmatischen Zirkontypen weit häufiger von Metamiktisierungsprozessen erfaßt wurden als die Xenokristalle, was mit einem verstärkten primären Einbau von Fremdelementen (z.B. Y, P) in diesen Zirkonen zusammenhängen könnte (Kap. 4; siehe auch SOMMERAUER, 1976).

3.2. Die Ausbildung der Zirkone in einer Scherzone des Leukogranitgneises

Wie schon eingangs erwähnt, wurden auch Zirkonkonzentrate aus zwei extrem schieferigen Proben des Leukogranitgneises aus einer gneisinternen alpidischen Scherzone gewonnen, und zwar um zu untersuchen, inwieweit die lokal stärkere Gesteinsdeformation bzw. die Metamorphose hier Auswirkungen auf die vormetamorphischen Zirkonformen zeigt.

Eine im großen und ganzen gesehen geringfügige, aber doch deutlich merkbare Veränderung der Zirkoneigenschaften war im Vergleich zum normalen Leukogranitgneis in drei Punkten festzustellen (vergleiche dazu Tab. 1):

Tabelle 1.

Geschätzte prozentuelle Anzahl an Zirkonen mit Brucherscheinungen, sekundärem Neuwachstum (in Klammer: höckerige Erscheinungsform) und Metamiktisierung im normalen Leukogranitgneis, in der Scherzone innerhalb des Leukogranitgneiskörpers und in den hangenden Metasedimenten. Alle drei Phänomene sind, wie man sieht, nicht nur in den Paragneisen sondern auch in der Scherzone wesentlich häufiger als im normalen Granitgneis, was unter anderem auf ein Zirkoneuwachstum während der alpinen Metamorphose schließen läßt.

	Leukogranitgneis	Scherzone	Paragneis
Abgebrochene Kristalle	30 %	45 %	50 %
Zirkone mit randlichem Neuwachstum	30 (10) %	70 (50) %	60 (40) %
Zirkone mit partieller Metamiktisierung	30 %	50 %	50 %

- 1) Die Zirkone in der Scherzone sind, wie zu erwarten, in viel stärkerem Ausmaß zerbrochen.
- 2) Sowohl an Bruchstellen, als auch an den Pyramidenenden tritt in beachtlichem Maße Zirkoneuwachstum in Form niedriger licht- und doppelbrechender Zirkonsubstanz in Erscheinung, und zwar eindeutig bei mehr Kristallen als im normalen Leukogranitgneis (vergleiche Tab. 1). Das Neuwachstum setzt hier vielfach auch in Form kleiner Höckerchen an (was im normalen Leukogranitgneis nur selten der Fall ist) und führt so zu einer sehr charakteristisch höckerigen bzw. gezackten Erscheinungsform an den Zirkonenden (siehe dazu Abb. 7).
- 3) Es kommt in stärkerem Maß und auch häufiger zu einer partiellen Metamiktisierung des Zirkonhauptkörpers.

Diese geschilderten sekundären Effekte erschweren zwar zweifellos die Erkennbarkeit der ursprünglichen vormetamorphen Eigenschaften (Tracht, Habitus, magmatische Wachstumserscheinungen im Korninneren), jedoch treten diese Eigenschaften nach wie vor noch deutlich genug in Erscheinung, um die ursprüngliche Übereinstimmung der Zirkonpopulationen im normalen Granitgneis und in der Scherzone einwandfrei feststellen zu können.

3.3. Die Zirkone in der auflagernden Paragneisserie

Von diesen Gesteinen wurden 5 Zirkonkonzentrate hergestellt und untersucht (Probenherkunft siehe Abb. 1). Bei den Proben handelt es sich um makroskopisch einigermaßen verschiedenartige, penetrativ rekristallisierte Gneisvarianten mit z.T. recht hohen Hellglimmergehalten bis 30 %.

Die Untersuchungen erbrachten als wichtigstes und höchst bemerkenswertes Ergebnis, daß die Zirkone der Paragneisserie hinsichtlich ihrer primären Eigenschaften (Tracht, Habitus, Erscheinungen im Zirkoninneren) ganz augenscheinlich jenen der Leukogranitgneise völlig entsprechen. So treten wieder viele sehr langprismatische Zirkone mit einer typisch einfachen Tracht (110) + (101) ± (211) auf, die jener der magmaeigenen Zirkone des Leukogranitgneises entspricht (Abb. 5, 6, 8). Auch der bei den magmaeigenen Zirkonen der Leukogranitgneise beobachtete charakteristische Schalenbau findet sich bei den langprismatischen Zirkonen aus

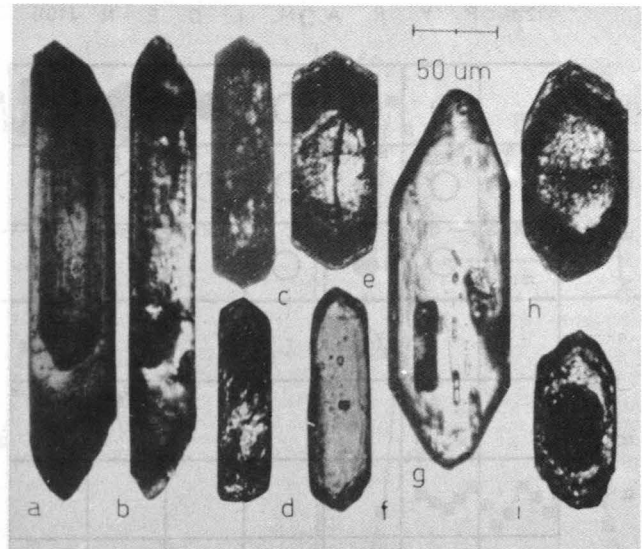


Abb. 6.

Besonders gut erhaltene Zirkonkristalle aus der am Leukogranitgneis auflagernden Metasedimentserie.

Die Kristalle a-f entsprechen in Tracht und Habitus der magmaeigenen Population des Leukogranitgneises; die Kristalle g-i zeigen Übereinstimmung zu den übernommenen Zirkonen des Leukogranitgneises (siehe Abb. 5). Gegenüber den Granitgneiszirkonen (Abb. 5) fällt bei den Metasedimentzirkonen vor allem eine stärkere schwärzliche Trübung (Metamiktisierung) auf.

den auflagernden Metasedimenten wiederum häufig (z.B. Abb. 6a). Weiters finden sich auch die bei den Leukogranitgneisen als übernommen bezeichneten gedrungenen Zirkontypen, welche meist vielflächige Tracht und dabei eine große, steilen Pyramide aufweisen (Abb. 6g-i).

Geringfügige Unterschiede zwischen der Zirkonpopulation im normalen Leukogranitgneis und jener in der auflagernden Paragneisserie ergeben sich einerseits in einer vergleichsweise häufigeren Zerbrechung der Kristalle, einem verstärkten, oft höckerigen Zirkoneuwachstum an Bruchstellen und Pyramidenenden (derartige Kristalle zeigt die Abb. 7) und in einer stärkeren sekundären Trübung (Metamiktisierung) der Kristalle im Korninneren (vgl. Tab. 1). Diese sekundären Effekte

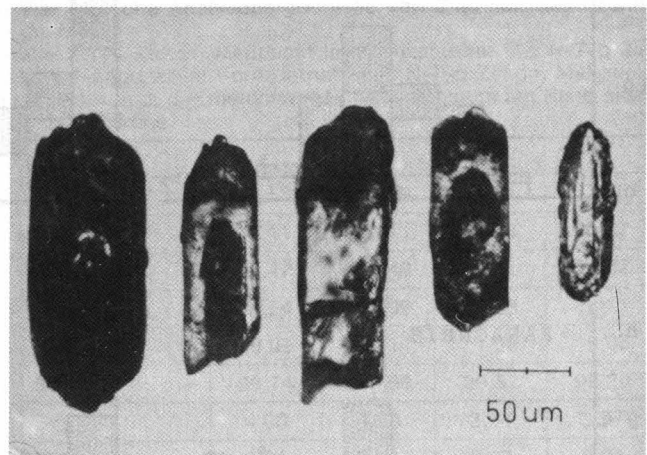


Abb. 7.

Zirkone mit höckerigem Neuwachstum aus der am Leukogranitgneis auflagernden Metasedimentserie.

Völlig übereinstimmende Neuwachstumserscheinungen finden sich auch zahlreich in der untersuchten Scherzone innerhalb des Leukogranitgneiskörpers. Der Zirkon rechts zeigt Grübchen und Scharten, die in dieser Art nur bei einigen Metasedimentzirkonen, nie jedoch bei den Granitgneiszirkonen zu beobachten waren.

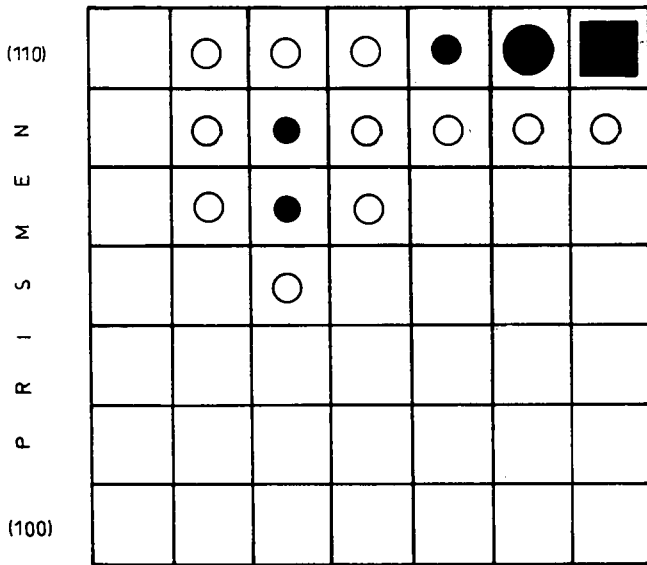


Abb. 8.
Trichterringdiagramm wie in Abb. 4, aber für die Zirkonpopulation der untersuchten Metasedimente.
Zu beachten ist, daß hier praktisch die gleichen Zirkontrachten vorkommen wie im normalen Leukogranitgneis.

wurden, wie in Kap. 3.2. angemerkt, in ganz ähnlicher Weise und Verbreitung auch bei jenen mehr tektonisierten Leukogranitgneisproben festgestellt, die aus einer mitten im Leukogranitgneiskörper verlaufenden Scherzone entnommen wurden.

Bisweilen sichtbare kleine Grübchen und Scharten an der Zirkonoberfläche (Abb. 7, rechtes Korn) scheinen hingegen eine Besonderheit der Metasedimentzirkone zu sein. Wir interpretieren diese Erscheinungen als Ätzgrübchen oder auch mechanische Abplätzungen und

Ausschartungen, die auf das Sedimentationsstadium zurückgehen.

Die vielen Kristallabbruchungen könnten zwar prinzipiell auch ein Effekt eines sedimentären Transportes sein, es scheint aber logischer sie zumindest zum Teil auf tektonische Zerbrechungen zurückzuführen, ähnlich wie im Fall der Scherzone im Granit, der in dieser Hinsicht eindeutig ist. Schließlich zeigen die Paragneise in der Auflagerung des Leukogranitgneises ja im allgemeinen auch eine vergleichsweise viel stärkere Deformation als dieser selbst. Ganz ähnlich könnte man auch bezüglich des mehr ausgeprägten sekundären Neuwachstums und der stärkeren sekundären Trübungsercheinungen argumentieren. Es sieht also insgesamt sehr danach aus, als ob die im Leukogranitgneis und in der Paragneisauflagerung etwas unterschiedlichen Eigenschaften zum weitaus überwiegenden Teil ein Effekt der vergleichsweise stärkeren Deformation wären und damit also weitgehend alpidischen Ursprungs.

4. Zur chemischen Zusammensetzung der Zirkone

Mit Hilfe der EMS wurden 30 Zirkonkristalle an insgesamt über 80 Einzelmeßpunkten auf ihren Gehalt an Silizium, Zirkonium, Hafnium, Yttrium und Phosphor analysiert (Methodik siehe Anhang). Die Elemente Hf, Y, P können in natürlichen Zirkonen bekanntlich die Hauptbestandteile Zr und Si bis zu einem gewissen Grad ersetzen und so Variationen im Zirkonchemismus hervorrufen (siehe z.B. SPEER, 1980). Zur Messung gelangten sowohl Kristalle aus dem Granitgneis wie auch solche aus dem Paragneis.

Die Histogramme in Abb. 9 geben eine Übersicht über die Meßergebnisse. Demnach ist festzustellen, daß die Zirkonpopulation des Paragneises auch che-

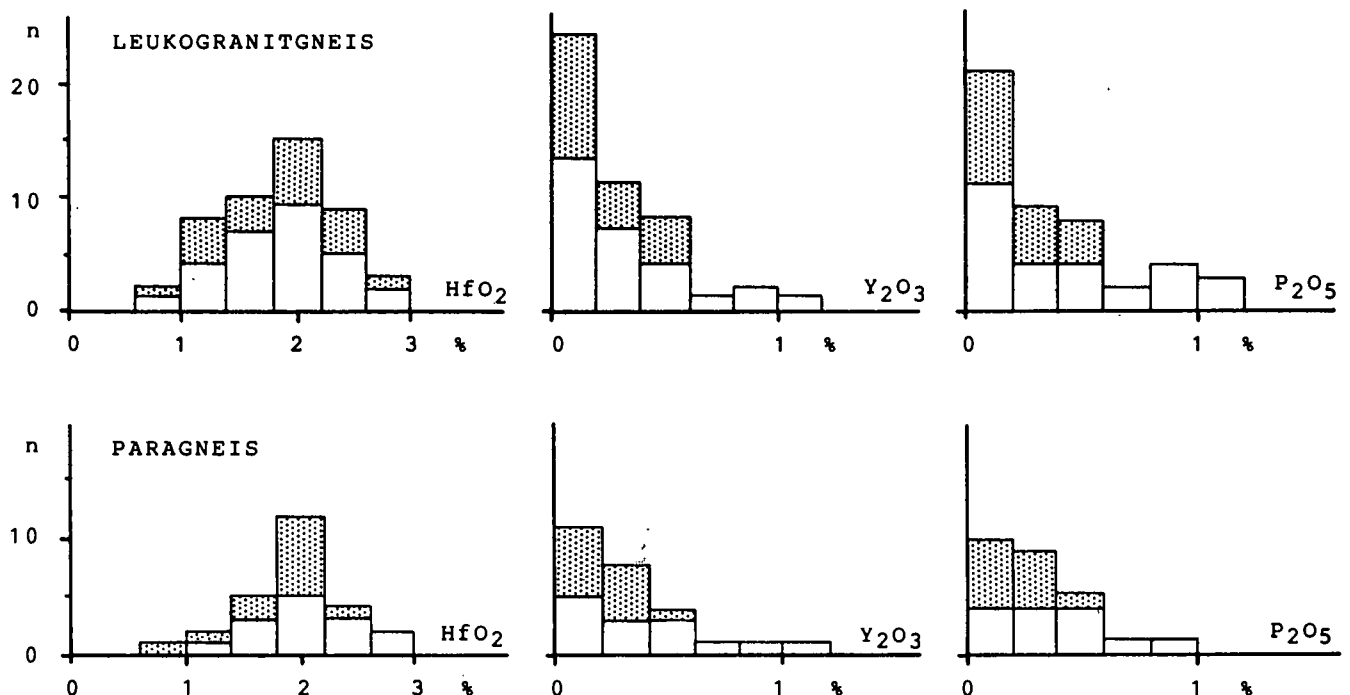


Abb. 9.
Die Histogramme zeigen die Variationsbreite der Hf-, Y- und P-Substitution in den Zirkonen des Granitgneises und des Paragneises.
n = Anzahl der Meßpunkte; punktiert = X-Typ Zirkone.

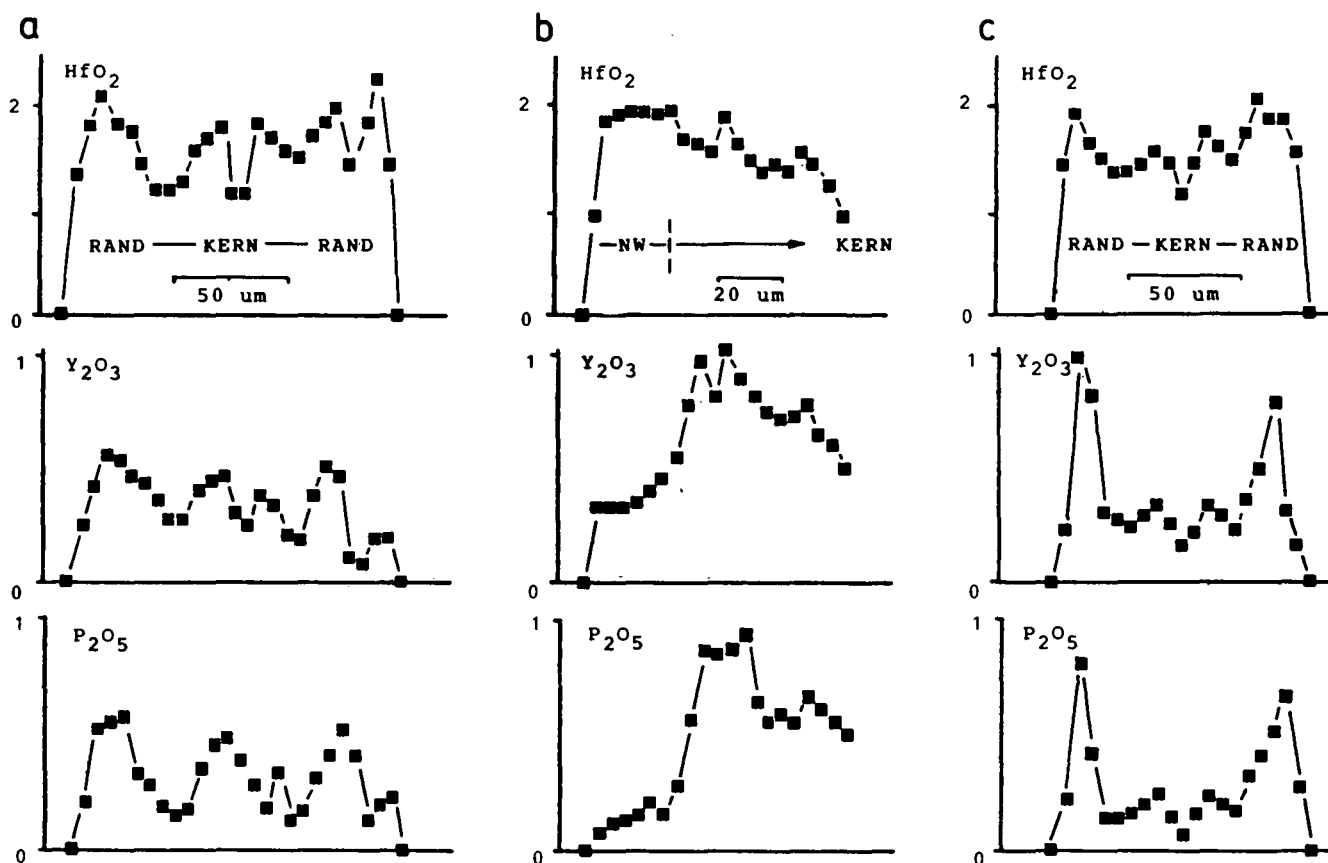


Abb. 10.

Chemische Profile durch drei Zirkone des Granitgneises (etwa entlang der c-Achse).

- a) Klarer, optisch homogener erscheinender, aber chemisch komplex zonierter Zirkon (X-Typ; das Aussehen des gemessenen Kornes ist gut mit dem in Abb. 6 g abgebildeten Zirkon vergleichbar).
 b) N-Typ Zirkon mit ca. 25 µm dickem sekundärem Neuwachstum (NW) an der Spitze (ähnlich wie in Abb. 5e zu sehen). Zu beachten sind die niedrigen Y und P Gehalte dieser neugewachsenen Zone im Vergleich zum anschließenden magmatischen Zirkonhauptkörper.
 c) Kleiner N-Typ Zirkon ohne nennenswertes Neuwachstum. Das Korn zeigt eine deutliche Hf, Y, P Zunahme gegen den Rand hin.

misch keine anderen Eigenschaften erkennen läßt als jene des Granitgneises. Der Hf-Einbau bewegt sich in beiden Fällen zwischen 0 und 3 % HfO₂, die Y₂O₃ und P₂O₅ Gehalte variieren jeweils zwischen 0,05 und ca. 1 %. Die meisten Meßpunkte wiesen HfO₂ Gehalte von ca. 2 % und Y₂O₃ und P₂O₅ Gehalte unter 0,6 % auf.

Chemische Profile, welche fallweise zusätzlich zu den Punktmessungen für die Elemente Hf, Y, P aufgenommen wurden, zeigen, daß die Zirkoneinzelkristalle in ihrer Zusammensetzung praktisch nie homogen sind, sondern daß vielmehr ein ausgeprägter, ganz offenbar magmatisch angelegter konzentrischer Zonarbau besteht (Abb. 10), wobei Hf-, Y-, P-reichere und -ärmere Wachstumsschalen abwechseln. Übrigens konnte ein derartiger chemischer Zonarbau auch in solchen Kristallen nachgewiesen werden, die optisch keine Zonierungen erkennen ließen (Abb. 10 a).

Bemerkenswert ist, daß trotz der verbreiteten, praktisch an jedem Korn auftretenden Rekurrenzen recht häufig eine überlagerte Tendenz zur Anreicherung von Hf, Y und P gegen die Kornränder hin festzustellen ist (Abb. 10 c). Was allerdings das geringfügige metamorphe Zirkon-neuwachstum betrifft, so findet man in diesen neugewachsenen Bereichen zwar meist recht hohe HfO₂ Gehalte (2–3 %), jedoch sind umgekehrt die Y₂O₃ und P₂O₅ Konzentrationen in diesen Bereichen stets auffällig niedrig (<0,4 %, meist sogar <0,1 %), wodurch sich bei vielen Körnern ein deutlicher chemi-

scher Hiatus zu den i.a. Y- und P-reicheren anschließenden magmatischen Außenzonen ergibt (Abb. 10 a; siehe auch Tab. 2).

Tabelle 2.
Vier typische Analyseergebnisse von Zirkonen des Granitgneises.

a = X-Typ Zirkon, Meßpunkt im Kornzentrum; b = N-Typ Zirkon, Meßpunkt im Kornzentrum; c = N-Typ Zirkon, Meßpunkt am Kornrand; d = metamorphes Neuwachstum am Rand eines X-Typ Zirkons.

	a	b	c	d
SiO ₂	32,53	32,39	31,91	31,95
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,68	0,07
ZrO ₂	65,47	65,43	63,92	65,02
HfO ₂	1,54	1,99	1,98	2,11
Y ₂ O ₃	0,09	0,11	1,08	0,05
Summe	99,74	100,03	99,57	99,20
Si	4,00	3,98	3,94	3,97
P	0,01	0,01	0,07	0,01
Si + P	4,01	3,99	4,01	3,98
Zr	3,93	3,93	3,85	3,94
Hf	0,05	0,07	0,07	0,07
Y	0,01	0,01	0,07	0,00
Zr + Hf + Y	3,99	4,01	3,99	4,01

Zwischen den N-Typ Zirkonen und den X-Typ Zirkonen (vgl. Kap. 3.1. ff) bestehen, was das Hf betrifft, keine signifikanten Unterschiede. Demgegenüber fällt auf, daß die N-Typ Zirkone oft schmale, meist randlich gelegene magmatische Wachstumszonen mit relativ hohen Y_2O_3 und P_2O_5 Konzentrationen (1–1,2 %) beinhalten, welche den X-Typ Zirkonen generell zu fehlen scheinen (Abb. 9, 10). Daß die gemessenen P Gehalte tatsächlich im Zirkongitter eingebaut sind und nicht etwa auf kleine Apatiteinschlüsse zurückgehen, kann daraus abgeleitet werden, daß an den betreffenden Meßpunkten keine nennenswerten CaO Konzentrationen nachweislich waren. Die stets positive Korrelation von Y und P (siehe z.B. Abb. 10) weist auf eine gekoppelte Substitution Y+P gegen Si+Zr hin, wie sie SPEER (1980) beschreibt.

5. Schlußfolgerung

Die hier durchgeführten Zirkonuntersuchungen liefern ziemlich eindeutige Beweise für die von NEUMAYR (1989) auf Grund geologischer und petrologischer Argumente aufgestellte Hypothese, daß die im hintersten Murtal auf dem Zentralgneis aufgelagerte Paragneisserie in vormetamorpher Hinsicht im wesentlichen als autochthones bis parautochthones permisches Verwitterungs- bzw. Abtragungsprodukt des unmittelbar darunterliegenden variszischen Granitstockes anzusehen ist. Nur so kann sinnvoll erklärt werden, warum die Paragneisserie genau solche Zirkonformen als Detritus beinhaltet wie sie im Leukogranitgneis vorliegen. Daß darüberhinaus nicht einmal Zirkondetritus von den vielen anderen Granitstöcken des Hochalpmassivs auftritt, die nach den Untersuchungen von MARSCHALLINGER, (1987) zum Teil eine klar abweichende Zirkontypologie aufweisen, beweist, wie sehr begrenzt das Einzugsgebiet gewesen sein muß. Unabhängig davon, spricht aber auch der Umstand, daß bei den Zirkonen des Paragneisses kaum Anzeichen mechanischer Abrolung sichtbar sind, für das Vorliegen eines nur sehr wenig umgelagerten Materials.

Was die magmatische Bildungsphase des Leukogranitgneisses betrifft, so läßt sich auf Grund der Zirkonuntersuchungen feststellen, daß das ursprüngliche Magma ein hochdifferenziertes und durch Nebengestein erheblich kontaminiertes, bereits relativ abgekühltes I-Typ Magma gewesen ist. Die Platznahme erfolgte vermutlich in einem hochplutonischen Niveau.

Alles in allem hat sich bei dieser Untersuchung wieder einmal mehr herausgestellt, welche vielfältigen Möglichkeiten die Zirkonpopulationsanalyse dem Geologen bietet um gesteinsgenetische Vorgänge zu erkennen (siehe dazu vor allem auch FRASL, 1963). Und zwar nicht nur - wie sich bereits vielfach bewährt hat - im Hinblick auf die Genese magmatischer Gesteine, sondern auch im Hinblick auf das Schicksal der gleichen Zirkone im Zuge einer lokalen Kataklase oder bei Verwitterung, Transport und Sedimentation - und das alles noch dazu bei nachfolgender mittelgradiger Metamorphose.

Dank

Die Autoren danken Herrn Prof. G. FRASL für wertvolle fachliche Diskussionen und etliche gute Ratschläge bei der Abfassung des Manuskriptes sowie Herrn E. CINAR für die Anfertigung

von Abbildungen und Herrn M. BRUNNER für die sorgfältige Herstellung der polierten Präparate zur EMS-Messung.

Die Arbeit wurde in dankenswerter Weise vom akademischen Senat der Universität Salzburg finanziell unterstützt (Projekt „Zirkone in Scherzonen“).

Anhang

Angaben zur Gesteinsaufbereitung

Pro Probe wurde ein ca. $\frac{1}{3}$ dm³ großes Stück mit einer Scheibenschwingmühle fein, d.h. auf ca. 1 mm Korngröße gebrochen. Das Bruchgut wurde anschließend gesiebt und die Fraktion <250 μ m der Schwermineralabtrennung mittels Tetrabrommethan ($D = 2,96$) zugeführt. Durch weitere Anreicherung mit einem Magnetscheider entstanden in der Folge Zirkonkonzentrate, die in Kanadabalsam eingebettet und im Durchlicht mikroskopiert wurden.

Methodische Angaben zur EMS Analytik

Die Messungen wurden auf einer Mikrosonde des Typs Cambridge MK 5 durchgeführt (Meßbedingungen: 20 kV, 30 nA; Strahldurchmesser ca. 4–5 μ m). Als Standards dienten natürliche Zirkone und Apatit. Die Korrektur der Rohkonzentrationen erfolgte nach BENCE & ALBEE (1968).

Probenvorbereitung

Die Zirkonkristalle wurden auf Glasobjektträger aufgestreut und in Kunzstharz (Körapox 439, Fa. Kümmerling, BRD) eingegossen. Nach Aushärtung des Einbettungsmittels wurden die naturgemäß auf ihren Prismenflächen aufliegenden Körner bis etwa zur Mitte angeschliffen und poliert.

Literatur

- BENCE, A.E. & ALBEE, A.L.: Empirical correction factors for the electron microanalyses of silicates and oxides. - *Jour. Geol.*, **76**, 382–403, London 1968.
- CLIFF, R.A.: Pre-Alpine history of the Penninic Zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr geochronology. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 262–266, Heidelberg 1981.
- DÖLZLMÜLLER, H., FINGER, F. & SCHERMAIER, A.: Die Ausbildung der Zirkonkristalle im Granitgneis des Hohen Sonnblicks und ihre Aussage zur Gesteinsgenese. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **81**, 33–45, Wien 1989.
- EXNER, CH.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). - *Jb. Geol. B.-A.*, **114/1**, 1–119, Wien 1971.
- EXNER, CH.: Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). - *Jb. Geol. B.-A.*, **125/1–2**, 51–154, Wien 1982.
- FINGER, F.: Die synorogenen Granitoide und Gneise im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). - *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 383–402, Wien 1986.
- FINGER, F.: N-type, C-type and X-type zircons in granites. - *European Journal of Mineralogy*, Beiheft 1/89, **46**, Stuttgart 1989.
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., MATL, H. & STEYRER, H.P.: Über Zirkontrachten in den verschiedenen variszischen Granitoiden der südlichen Böhmisches Masse (Oberösterreich). - *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 646–647, Wien 1987.
- FINGER, F. & HAUNSCHMID, B.: Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als Beitrag zur Klärung der Intrusionsfolge in Granitgebieten - Eine Studie im nordöstlichen oberösterreichischen Moldanubikum. - *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 255–266, Wien 1988.

- FINGER, F. & STEYRER, H.P.: Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) - Some aspects on their correlation to Variscian plate tectonic processes. - *Geodinamica Acta*, **2**, 75-87, Paris 1988.
- FINGER, F., FRIEDL, G., MATL, H.: Three contrasting subtypes of I-type granitoid associations with "high Na₂O", "high CaO" and "high K₂O" characteristics. - *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **135**, Wien, 1990.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. - *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 323-472, Wien 1958.
- FRASL, G.: Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. - *Jb. Geol. B.-A.*, **106**, 405-428, Wien 1963.
- GRIMM, W.-D.: Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). - *Contr. Sedimentology*, **1**, 103-125, Stuttgart 1973.
- HOPPE, G.: Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. - *Abh. dt. Akad. Wiss. Kl. Bergbau etc.*, **1963/1**, 130 S., Berlin 1963.
- KÖHLER, H.: Über Zirkone moldanubischer Granite. - *Diss. Univ. München*, 140 S., München 1968.
- KÖHLER, H.: Die Änderung der Zirkonmorphologie mit dem Differentiationsgrad eines Granits. - *N. Jb. Miner. Mh.*, **9**, 405-420, Stuttgart 1970.
- KOSTOV, I.: Zircon morphology as a crystallogenic indicator. - *Kristall und Technik*, **8**, 11-19, Berlin 1973.
- KRASNOBAYEV, A.A., POLEHAYEV, Y.M., YUNIKOV, B.A., & NOVOSILOV, B.K.: Laboratory evidence on radiation and the genetic nature of metamict zircon. - *Geochem. Int.*, **11**, 195-209, Moscow 1974.
- LARSEN, L.H. & POLDERVAART, A.: Measurement and distribution of zircons in some granitic rocks of magmatic origin. - *Miner. Mag.*, **31**, 544-564, London 1957.
- MARSCHALLINGER, R.: Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten). - *Diss. Univ. Salzburg* 1987.
- NEUMAYR, P.: Die Leukogranitgneise und ihre Metasedimentauflagerung zwischen Rotgüldental und Mureck (Lungau, Salzburg). - *Dipl. Arbeit Univ. Salzburg*, 1989.
- POLDERVAART, A.: Zircons in rocks 1: Sedimentary rocks. - *Am. Jour. Sci.*, **253**, 433-461, 1955.
- PUPIN, J.P.: Zircon and granite petrology. - *Contrib. Min. Petr.*, **73**, 207-220, Heidelberg 1980.
- SOMMERAUER, J.: Die chemisch-physikalische Stabilität natürlicher Zirkone und ihr U-(Th)-Pb System. - *Dissertation ETH Zürich*, 151 S, Zürich 1976.
- SPEER, J.A.: Zircon. - In: RIBBE, P.H. (ed.): *Reviews in Mineralogy*, Vol. 5, Orthosilicates. - *Mineralogical Society of America*, 67-112, Washington D.C. 1980.
- VAVRA, G.: Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen - Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. - *Tübinger Geowiss. Abh.*, **6**, 1-150, Tübingen 1989.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 23. Juli 1990.

Biostratigraphischer Nachweis von Unterordovizium in der Innsbrucker Quarzphyllitserie (Ostalpen)

Von ERHARD REITZ & RUDOLF HÖLL*)

Mit 1 Abbildung und 2 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 121

*Tirol
Kitzbüheler Alpen
Innsbrucker Quarzphyllitserie
Acritarchen
Tremadoc
Stratigraphie*

Inhalt

Zusammenfassung	603
Abstract	603
1. Einleitung und Problemstellung	603
2. Beprobung und Fossilfundpunkte	603
3. Fossilbefund	604
4. Schlußfolgerungen	604
Dank	605
Literatur	610

Zusammenfassung

Aus der Innsbrucker Quarzphyllitserie waren bisher nur sehr spärliche Fossilfunde aus dem Obersilur/Unterdevon bekannt. Neue, teilweise gut erhaltene Acritarchenspektren ermöglichen eine stratigraphische Einordnung in das Unterordovizium und belegen erstmals die Beteiligung von Sedimenten dieses Alters in der Innsbrucker Quarzphyllitserie.

Biostratigraphic Evidence of Lower Ordovician in the Innsbruck Quartzphyllite Group (Eastern Alps)

Abstract

Only very rare fossils of Upper Silurian/ Lower Devonian age have been reported previously from the Innsbruck quartzphyllite group/Eastern Alps. New, partly well preserved acritarchs indicate a Lower Ordovician age. They prove the existence of Lower Ordovician strata in the Innsbruck quartzphyllite group for the first time.

1. Einleitung und Problemstellung

Die zwischen Innsbruck und Mittersill flächenhaft verbreitete Innsbrucker Quarzphyllitserie ist variszisch

und alpidisch metamorph (grünschieferfaziell) überprägt, ohne daß bisher die beiden Metamorphosen sicher auseinandergehalten werden konnten (MOSTLER, 1986). Erste Fossilfunde aus der Innsbrucker Quarzphyllitserie wurden von HÖLL & MAUCHER (1967) mitgeteilt. Ihre schlecht erhaltenen Conodonten aus dem Bereich der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux bei Lannersbach waren von Prof. Dr. O. H. WALLISER, Universität Göttingen, bestimmt worden. Die Fossilfunde ermöglichten die Einstufung einer Dolomitprobe in den Zeitabschnitt Gedinne bis Unter-Ems, der übrigen Proben in den Zeitraum vom oberen Ludlow bis Unter-Ems. MOSTLER (1973) gibt für den gleichen Lagerstättenbereich Alter vom höheren Mittel-Ludlow (*siluricus*-Zone) bis in das Unter-Ems an. Eine lithostratigraphische Gliederung der Innsbrucker Quarzphyllitserie ohne weitere Fossilbelege stammt von MOSTLER et al. (1982) und HADITSCH & MOSTLER (1982). Sie beinhaltet eine „Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie“, überlagert von einer „Karbonat-Serizitphyllit-Serie“, die im Hangenden in eine „Schwarzschiefer-Karbonat-Serie“ übergehen soll.

2. Beprobung und Fossilfundpunkte

Aus der Innsbrucker Quarzphyllitserie wurden etwa 40 Proben palynologisch untersucht. Proben aus dem Salzachtal erbrachten bisher keine positiven Befunde. Aus regionalgeologischen Gründen haben wir die Be-

*) Anschrift der Verfasser: Dr. ERHARD REITZ, Prof. Dr. RUDOLF HÖLL, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2.

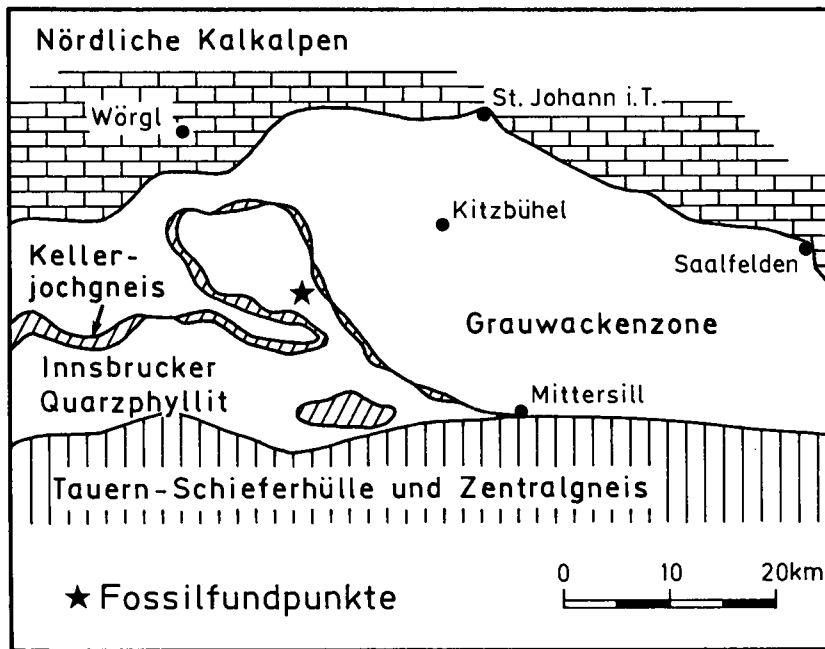


Abb. 1.
Übersichtskarte zur Lage der Fossilfundpunkte.

probung auf das Windauer Achantal konzentriert (Abb. 1). Metatuffite, Metasilite und Metasubgrauwacken erwiesen sich als fossilifer. Mehrere, teilweise intensiv deformierte Phyllitproben aus drei benachbarten Bereichen des Windauer Achantals enthielten bestimmbare Mikrofossilien (Acritarchen). Alle fossilführenden Probenpunkte liegen auf dem Kartenblatt 121 Neukirchen am Großvenediger 1 : 50.000:

- 1) Fundpunkt etwa 1,2 km südlich Gasthof Steinberghaus: Rechtswert 365970, Hochwert 247100. Östliche Flußseite 80–100 m südlich der Brücke über die Windauer Ache. Mittel- bis dunkelgraue Phyllite.
- 2) Fundpunkt etwa 1,7 km südlich Gasthof Steinberghaus: Rechtswert 366000, Hochwert 246750. Aufschluß unmittelbar westlich der Brücke über die Windauer Ache. Mittelgraue Phyllite.
- 3) Fundpunkt etwa 2,1 km SSE Gasthof Steinberghaus: Rechtswert 366400, Hochwert 246300. 2 kleine Aufschlüsse am Osthang. Mittel- bis dunkelgraue Phyllite.

3. Fossilbefund

Acritarchen fanden sich in geringer Anzahl in mehreren, mittels Flußsäuremazeration aufgeschlossenen Proben. Sie sind teilweise gut erhalten. Die Farben der Hüllen variieren zwischen dunkelgrau und schwarzopak. Zur exakten Identifizierung der Acritarchen war deshalb eine Untersuchung im kombinierten Durchlicht-Auflicht-Verfahren unumgänglich.

In der Probe vom 1. Fundpunkt konnten die folgenden stratigraphisch wichtigen Taxa identifiziert werden:

Lophosphaeridium sp.

Stelliferidium cortinulum (DEUNFF) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974

Vulcanisphaera tuberosa (DOWNIE) EISENACK, CRAMER & DIEZ 1973.

Die Proben vom 2. Fundpunkt lieferten die folgenden stratigraphisch wichtigen Taxa:

Acanthodiacrodium angustum (DOWNIE) COMBAZ 1967
Acanthodiacrodium echinatum (TIMOFEEV) DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD 1962
Acanthodiacrodium micronatum TIMOFEEV 1959
Acanthodiacrodium spinum RASUL 1979
Lophosphaeridium sp.
Stelliferidium modestum (GORKA) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974
 cf. *Trunculumarium revinium* (VANGUESTAINE) LOEBLICH & TAPPAN 1967

In zwei Proben vom 3. Fundpunkt konnten die folgenden stratigraphisch wichtigen Taxa nachgewiesen werden:

Acanthodiacrodium angustum (DOWNIE) COMBAZ 1967
Acanthodiacrodium commune TIMOFEEV 1959
Acanthodiacrodium partiale TIMOFEEV 1959
Acanthodiacrodium prolatum (TIMOFEEV) DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD 1962
Cymatiogalea cristata (DOWNIE) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974
Goniosphaeridium cuspidatum (TIMOFEEV) PITTAU 1984.

Neben diesen stratigraphisch bedeutsamen Acritarchen treten in allen Proben sphaeromorphe Acritarchen und Reste von Chitinozoen auf.

4. Schlußfolgerungen

- ① Die Acritarchenspektren aus den drei benachbarten, fossilführenden Bereichen im Windauer Achantal sprechen übereinstimmend für eine altersmäßige Zuordnung zum Tremadoc.
- ② Diese Acritarchenspektren in der Innsbrucker Quarzphyllitserie sind hinsichtlich Artenzahl und Individuenhäufigkeit deutlich spärlicher als die von REITZ & HÖLL (1989) vorgelegten Acritarchenspektren des Tremadoc aus der Nördlichen Grauwackenzone nahe Reith bei Kitzbühel. In letzterer Arbeit findet sich auch der stratigraphische Vergleich der vorstehend genannten Acritarchentaxa mit Literaturdaten.

- ③ Unter Berücksichtigung der bisherigen biostratigraphischen Altersdatierungen aus dem Obersilur/Unterdevon und der vorliegenden Fixierung des Unterordoviziums bleiben die damit eingeschlossene Zeitspanne sowie Zeiträume unter dem Unterordovizium bzw. ab Unterdevon in der Innsbrucker Quarzphyllitserie weiterhin ohne Fossilbeleg.
- ④ Südlich des 3. Fossilfundpunktes liegt im Windauer Achantal eine Wechselfolge mit Metaklastiten, Grünschiefern und Prasiniten, der möglicherweise ebenfalls ein unterordovizisches Alter zukommt.
- ⑤ Das fossilführende Gebiet im Windauer Achantal kann der „Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie“ sensu HADITSCH & MOSTLER (1982) zugeordnet werden. Diese Gesteinseinheit repräsentiert einen tiefen Teil der Innsbrucker Quarzphyllitserie.

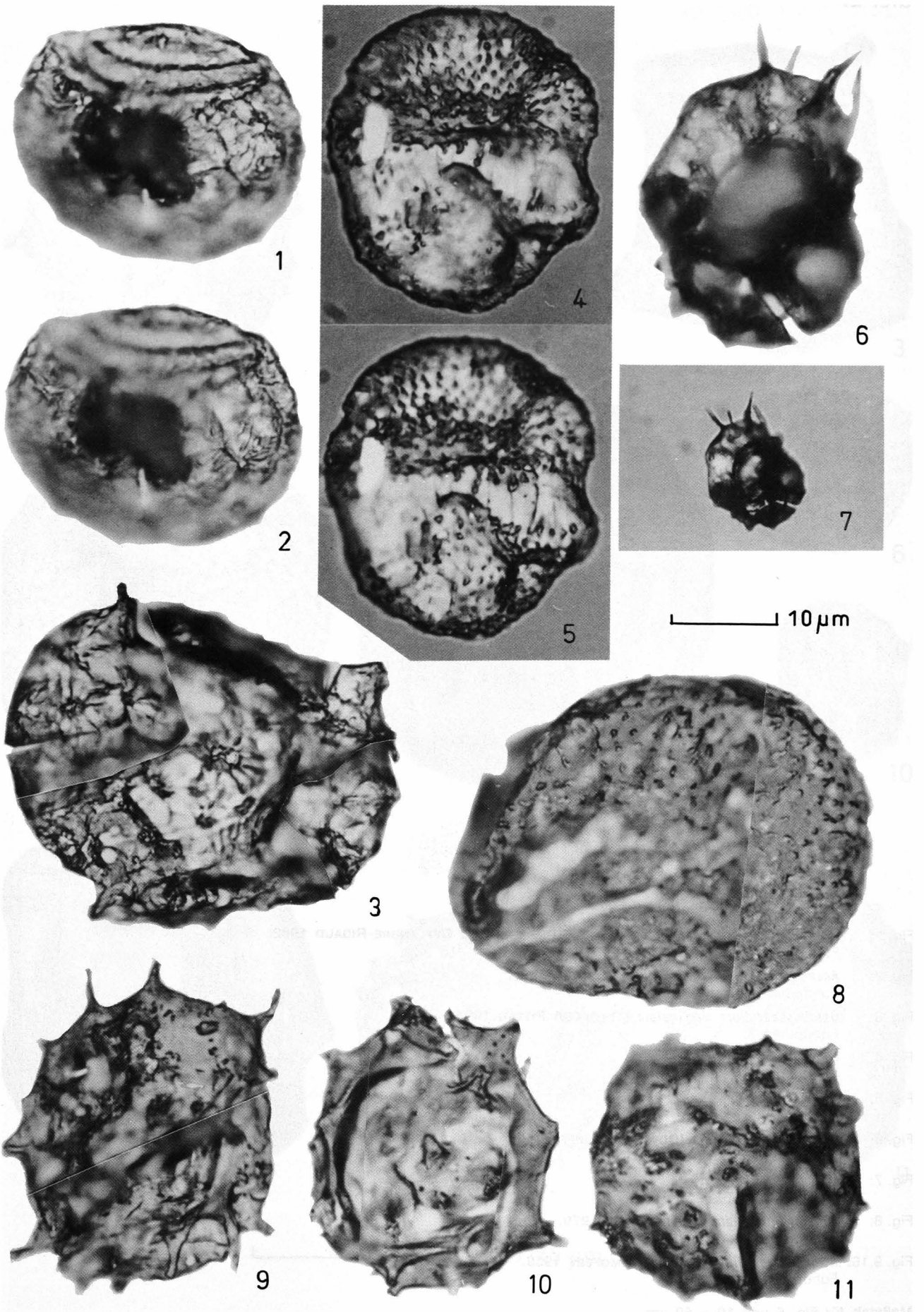
Dank

Vorliegende Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Az.: Ho 488/18-1) finanziell gefördert. Wir danken für diese Unterstützung.

Tafel 1.

- Fig. 1,2: *Stelliferidium cortinulum* (DEUNFF) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974.
Fundpunkt 1.
- Fig. 3: *Stelliferidium modestum* (GORKA) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974.
Fundpunkt 2.
- Fig. 4,5: *Acanthodiacrodium angustum* (DOWNIE) COMBAZ 1967.
Fundpunkt 2.
- Fig. 6,7: cf. *Trunculumarium revinium* (VANGUESTAINE) LOEBLICH & TAPPAN 1976.
Fundpunkt 2.
- Fig. 8: *Acanthodiacrodium echinatum* (TIMOFEEV) DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD 1962.
Fundpunkt 2.
- Fig. 9: *Vulcanisphaera tuberata* (DOWNIE) EISENACK, CRAMER & DIEZ 1973.
Fundpunkt 1.
- Fig. 10: *Acanthodiacrodium partiale* TIMOFEEV 1959.
Fundpunkt 3.
- Fig. 11: *Acanthodiacrodium* sp.
Fundpunkt 3.

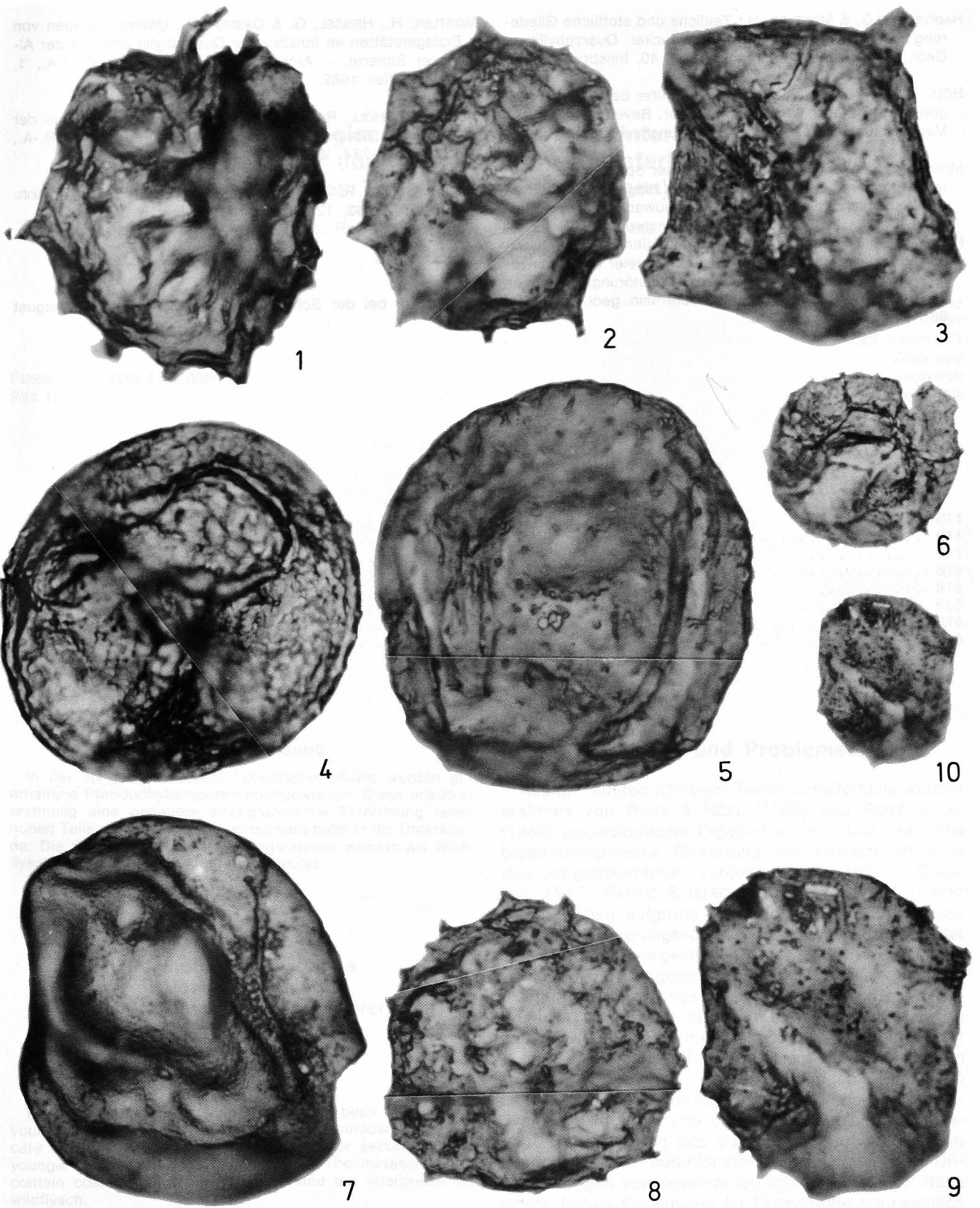
Maßstab für Fig. 7 = 25 µm.



Tafel 2.

- Fig. 1: *Acanthodiacrodium prolatum* (TIMOFEEV) DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD 1962.
Fundpunkt 3.
- Fig. 2: *Acanthodiacrodium micronatum* TIMOFEEV 1959.
Fundpunkt 2.
- Fig. 3: *Goniosphaeridium cuspidatum* (TIMOFEEV) PITTAU 1984.
Fundpunkt 3.
- Fig. 4: *Lophosphaeridium* sp.
Fundpunkt 1.
- Fig. 5: *Lophosphaeridium* sp.
Fundpunkt 2.
- Fig. 6: *Cymatogalea cristata* (DOWNIE) DEUNFF, GORKA & RAUSCHER 1974.
Fundpunkt 3.
- Fig. 7: *Lelosphaeridium* sp.
Fundpunkt 1.
- Fig. 8: *Acanthodiacrodium spinum* RASUL 1979.
Fundpunkt 2.
- Fig. 9,10: *Acanthodiacrodium commune* TIMOFEEV 1959.
Fundpunkt 3.

Maßstab für Fig. 6 und 10 = 50 µm.



25 µm

Literatur

- HADITSCH, J.G. & MOSTLER, H.: Zeitliche und stoffliche Gliederung der Erzvorkommen im Innsbrucker Quarzphyllit. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**, 1–40, Innsbruck 1982.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnetit-Lagerstätte Tux. – Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., **1967/1**, 1–11, München 1967.
- MOSTLER, H.: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnetit unter besonderer Berücksichtigung der Magnetitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. – Veröff. Univ. Innsbruck, **86**, 237–266, Innsbruck 1973.
- MOSTLER, H.: Zur Geologie des Wipptales (Innsbrucker Quarzphyllit, unterostalpinen Mesozoikum, Matreier Schuppenzone, Altkristallin, Steinacher Decke, Silltalstörung) (Exkursion B am 3. April 1986). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **68**, 29–42, Stuttgart 1986.
- MOSTLER, H., HEISSEL, G. & GASSER, G.: Untersuchungen von Erzlagerstätten im Innsbrucker Quarzphyllit und auf der Alpeiner Scharte. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.A., **1**, 77–83, Wien 1982.
- REITZ, E. & HÖLL, R.: Unterordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **132/4**, 761–774, Wien 1989.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 125 S., Wien 1979.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 10. August 1990.

Palynologischer Nachweis von Unterkreide in der Jüngeren (Oberen) Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen)

Von ERHARD REITZ, RUDOLF HÖLL, WENZEL HUPAK & CHRISTOF MEHLTRETTER*)

Mit 1 Abbildung und 2 Tafeln

*Salzburg
Tauernfenster
Jüngere Schieferhülle
Palynologie
Unterkreide
Stratigraphie*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 125*

Inhalt

Zusammenfassung	611
Abstract	611
1. Einleitung und Problemstellung	611
2. Beprobung und Fossilfundpunkte	612
3. Fossilbefund	613
4. Schlußfolgerungen	613
Dank	614
Literatur	618

Zusammenfassung

In der Jüngeren (Oberen) Tauernschieferhülle wurden gut erhaltene Pteridophytensporen nachgewiesen. Diese erlauben erstmalig eine genauere stratigraphische Einordnung eines hohen Teils der Jüngeren Tauernschieferhülle in die Unterkreide. Die Sedimente des Ablagerungsraumes werden als Wildflysch mit Landpflanzendetritus gedeutet.

Palynological Evidence of Lower Cretaceous in the Younger Schist Cover of the Tauern Window (Eastern Alps)

Abstract

Well-preserved pteridophyte spores have been found in the younger (upper) schist cover of the Tauern window. They indicate a Lower Cretaceous age for an upper section of this younger schist cover for the first time. The metasediments contain coalified land plant remains and are interpreted as wildflysch.

1. Einleitung und Problemstellung

Aus der Älteren (Unteren) Tauernschieferhülle wurden erstmals von REITZ & HÖLL (1988) und REITZ et al. (1989) palynologische Ergebnisse mitgeteilt und eine biostratigraphische Einstufung der Habachphyllite in das Jungpräkambrium vorgenommen. PANTIC & GANSER (1977), PANTIC & ISLER (1978) und ISLER & PANTIC (1980) haben aufgrund palynologischer Untersuchungen ein Gliederungsschema für die Bündnerschiefer der Westalpen vorgestellt. CORNA (1972) hatte bereits vorher in der Jüngeren Tauernschieferhülle ein jurassisch-unterkretazisches Alter für die Fuscher Phyllite postuliert. Die von ihr abgebildete Mikroflora weist eine außergewöhnlich niedrige Inkohlung auf. Eine derart geringe Inkohlung ist für Phyllite untypisch. Wir haben das von CORNA (1972) erwähnte Fundgebiet in unsere Untersuchungen einbezogen, jedoch bisher ohne positiven Befund. Aufgrund der regionalgeologischen Gegebenheiten schien uns die Jüngere Schieferhülle im Nordostteil des Tauernfensters für palynologische Untersuchungen von besonderem Interesse (Abb.1). Nach einem frühen Fossilbeleg für Unterkreide nordwestlich des Penkkopfs (Thörlsteins) am Grat Kleinarltal/Großarltal wurden die weiteren Beprobungen und Kartierungen (HUPAK, 1990; MEHLTRETTER, 1990) auf ein etwa 18 km² großes Gebiet im Grenzbereich Kleinarltal/Großarltal und im Lambachgraben/Großarltal konzentriert.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. ERHARD REITZ, Prof. Dr. RUDOLF HÖLL, Dipl.-Geol. WENZEL HUPAK, Dipl.-Geol. CHRISTOF MEHLTRETTER, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstr. 37, D-8000 München 2.

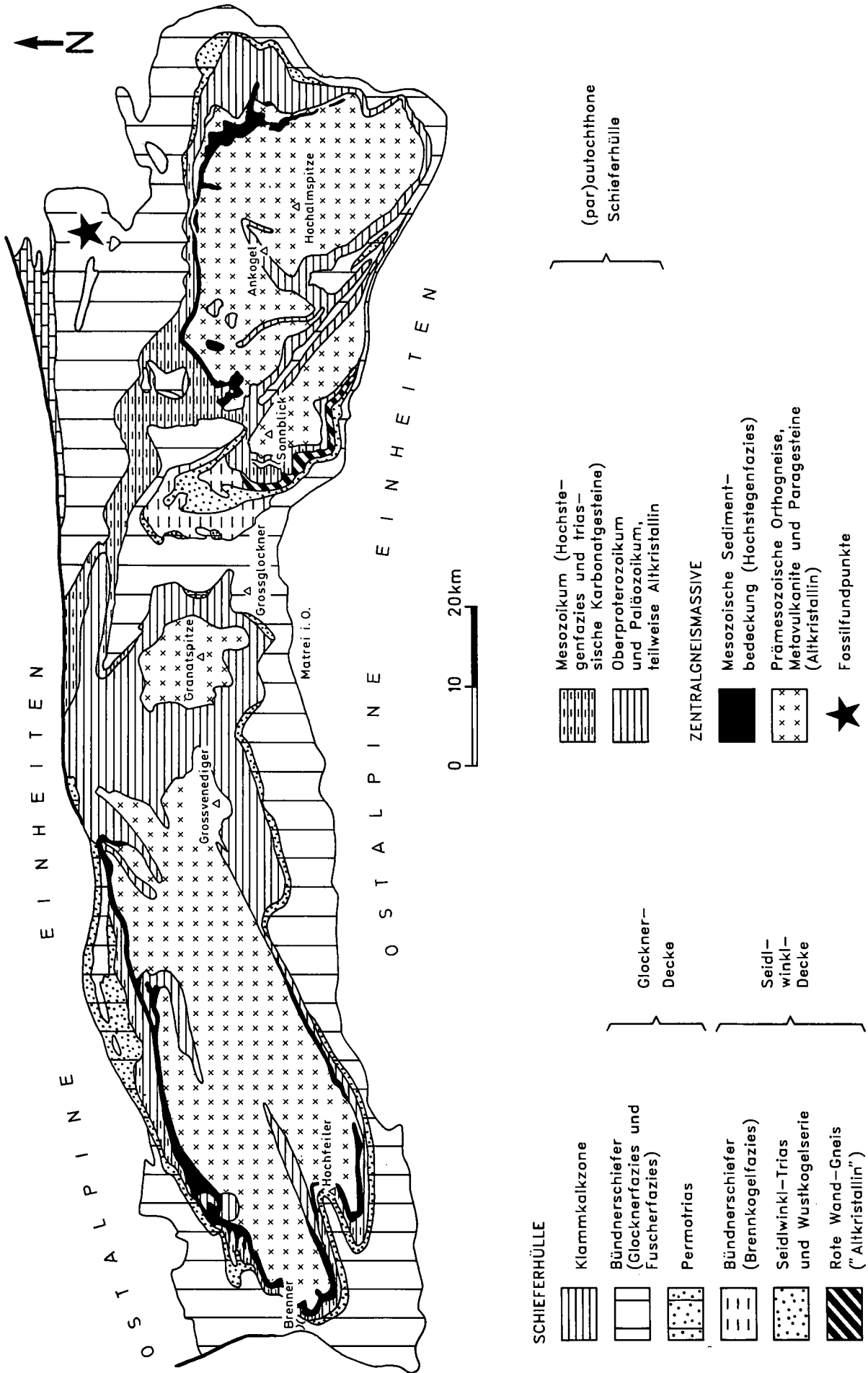


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Tauernfensters (modifiziert nach Frisch, 1976) und Lage der Unterkreide-Fossilfundpunkte.

2. Beprobung und Fossilfundpunkte

Insgesamt rund 250 Phyllitproben, davon 130 aus dem vorstehend genannten Areal, wurden für die palynologische Bearbeitung aus der Jüngeren Tauernschieferhülle entnommen. Etwa ein Viertel dieser Proben enthielt organische Substanz in hochinkohltm Zustand. Opake, stark reflektierende Gewebereste von Landpflanzen, wie Holzsplitter und Kutikelreste, bilden die Masse der organischen Substanz in den Mazerationspräparaten. Untergeordnet finden sich schlecht erhaltene, pyritisierte Radiolarien. Vereinzelt konnten auch nicht näher bestimmbare Sporen nachgewiesen werden. Gut erhaltene Sporen, die den Pteridophyten, vor allem den Filicales, zuzuordnen sind, waren lediglich in drei Proben nachweisbar:

- Fundpunkt 1
Kartenblatt 125 Bischofshofen, 1 : 50.000
Mittelgraue, dünnplattige Phyllite am Grat Kleinarltal/Großarltal, 1960 m SH, ca 250 m NW des Penkkopf (Thörlstein)(2011 m SH): 13° 16' 40" östlich von Greenwich, 47° 16' 10" nördliche Breite.
- Fundpunkt 2
Kartenblatt 125 Bischofshofen, 1 : 50.000
Mittel- bis hellgraue Phyllite in Serizit-Kalkschiefern im Kargraben (südlicher Seitengraben zum Lambachgraben) bei 1290 m SH: 13° 14' 33" östlich von Greenwich, 47° 16' 23" nördliche Breite.
- Fundpunkt 3
Kartenblatt 125 Bischofshofen, 1 : 50.000
Mittelgraue Phyllite etwa 100 m NNW der Spatalm (1808 m SH) im Graben bei 1790 m SH: 13° 14' 17" östlich von Greenwich, 47° 15' 23" nördliche Breite.

3. Fossilbefund

Die Identifizierung der Mikrofossilien stützt sich auf erhaltene Merkmale, wie Körpergröße, Körperform, Kontur und die Gestaltung der Körperwand mit Skulpturelementen. Eine exakte Bestimmung der Genera und Spezies ist schwierig, da viele Sporen durch die Einwirkung der Metamorphose (untere Grünschieferfazies) verändert sind. Sie sind generell hochgradig inkohlt und teilweise aufgerissen und/oder am Rand ausgebrochen. Insofern wurden auch nur dickwandige Pteridophytensporen gefunden. Die sonst in mesozoischen marinen Sedimenten häufigen disaccaten Koniferenpollen und Dinoflagellatenzysten konnten in den Präparaten nicht festgestellt werden. Sie sind offenbar durch die Metamorphose zerstört worden.

Zahlenmäßig vorherrschend sind Farnsporen, wobei die Vertreter der Gattung *Cicatricosisporites* überwiegen, die an ihrer charakteristischen Skulpturierung gut zu erkennen sind. Der allgemeine Modus der Anlage von Muri und Canales zeigt bei dieser Gattung eine starke Variabilität. *Cicatricosisporites* tritt in Europa schon im obersten Jura auf, allerdings nur mit wenigen Arten und Exemplaren. Ihre Hauptentwicklung vollzog sich während der Unterkreide. Hier setzen auch erstmals die Vertreter der *Plicatella*-(al. *Appendicisporites*-)Gruppe ein. Es handelt sich um Sporen, die durch eine cicatrice/canaliculate Skulptur und hervortretende Apices gekennzeichnet sind. Auch alle weiteren identifizierten und nachstehend aufgelisteten Sporen sind typische Vertreter der Unterkreide:

- *Cicatricosisporites australiensis* (COOKSON) POTONIE 1956
- *Cicatricosisporites annulatus* ARCHANGELSKY & CAMERRO 1966
- *Cicatricosisporites hughesi* DETTMANN 1963
- *Cicatricosisporites imbricatus* (MARKOVA) SINGH 1971
- *Plicatella* (al. *Appendicisporites*) *tricornitatus* WEYLAND & GREIFELD 1953
- *Plicatella* (al. *Anemia*) *pseudomacrorhyza* (MARKOVA) DÖRHÖFER 1977
- *Contignisporites cooksoniae* (BALME) DETTMANN 1963
- *Klukisporites foveolatus* POCOCK 1964
- *Distaltriangulisporites costatus* SINGH 1971
- *Gleicheniidites minor* DÖRING 1965

Die Sporen der Gattungen *Cicatricosisporites* und *Plicatella* nehmen nach DÖRHÖFER (1977) innerhalb der jurassisch-kretazischen Mikroflora weltweit eine besondere Stellung ein. Das bezieht sich einerseits auf das mengenmäßige Hervortreten dieses Sporenkomplexes und andererseits auf seinen hohen stratigraphischen Wert. Sporen der Gattung *Cicatricosisporites* treten in Europa erstmals im Kimmeridgium auf. Ihr Verbreitungsmaximum erreichen sie allerdings erst während des Berriasiums und Valanginiens. Hier dominieren die Vertreter der Gattung *Cicatricosisporites* eindeutig gegenüber den Vertretern von *Plicatella*. In der höheren Unterkreide verschiebt sich das Verhältnis zugunsten von *Plicatella*. Nach den vorliegenden Befunden können die drei Phyllitproben mit gut bestimmbarer Sporen kaum älter als tiefe Unterkreide sein. Das Sporenspektrum spricht ferner gegen eine Einstufung in die Oberkreide. Eine weitere Präzisierung der Altersstellung der Vorkommen ist mit den vorgefundenen Sporen nicht möglich.

Etwa 30 Proben aus dem oben genannten, 18 km² großen Untersuchungsgebiet enthielten zwar keine bestimmbarer Sporen, sind aber gleichwohl sehr wahrscheinlich mesozoisch. Für diese Auffassung spricht: Die Phytoklasten, d.h. der erkennbare Landpflanzendetritus, und die Radiolarien bieten in diesen Proben das gleiche Bild wie in den 3 Proben mit bestimmbarer unterkretazischen Sporen. Diese 30 Proben entstammen teilweise der unmittelbaren Nachbarschaft zu diesen 3 Proben ohne erkennbare lithologische Änderungen oder zwischenlagernde tektonische Trennflächen. Ein übereinstimmendes Bild ist jedoch auch für die Proben aus großen Profilabschnitten typisch.

4. Schlußfolgerungen

- ① Gut bestimmbarer Sporenspektren aus drei Phyllitproben belegen ein unterkretazisches Alter eines lithostratigraphisch hohen Teils der Jüngeren Tauernschieferhülle. Viele Proben enthalten Landpflanzendetritus und Radiolarien. Sie bieten mit diesem Fossilbefund das gleiche Bild wie die drei vorstehend angesprochenen Proben.
- ② Diese fossilführenden Proben aus dem Gebiet südlich des mächtigen Klammkalkzuges sind unterschiedlichen lithostratigraphischen Einheiten der Großarler Nordrahmenzone zugehörig: Wir bezeichnen diese Einheiten als Grünschiefer-Phyllit-Serie und als Kalkmarmor-Kalkschiefer-Schwarzphyllit-Serie. In letzterer sind Sandstein-Dolomitbrekzien-Abfolgen sedimentär eingelagert. Zwei Proben mit gut bestimmbarer Sporen stammen aus der Kalk-

marmor-Kalkschiefer-Schwarzphyllit-Serie, eine aus der Grünschiefer-Phyllit-Serie.

- ③ Letztere Probe belegt zusammen mit den verbreiteten Funden von Landpflanzendetritus und Radiolarien, daß die Grünschiefer-Phyllit-Serie mindestens teilweise ein unterkretazisches Alter besitzt und wie die Kalkmarmor-Kalkschiefer-Schwarzphyllit-Serie der penninischen Jüngeren Tauernschieferhülle zugehört. Die Grünschiefer-Phyllit-Serie ist Teil der „Quarzphyllitserie im Süden“ sensu MOSTLER (1963a, 1963b), die von ihm als paläozoischer, unterostalpiner Deckenrest aufgefaßt wurde. Diese Interpretation ist aufgrund unserer Befunde hinfällig.
- ④ Die Sandstein-Dolomitbrekzien-Abfolgen sind charakterisiert durch die Dominanz von Brekzien. Neben isolierten Blöcken und Schollen existieren bis Zehnermeter mächtige, lateral teilweise rasch auskeilende Züge mit polymikten Dolomitbrekzien. Diese Brekzien werden als Olisthostrome, die teilweise riesigen Dolomitblöcke als Olistholithe aufgefaßt. Die grobklastischen Brekzienkomponenten repräsentieren wohl überwiegend triassische Dolomite des unterostalpinen Mesozoikums. Dieses Ergebnis stimmt überein mit den Befunden von HÄUSLER (1988), der jedoch ein jurassisches Alter der Brek-

zienbildung annahm. Die Grünschiefer-Phyllit-Serie enthält teilweise Scheelit-führende Eisendolomitblöcke wahrscheinlich ebenfalls unterostalpiner Provenienz, jedoch vermutlich altpaläozoischen Alters.

- ④ Der Landpflanzendetritus und die gelegentliche Radiolarienführung in der Brekzienmatrix und in pelitischen Brekzienkomponenten stützen zusammen mit dem Feldbefund die Interpretation als Wildflysch. Eine übereinstimmende genetische Deutung war bereits von FRISCH et al. (1987) postuliert worden.
- ⑤ Durchwegs geringmächtige Grünschieferzüge mit Metatuffen und Metatuffiten besonders in der Grünschiefer-Phyllit-Serie belegen einen Magmatismus mit der Förderung von MOR-Basalten in der Unterkreide.

Dank

Vorliegende Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Az.: Ho 488/18-1) finanziell gefördert. Wir danken für diese Unterstützung.

Tafel 1

Fig. 1,2: *Cicatricosisporites australiensis* (COOKSON) POTONIE 1956.

Fig. 1: Nur Durchlicht.

Fig. 2: Kombinierte Durchlicht-Auflicht-Beleuchtung.

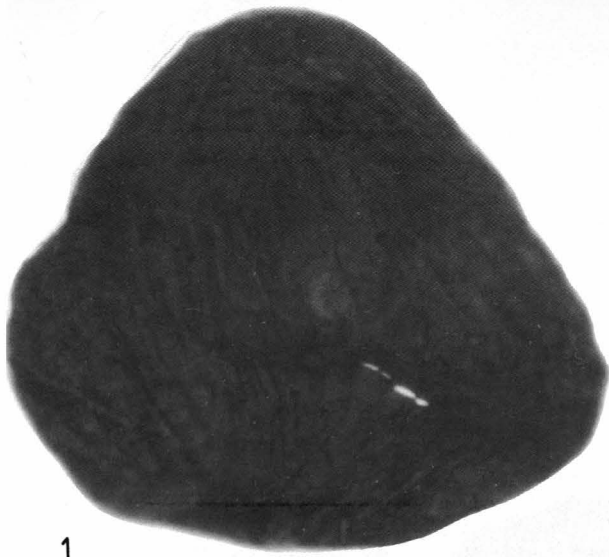
Fig. 3: *Cicatricosisporites annulatus* ARCHANGELSKY & CAMERRO 1956.

Fig. 4: *Cicatricosisporites* sp. (Bruchstück).

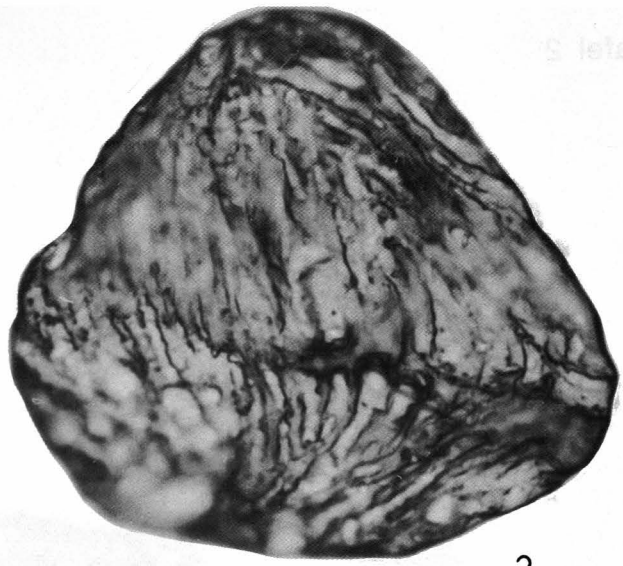
Fig. 5: *Contignisporites cooksoniae* (BALME) DETTMANN 1963.

Fig. 6,7: *Klukisporites loveolatus* POCOCC 1964.

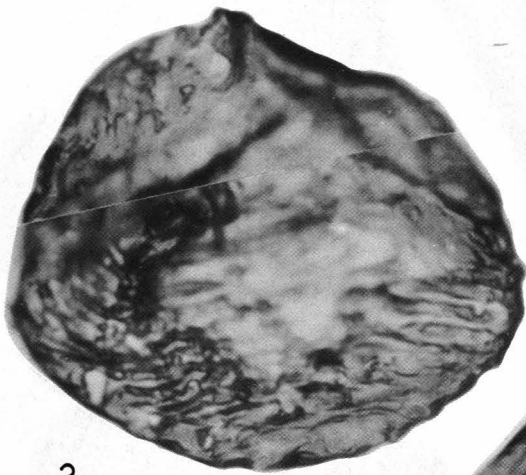
Sämtliche Vergrößerungen 2000x.



1



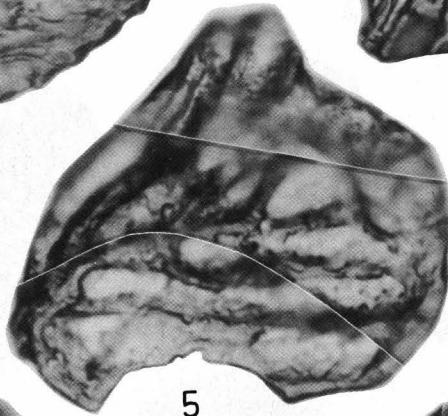
2



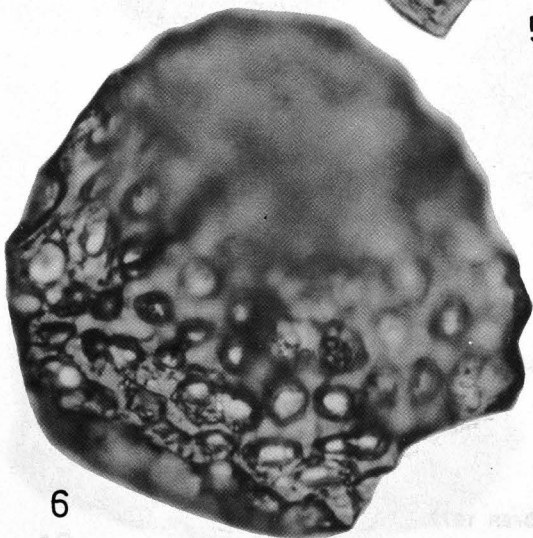
3



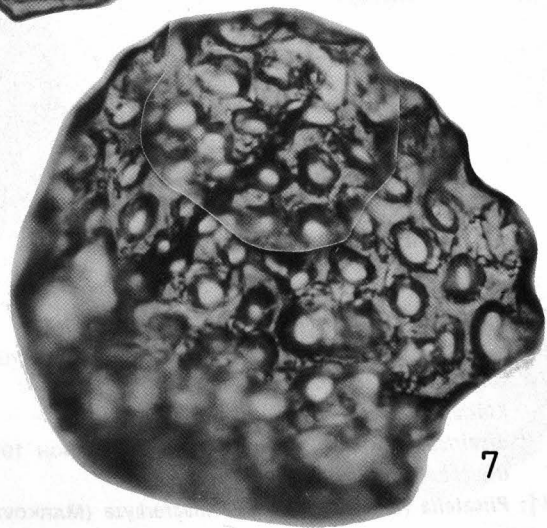
4



5



6

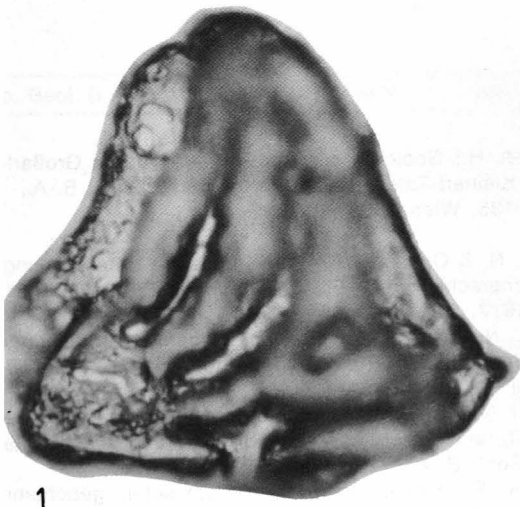


7

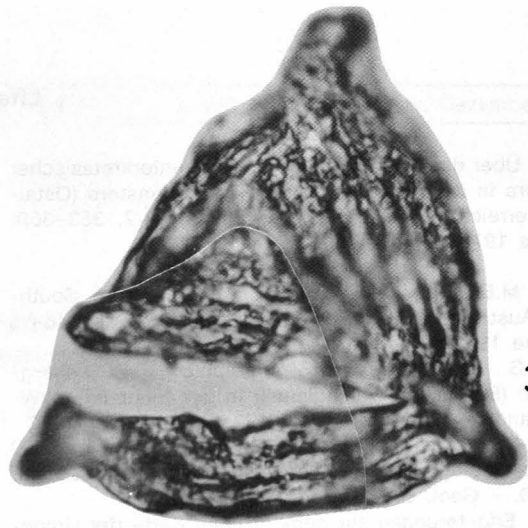
10 μm

Tafel 2

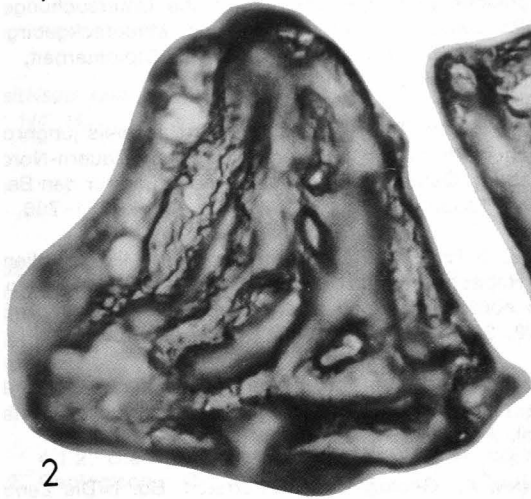
- Fig. 1,2: *Cicatricosporites hughesi* DETTMANN 1963.
Fig. 3,4: *Plicatella* (al. *Appendicisporites*) *tricornitatus* WEYLAND & GREIFELD 1953.
Fig. 5,7: *Distaltriangulisporites costatus* SINGH 1971.
Fig. 6: *Klukisporites foveolatus* POCKOCK 1964.
Fig. 8: *Cicatricosporites imbricatus* (MARKOVA) SINGH 1971.
Fig. 9: *Gleicheniidites minor* DÖRING 1965.
Fig. 10,11: *Plicatella* (al. *Anemia*) *pseudomacrorhyza* (MARKOVA) DÖRHÖFER 1977.
Fig. 8,9: Vergrößerung 800×; sonstige Vergrößerungen: 2000×.



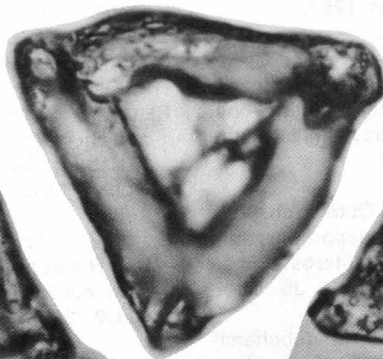
1



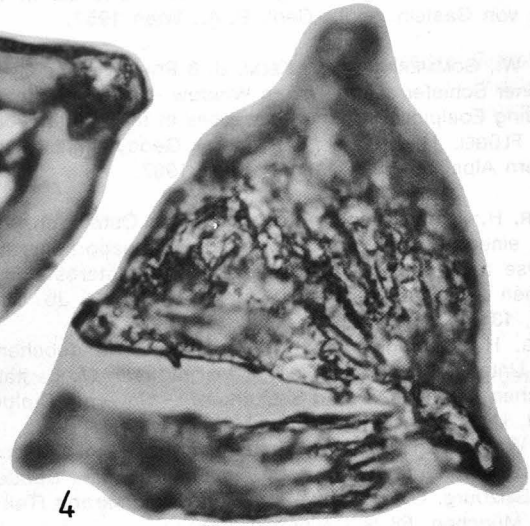
3



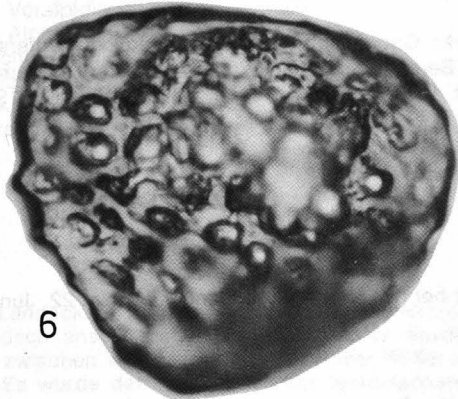
2



5



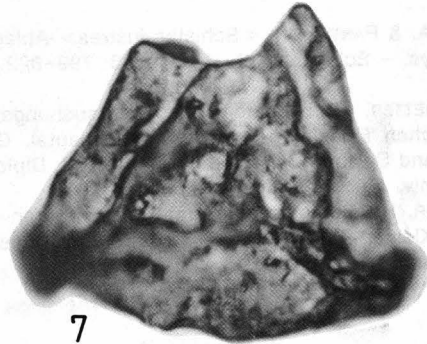
4



6



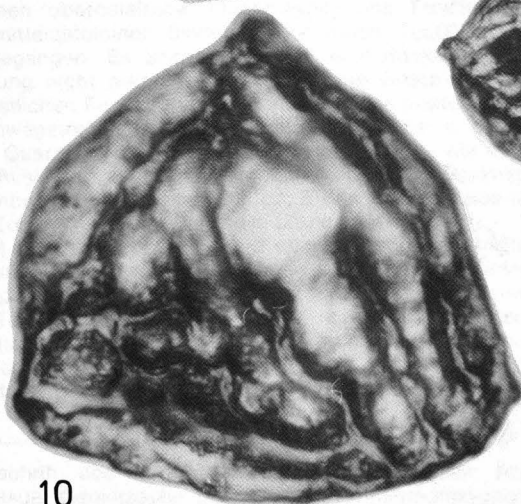
8



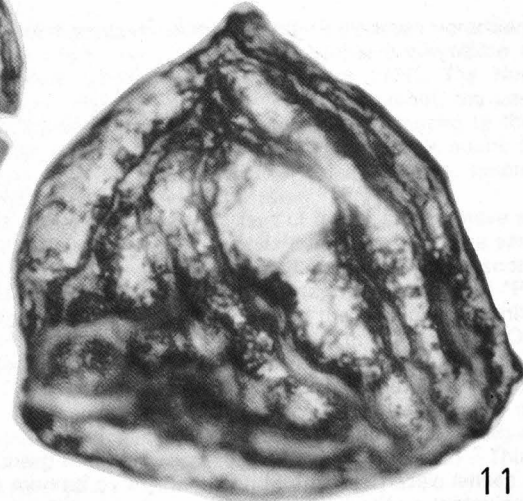
7



9



10



11

10 μm

Literatur

- CORNA, O.: Über das Vorkommen jurassisch-unterkretazischer Palynoflora in der Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen, Österreich). – *Geologica Carpathica*, **23/2**, 353–359, Bratislava 1972.
- DETTMANN, M.E.: Upper Mesozoic Microfloras from South-Eastern Australia. – *Proc. Royal. Soc. Victoria*, **77/1**, 148 p., Melbourne 1963.
- DÖRHÖFER, G.: Palynologie und Stratigraphie der Bückeberg-Formation (Berriasium–Valanginium) in der Hilsmulde (NW-Deutschland). – *Geol. Jb.*, **A 42**, 122 S., Hannover 1977.
- EXNER, Ch.: Geologische Karte der Umgebung von Gastein, 1 : 50.000. – *Geol. B.-A.*, Wien 1956.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. – *Jb. Geol. B.-A.*, Wien 1957.
- FRISCH, W., GOMMERINGER, K., KELM, U. & POPP, F.: The Upper Bündner Schiefer of the Tauern Window – A Key to Understanding Eoalpine Orogenic Processes in the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 55–69, Deuticke, Wien 1987.
- HÄUSLER, H.: Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg – Tirol). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/1**, 21–125, Wien 1988.
- HARTWIG, H.: Geologische, petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet des mittleren Großarltales zwischen Schuhflicker und Saukarkopf. – Unveröff. Diplomarbeit, Univ. München, 107 S., München 1984.
- HUPAK, W.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen dem Lambachgraben und dem Ellmautal, Großarl, Bundesland Salzburg, Österreich. – Unveröff. Diplomarbeit (Teil I), Univ. München, 58 S., München 1990.
- ISLER, A. & PANTIC, N.: <Schistes-lustres>-Ablagerungen der Tethys. – *Eclogae geol. Helv.*, **73/3**, 799–822, Basel 1980.
- MEHLTRETTER, Ch.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Falschegg-Graben und Ellmautal, Großarl, Bundesland Salzburg, Österreich. – Unveröff. Diplomarbeit (Teil I), Univ. München, 56 S., München 1990.
- MOSTLER, H.: Geologie der Berge des vorderen Großarl- und des Kleinarl-Tales. – Unveröff. Diss., Univ. Innsbruck, 96 S., Innsbruck 1963 (1963a).
- MOSTLER, H.: Geologie der Berge des vorderen Großarl- und des Kleinarl-Tales (Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1963**, 132–135, Wien 1963 (1963b).
- PANTIC, N. & GANSSER, A.: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern. – *Eclogae geol. Helv.*, **70/1**, 59–81, Basel 1977.
- PANTIC, N. & ISLER, A.: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). – *Eclogae geol. Helv.*, **71/3**, 447–465, Basel 1978.
- PEER, H. & ZIMMER, W.: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Saukarkopf – Großarl). – *Jb. Geol. B.-A.*, **123**, 411–466, Wien 1980.
- PRATTER, P.: Geologische, petrographische, geochemische, tektonische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Plojergaben und Mauereckgebirge im Kleinarltal (Österreich). – Unveröff. Diplomarbeit, Univ. München, 122 S., München 1984.
- REITZ, E., DANEK, Th. & MILLER, H.: Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/4**, 751–760, Wien 1989.
- REITZ, E. & HÖLL, R.: Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/2**, 329–340, Wien 1988.
- SINGH, C.: Lower Cretaceous Microfloras of the Peace River Area, Northwestern Alberta. – *Bull. Res. Council. Alberta*, **28**, 2 Vol. + App., 1–542, Edmonton 1971.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Bd. I: Die Zentralalpen. – 766 S., Deuticke, Wien 1977.
- WAGNER, H.: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich des Kleinarltales, Salzburg, Österreich. – Unveröff. Diss., Univ. München, 59 S., München 1972.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 22. Juni 1990.

Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone

Von MANFRED JOSEF ROCKENSCHAUB*)

Mit 11 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 144, 145

Österreich
Tirol
Tektonik
Landecker Quarzphyllitzone
Phyllitgneiszone
Silvrettkristallin

Inhalt

Zusammenfassung	619
Abstract	619
1. Problemstellung	620
2. Historischer Überblick	620
3. Die Zone von Puschlin – Thialspitze	621
4. Bau des nördlichen Silvrettkristallins einschließlich der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone E des Arlberges	623
4.1. Gesteinsbeschreibungen	623
4.1.1. Makroskopische Beschreibungen	623
4.1.2. Die mikroskopische Ausbildung der Minerale	624
4.2. Geologischer Bau	625
5. Metamorphose	625
5.1. Voralpidische Metamorphose	625
5.2. Alpidische Metamorphose	629
6. Geochronologie	629
7. Geologische Entwicklung und Tektonik	631
Dank	632
Literatur	632

Zusammenfassung

Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, sowie das südlich anschließende Silvrettkristallin wurden im Abschnitt zwischen Venetberg im E und Hoher Riffler im W bearbeitet. Es wurde der Problematik der tektonischen Trennung zwischen oberostalpinen Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone und mittelostalpinen Silvrettadecke (nach TOLLMANN, 1977) nachgegangen. Es zeigte sich, daß eine deckentektonische Trennung nicht gerechtfertigt ist, da die Gesteinsserien der nordöstlichen Ferwallgruppe quer über diese postulierte Grenze hinwegstreichen, und außerdem die Gesteine der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone noch in die nördlichsten Ausläufer der Schlingentektonik des Silvrettkristallins mit einbezogen sind. Lediglich ca. E des Trisannatales lassen sich Zonen intensiver Tektonik (Zone von Puschlin – Thialspitze) beobachten. Diese sind aber nur von lokaler Bedeutung und verlieren sich gegen W hin allmählich. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone wird als nördlichster und zum Teil schon primär schwächer metamorpher Anteil des Silvrettkristallins (Oberostalpin) betrachtet, der alpidisch intensiver tektonisch beansprucht wurde als die südlicheren Gebiete.

The Tectonic Position of the Landeck Quartzphyllite and the "Phyllitgneiszone"

Abstract

The northern parts of the crystalline between Vorarlberg and Landeck (Tirol) are divided into a Upper-Austroalpine and a Middle-Austroalpine nappe (TOLLMANN, 1977). The Northern Calcareous Alps and their crystalline basement, the Landeck Quartzphyllite zone and "Phyllitgneiszone" belong to the Upper-Austroalpine, the Silvrettkristalline in the south of the Landeck Quartzphyllite and the Phyllitgneiszone, belongs to the Middle-Austroalpine (TOLLMANN, 1977).

New investigations in this part of the crystalline have shown that a subdivision in two nappes is not possible. The series of rocks cross this postulated boundary without any discontinuity. Additionally, the Landeck Quartzphyllite zone and "Phyllitgneiszone" are included partially in the prealpidic "Schlingentektonik" of the Silvretta Crystalline, i.e. the Landeck Quartzphyllite zone and the "Phyllitgneiszone" had a prealpidic position in the north of the Silvretta Crystalline. Only in the Western (Vorarlberg) and the Eastern (Venetberg) parts of this crystalline a local tectonic has been observed. South of the Venetberg this tectonical zone (Zone von Puschlin – Thialspitze) is marked by mylonites and Permian-Triassic lenses of sediments. This lokal tectonic does not justify a tectonical division into a Middle- and a Upper-Austroalpine.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. MANFRED JOSEF ROCKENSCHAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

The Landeck Quartzphyllite zone and the "Phyllitgneiszone" are the Northern, partially primary lower metamorphic part of the Silvretta Crystalline. Both are considered as Upper-Austroalpine crystalline.

1. Problemstellung

Die „Phyllitzone von Landeck“, wie sie HAMMER (1918) nannte, lieferte schon früheren Bearbeitern reichlich Stoff für Diskussionen. Sie besteht im wesentlichen aus Quarziten, Glimmerschiefern, Phylliten und Paragneisen. Untergeordnet treten Amphibolite, Orthogneise und Diabase auf. Auf große Probleme stößt die Grenzziehung zwischen den Phylliten, Glimmerschiefern und Paragneisen, da diese Gesteine allmählich ineinander übergehen, was zu sehr differenten Kartendarstellungen führte.

Problematisch war und ist auch die Frage einer Abtrennung vom Silvrettakristallin s.str.. Einerseits betonten die Bearbeiter immer wieder, daß das Silvrettakristallin nicht von der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone zu trennen sei, andererseits lieferte aber gerade die Zone von Puschlin – Thialspitze mit ihren permomesozoischen Gesteinsinhalten Argumente für eine tektonische Trennung.

Die Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone von Landeck ist im Sinne TOLLMANN's (1959, 1963a, 1977, 1986) als kristalline Basis der Nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin) anzusehen. Diese Vorstellung ist mit einer Primärtransgression der Nördlichen Kalkalpen auf die Phyllitgneiszone, wie sie MOSTLER (1972) aus dem Montafon bei Schruns beschreibt, vereinbar. Auffassungsunterschiede ergeben sich aber bezüglich der tektonischen Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, was grundsätzliche Auswirkungen auf die großtektonischen Konzepte hat. Nach TOLLMANN wären die Kalkalpen samt ihrer kristallinen Basis von S über das Silvrettakristallin in ihre heutige Position transportiert worden. Aufgrund der oftmals diskutierten Zusammengehörigkeit der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone und des Silvrettakristallins sollte auch der Ferntransport der Nördlichen Kalkalpen samt ihrer kristallinen Basis neu überdacht werden. TOLLMANN (1987, S. 375) interpretiert die Permomesozoika von Puschlin als durch sekundäre, tertiäre Tektonik am Nordrand des Silvretta-Ötztalkristallins eingeklemmte Reste der Nördlichen Kalkalpen.

Nach FRANK (1983), ROCKENSCHAUB et. al. (1983) und FRANK (1987) werden die Permomesozoika von Puschlin-Thialspitze als tektonisch eingeklemmte Reste der südlichen Anteile der Nördlichen Kalkalpen angesehen. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone ist auch bei CLAR (1965) im Nordteil des Silvrettakristallins beheimatet und wird dem Oberostalpin zugeordnet.

2. Historischer Überblick

Zu den ältesten Arbeiten über die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone zählt die von BLAAS (1909). BLAAS versuchte mit seinen tektonischen Überlegungen die Überschiebung der Ötztaler Gneise auf die Phyllite zu klären.

Unter dem Titel „Die Phyllitzone von Landeck (Tirol)“ präsentierte W. HAMMER (1918) eine erste ausführliche

Beschreibung des östlichen Anteils dieser Zone. 1922 erschien das Kartenblatt „Landeck“ im Maßstab 1 : 75.000, für das HAMMER das Kristallin neu aufnahm. Er unterschied in der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone folgende Gesteine: Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer, Feldspatknötchengneis, Quarzfeldspatlagenphyllit sowie die feldspatführenden Granatglimmerschiefer von Großfall. HAMMER betont, wie auch die späteren Bearbeiter, daß diese Gesteine nur schwer oder nicht abzugrenzen sind, da sie meist allmählich ineinander übergehen. Eingelagert sind in diese Gesteine Linsen und Lagen von Quarziten, Muskowitgranitgneisen, Zweiglimmeraugen- und Flasergrneisen, Amphiboliten, Chloritschiefern und Diabasen.

HAMMER's Ausführungen ist zu entnehmen, daß eine Abtrennung der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone vom Silvrettakristallin zum Teil mit großer Unsicherheit durchgeführt wurde. Östlich des Arlbergpasses läßt sich eine tektonische Linie nur im Bereich Puschlin-Thialspitze-Trisannatal eindeutig erfassen, da hier eine Reihe von permomesozoischen Gesteinsschollen eingelagert sind.

Die gleiche Meinung vertritt O. REITHOFER (1931, 1935), der dezidiert schreibt, daß schon auf der linken Seite des Malfonbaches (S Pettneu) von einer Störung zwischen Silvrettakristallin und Phyllitgneiszone nichts mehr zu sehen ist. Die Phyllitgneise und das Silvrettakristallin liegen konkordant übereinander und gehen allmählich ineinander über. Eine tektonische Linie beschreibt REITHOFER erst wieder ab ca. S Klösterle gegen W hin.

In den Jahren 1953–1954 wurde das östliche Venetgebiet zwischen dem Inn- und dem Pitztal bis etwas S der Pontlatzer Brücke von O. SCHMIDEGG (1959) anlässlich des Baues des Wasserkraftwerkes Prutz – Imst neu aufgenommen. Er beschäftigte sich eingehend mit der Struktur des Venets und faßte den zentralen Teil als Mulde auf, deren Nordrand steil aufgebogen ist. Den Phyllitgneis beschreibt er als ca. 1 km dicke Platte, die den Phylliten aufliegt und nach S rückgefaltet ist. Die Südgrenze zum Silvretta- und Ötztalkristallin bildet die Zone von Puschlin.

Als Produkt der retrograden alpidischen Metamorphose deuteten HOERNES & PURTSCHELLER (1970) den Landecker Quarzphyllit, der infolge der intensiven Deformation als Phyllonit bezeichnet wurde. Abzuleiten ist er von Gesteinen der Ötztal-Silvrettamasse. Diese Auffassung wird durch die zahlreichen Einlagerungen von Muskowitgranitgneisen, Augengneisen, Amphiboliten und Diabasen unterstützt, da sie in gleicher Weise in beiden Kristallgebieten auftreten.

L. KRECZY (1981) bearbeitete den Grenzbereich zwischen Phyllitgneiszone und Silvrettakristallin SW Landeck. Er erkannte, daß das schwach metamorphe Permomesozoikum des Thialspitzes keine erhaltene Primärauflagerung des Silvrettakristallines ist, sondern von dessen Basis überschoben wurde.

Das Permomesozoikum von Puschlin, das mit dem der Thialspitze korrelierbar ist, zeigt nach KRECZY Hinweise auf einen Primärverband mit der Phyllitgneiszone.

Der Bereich SE Landeck (Venet) wurde zuletzt von ROCKENSCHAUB, THEINER, FRANK (1983) und ROCKENSCHAUB & THEINER (1984) kartiert und beschrieben. Es wurde gezeigt, daß die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone im Bereich des Venetberges eine großräumige Antiklinale mit ca. W–E-streichender Fal-

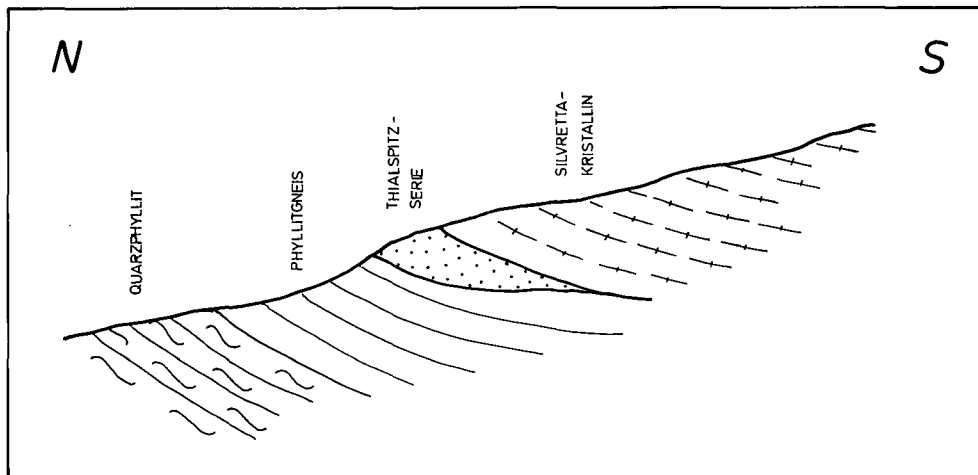


Abb. 1.
Darstellung der geologischen Verhältnisse im Grenzbereich Phyllitgneiszone-Silvrettakristallin nach L. KRECZY (1981, Abb. 79). Das Silvrettakristallin liegt schüsselförmig über dem Alpenen Verrucano (Thialspitzserie) und den Gesteinen der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone.

tenachse bildet. Die alteingeführte Zweiteilung in Quarzphyllit und Phyllitgneis wurde aufgegeben und stattdessen nach rein petrographischen Aspekten kartiert. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone wurde als die schwächer metamorphe Stirn des Silvrettakristallins angesehen, die z. Teil intensiv in die alpidische Tektonik einbezogen wurde. Die östlichen Anteile wurden abgesichert und die permomesozoischen Gesteine der Zone Puschlin-Thialspitze eingeschuppt.

AMANN (1985) setzte sich ausführlich mit dem Metamorphosegeschehen des nördlichen Silvrettakristallins, einschließlich Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, auseinander und fand, daß im Vorarlberger Bereich diese beiden Zonen in lithologischer, struktureller und mineralchemischer Hinsicht voll parallelisierbar sind. Eine Abtrennung der nördlichen Teile ist nur insofern berechtigt, daß alpidische Scherhorizonte auftreten, die sich E des Arlberges häufen. Die in lithologischer Hinsicht gleichen Gesteine unterliegen hier einer stärkeren Phyllonitisierung und einer zunehmenden alpidischen Metamorphose. Eine alpidische Fernüberschiebung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone samt transgressiv auflagernden Kalkalpen über das Silvrettakristallin hält er für nicht mehr haltbar. Er nimmt eine N Rotation des Silvrettakristallins mit einem im W gelegenen Rotationszentrum an, bei der die östlichen Bereiche stärker eingeengt wurden. Auch eine N-vergente Einengung könnte diese Rotation erzeugt haben, da die Gesteine im E glimmerreicher und daher leichter deformierbar sind. AMANN schließt nicht aus, daß der Landecker Quarzphyllit der ursprünglich schon schwächer metamorphe Anteil des Kristallins war.

3. Die Zone Puschlin – Thialspitze

Diese Zone heftiger alpidischer Deformation enthält zahlreiche Linsen permomesozoischer Gesteine, sodaß sie als Grenze zwischen Phyllitgneiszone (Oberostalpin) und Silvrettakristallin s.str. (Mittelostalpin nach TOLLMANN), interpretiert wird. Als tektonische Zone kann sie eindeutig vom Harbweiher (E Puschlin) bis zur Thialspitze und weiter in das Trisannatal erfaßt werden. W des Trisannatales fehlen die permomesozoischen Einschaltungen und größere Mylonitzonen, sodaß eine Trennung dieser beiden Kristallineinheiten aufgrund der Struktur und der Lithologie unmöglich wird.

Gut aufgeschlossen ist diese Zone im Gebiet um Puschlin am Piller Sattel. Die Karbonate (graue, weiße, z.T. rötliche Kalke und Dolomite bzw. Schlierenkalke) dürften in die untere bis mittlere Trias zu stellen sein. Der Alpine Verrucano tritt in Form grüner bis grauer, tw. auch rötlich fleckiger Serizitschiefer und lichtgrüner Quarzite auf. Der Aufschluß beim Haus Puschlin Nr. 84 zeigt einen Glimmerschiefer dem ein Graphitphyllit auflagert und für den ein karbonnes Alter vermutet wird. Die Profile der Abb. 2 geben einen Einblick in den Bau dieser Zone.

Im Liegenden dieser Zone stehen die zum Teil mylonitischen Glimmerschiefer an, denen im Profil Nr. 1 (1480 m) ein schwarzer, dünnstiefrieger Graphitphyllit auflagert, der sich in seinem Habitus deutlich von den Gesteinen dieses Raumes unterscheidet. Im Dünnstschiff zeigt dieses Gestein eine gut ausgeprägte Schieferung und quer zu dieser geprossene Pakete von parallel verwachsenen Chlorit-Hellglimmeraggregaten, die das Pigment verdrängten (Abb. 3). Die Quarze liegen durchwegs als isolierte, oft stark geplättete Körner vor, in deren Druckschatten sich stachelige Reaktionssäume mit der Matrix bildeten. Die Matrix besteht zum Großteil aus Serizit, vereinzelt sind größere, vermutlich detritäre Hellglimmer zu beobachten.

Da in diesem Gestein weder Pollen noch Fossilien gefunden wurden, stützt sich die Vermutung auf karbonnes Alter lediglich auf die lithologische Ausbildung. Für die Einstufung als postvariszisches Sediment sprechen die feinkörnige, hellglimmerreiche Matrix mit ihren Einlagerungen von großen, vermutlich detritären Hellglimmern, die isoliert liegenden Quarze mit ihren Reaktionssäumen und die quer zur Schieferung stehenden Chlorit-Hellglimmer Pakete. Weiters fehlen Hinweise, wie z.B. reliktsch erhaltene Minerale, auf die voralpidische Metamorphose, wie sie in den benachbarten kristallinen Gesteinen durchwegs zu finden sind. Trotz dieser Beobachtungen läßt sich aber nicht ausschließen, daß dieses Gestein ein aberrant ausgebildeter Horizont im Phyllit ist, der aufgrund seines Chemismus andere Mineralparagenesen ausbildete. Von KRECZY & FRANK (1981) wurde die Vermutung ausgesprochen, daß dieser Graphitphyllit dem Kristallin transgressiv aufliegt. Eine neuerliche Bearbeitung ergab, daß zwischen dem Graphitphyllit und dem Kristallin offensichtlich Bewegungen stattfanden, sodaß auch ein tektonischer Kontakt zur Diskussion steht. Weiters lassen sich keine Hinweise auf Transgressionsbildungen beobachten.

PROFILE DURCH DIE ZONE VON PUSCHLIN

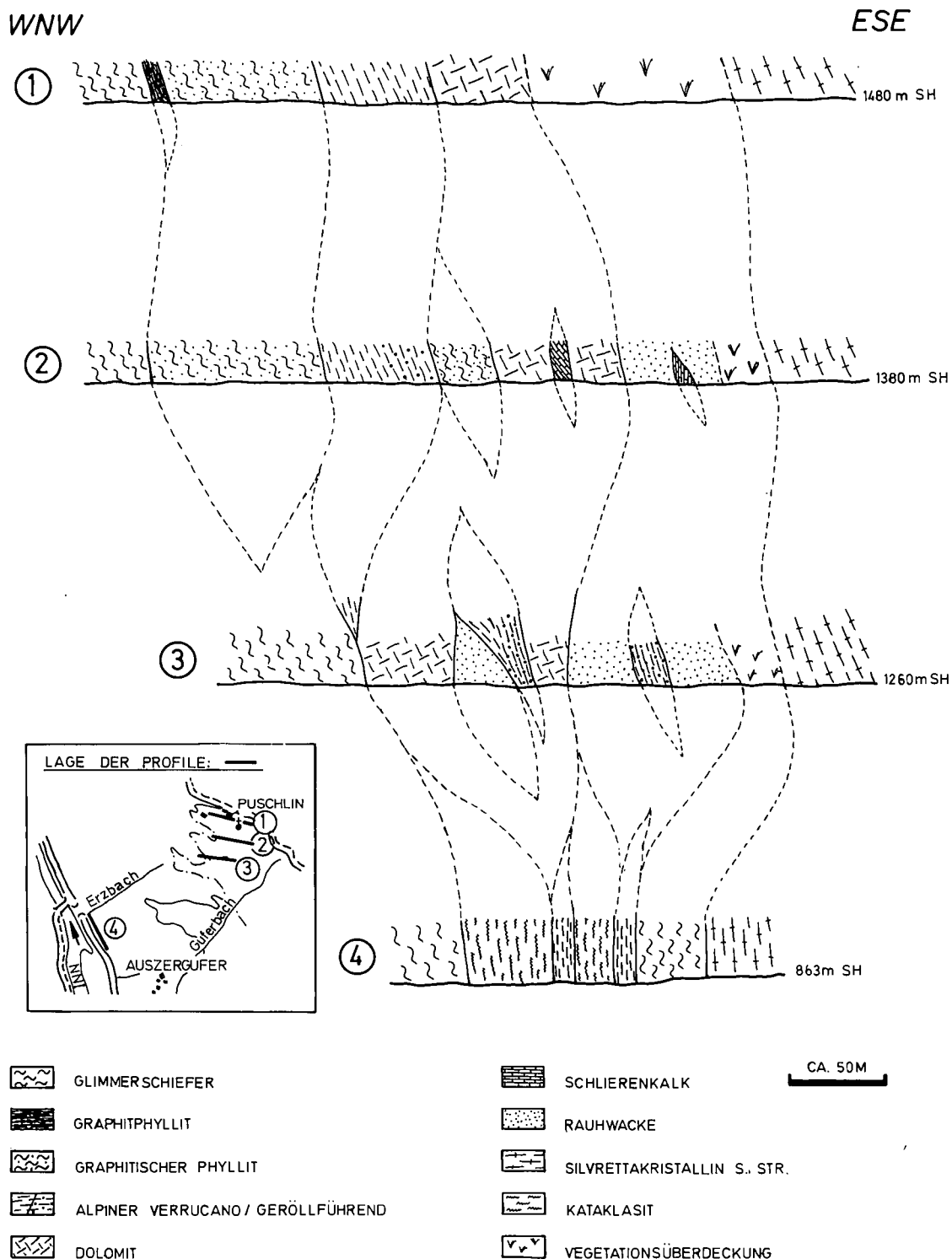


Abb. 2.
Die alpidisch schwach metamorph überprägten Gesteine dieser Zone liegen in Form isolierter Linsen vor, deren stratigraphischer Zusammenhang im Zuge der Tektonik verloren ging.

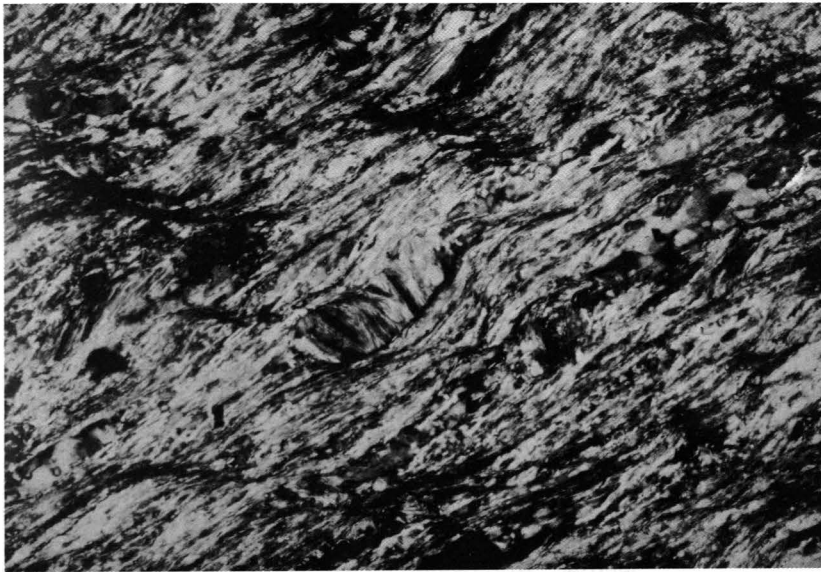


Abb. 3.
Parallel verwachsene Chlorit-Hellglimmeraggregate, die quer zur Schieferung des Graphitphyllites (? Karbon) sprossen.
Aufschluß beim Haus Puschlin Nr. 84.
Gekreuzte Polarisatoren.

Über dem Graphitphyllit folgen im Profil Nr. 1 wechselhaft graphitführende Phyllite, die als linsenförmige Körper im Bereich Puschlin auftreten. Solche Phyllite wurden auch nördlich des Venets, im Gebiet Landeck – Zams, kartiert. Unter dem Mikroskop zeigen diese jedoch die Relikte der variszischen Metamorphose, wie chloritisierte Biotite und Granate sowie serizitisierte Plagioklase.

Ein variables Erscheinungsbild weist der Alpine Verrucano auf, dessen Hauptmasse aus feinkörnigen Serizitschiefern von hell- bis dunkelgrüner, teilweise auch silbriggrauer bis violetter Färbung besteht. Bereichsweise führen sie ca. drei Millimeter große, weiße und tw. rot gefärbte Quarzgerölle. Untergeordnet konnten bis zu 5 Zentimeter große Quarzgerölle beobachtet werden. Eine weitere Variante des Alpiner Verrucanos sind lichtgrüne Serizitquarzite und Metaquarzkonglomerate. Im Dünnschliff zeigen diese Gesteine Anzeichen intensiver Deformation. Die Quarzkörner sind extrem geplättet und in Subkörner zerlegt. Die Hellglimmer wurden zu feinkörnigen Glimmerschlieren ausgeulzt.

Die am häufigsten in dieser Zone vorkommenden Karbonate sind massige, äußerst feinkörnige, weißgraue und dunkelgraue Dolomite, die durch die intensive Tektonik stark zerklüftet wurden. Im Dünnschliff zeigt sich ein feinkörniges und homogenes Karbonat. Die durchgeführten Schlemmversuche brachten kein Ergebnis. Es dürfte sich aber bei diesen Gesteinen um Hauptdolomite und/oder Wettersteindolomite handeln. Untergeordnet treten in diesem Bereich graue bis bräunliche Kalke mit dünnen, sandigen Lagen und Schlieren (Schlierenkalk) auf, die wahrscheinlich in das Anis einzustufen sind.

Grauweiße, bereichsweise rötliche, geschieferte und plattig brechende Kalke, deren sandige Einlagerungen sich nur auf einzelne dünne Schlieren beschränken, sind untergeordnet anzutreffen. Unter dem Mikroskop zeigt sich wiederum ein feinkörniges Karbonat, dessen sandige Einlagerungen aus idiomorphen und xenomorphen Plagioklasen, aus Quarzen und aus vereinzelt auftretenden Hellglimmern bestehen. Angereichert sind in diesen Lagen auch feinkörnige, opake Erze.

Die schlierige Textur, sowie die Ausbildung der terrigenen Komponenten (Re- bzw. Kristallisation) spiegeln

die schwach metamorphe Überprägung dieser Karbonate wider.

Die Rauhwackeneinschaltungen (? Anis) bestehen aus gelbbraunen Zellendolomiten sowie aus sandigen, porösen, rotbraunen Karbonaten. Unter dem Mikroskop zeigt sich ein feinkörniges, intensiv mit Eisenhydroxiden durchsetztes Karbonat.

4. Der Bau des nördlichen Silvrettakristallins (einschließlich Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone) E des Arlbergpasses

4.1. Gesteinsbeschreibungen

4.1.1. Makroskopische Beschreibungen

Phyllitgneis

(= Mu-Bi-Glimmerschiefer in Abb. 6)

Als Phyllitgneis bzw. Muskowit-Biotit-Glimmerschiefer werden phyllitisch, glimmerschieferartig bis gneisig aussehende Gesteine bezeichnet, die nach WINKLER (1979) zu den Gneisen, Feldspat-Quarz-Glimmerschiefern, Glimmerschiefern bzw. zu den quarzitischen Gneisen zu zählen sind.

Der Hauptteil dieser Gesteine besteht aus grauen bis graugrünen, gut geschieferten, feinkörnigen Gesteinen deren Schieferungsflächen dicht mit Hellglimmer, Biotit und \pm Chlorit besetzt sind. Der Phyllitgneis führt durchwegs Granat, der sowohl in der Größe als auch in der Menge stark schwankt. Selten treten die Feldspate als selbständige Körner auf. Teilweise zeigt dieses Gestein auch einen flasrigen Aufbau. Es wechseln glimmerreiche Lagen mit Quarz und Feldspat führenden Lagen ab.

Feldspatknottengneis

Dieses Gestein besitzt einen ausgesprochen gneisigen Habitus und ist kaum vergrünt. Die Feldspatknottengneis wurden in Abb. 6 zu den Mu-Bi-Glimmerschiefern gestellt. Biotit und Hellglimmer sind in ca. gleicher Menge vorhanden und besetzen in Form

schuppiger Aggregate die Schieferungsflächen. Charakteristisch für dieses Gestein sind die rundlichen Feldspatblasten, die in wechselnder Menge das Gestein durchsetzen. Zum Teil sind auch reine Feldspatzeilen ausgebildet. Die Feldspatknottengneise führen Granat. Gegen die angrenzenden Gesteine hin verschwinden die Feldspate allmählich.

Glimmerschiefer

(= Mu-Glimmerschiefer in Abb. 6)

Das vorherrschende Mineral dieser silbrig glänzenden, graugrünen Gesteine ist der Hellglimmer. Chlorit ist durchwegs vorhanden, Biotit tritt makroskopisch kaum in Erscheinung. Die Granate treten in gleicher Weise wie im Phyllitgneis (Mu-Bi-Glimmerschiefer) auf und sind oft randlich, aber teilweise auch vollkommen, chloritisiert. Bereichsweise (z.B. S des Hohen Riffers) führen sie Staurolith. Die Glimmerschiefer beinhalten auch quarzitisches Partien. Die Grenzbereiche zu den benachbarten Gesteinen zeichnen sich durch allmähliche Übergänge aus.

Quarzitische Serie

Das charakteristische Merkmal dieser Serie ist das überwiegende Auftreten von quarzitischen Gesteinen, die mit Glimmerschiefern wechsellagern. Diese quarzreichen Gesteine treten in der Landschaft als Härtlinge hervor. Sie sind von weißgrauer, hell bis dunkelgrauer

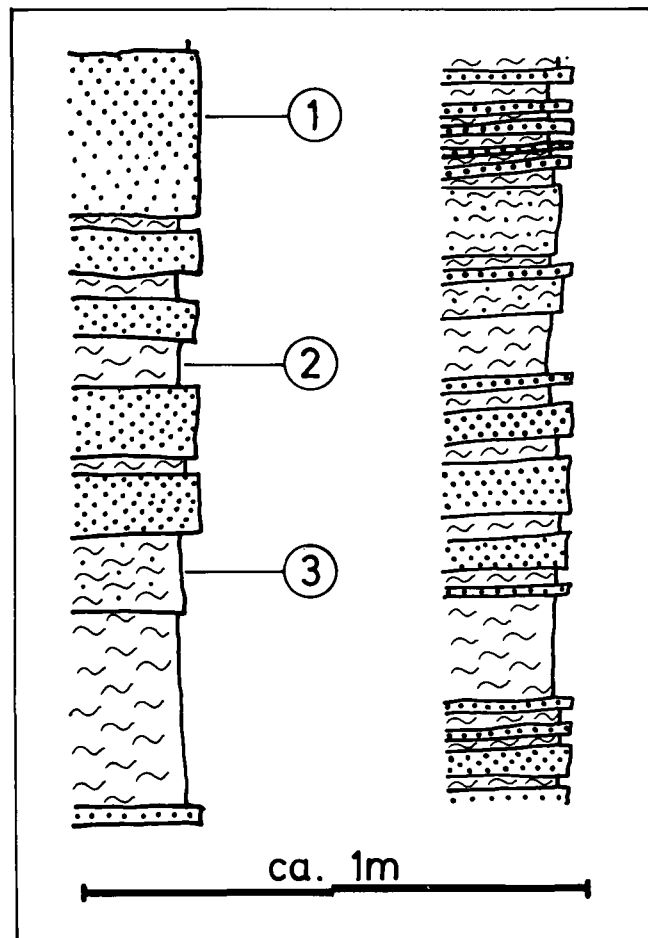


Abb. 4.
Detailprofil aus der Quarzitischen Serie, wie sie am Venet und auch in der nordöstlichen Ferwallgruppe beobachtet wurde.
1 = Quarzite bis Glimmerquarzite, tw. Feldspat und Granat führend; 2 = Muskowit-Glimmerschiefer; 3 = Quarzite mit Einlagerungen von Glimmerschieferfasern.

oder grünlicher Farbe und führen durchwegs Hellglimmer, zum Teil aber auch Feldspat und Granat. Ihre petrographische Einstufung (nach WINKLER, 1979) variiert zwischen Quarzit, Feldspatquarzit, Glimmerquarzit und Quarz-Glimmerschiefer.

Die Glimmerschieferzwischenlagerungen schwanken in ihrer Mächtigkeit stark. Bereichsweise liegen keine Wechsellagerungen vor, sondern die quarzitisches Gesteine enthalten Fasern von Glimmerschiefern. In der geologischen Übersichtskarte (Abb. 6) wurden sie gemeinsam mit den Mu-Glimmerschiefern ausgeschieden.

Amphibolit, Hornblendegneis, Albit-Chloritschiefer

Diese Gesteine treten in sehr unterschiedlich mächtigen Lagen und Linsen auf. Die Amphibolite sind durchwegs sehr feinkörnig und von dunkelgrüner bis schwarzer Farbe. Sie führen in wechselnder Menge Epidot, der auch in Klüften auftritt, und Plagioklas. Zum Teil weisen sie dünne Einschaltungen von Paragneisen und Glimmerschiefern auf. Im Bereich des Kleingfallkopfes wurden Hornblendegneise beobachtet, die teilweise einige dünne Amphibolitlagen beinhalten. Die bis zu 2 cm langen Hornblenden liegen unregelmäßig in der feinkörnigen Gneismatrix. Die Albit-Chloritschiefer erreichen nach HAMMER (1918) bis zu einigen Metern Mächtigkeit und eine Längserstreckung von max. 300 Metern. Es sind dies schiefrige, feinkörnige, dunkelgrüne Gesteine, die im Querbruch oft kleine, weiße Feldspatknotten zeigen. Teilweise sind sie von Kalzit- und Quarzadern durchzogen.

Vulkanitserie

Diese besteht aus feinkörnigen, weißgrauen Biotitorthogneisen, die zum Teil mit Dezimeter- bis Zehnermeter mächtigen, feinkörnigen Amphiboliten wechsellagern. Die Amphibolite führen bereichsweise Epidot.

Muskowitgranitgneis und Biotit-Muskowitaugengneis

Die weißgrauen, wechselnd intensiv geschieferten Muskowitgranitgneise liegen in Form unterschiedlich mächtiger Linsen vor. Sie führen nur sehr wenig Hellglimmer und die Feldspate erreichen Durchmesser bis zu zwei Zentimetern. Sie wurden im Venetgebiet und N des Riffler-Orthogneiskomplexes kartiert.

Der Biotit-Muskowitaugengneis baut größtenteils die Gipfelregion um den Hohen Riffler auf. Der Biotit herrscht gegenüber dem Muskowit deutlich vor. Die K-Feldspate liegen in lockerer Streuung im Gestein und erreichen Größen zwischen einem und drei Zentimetern. In den Randbereichen ist dieses Gestein teilweise vergrünt. In Abb. 6 wurden beide Gesteine gemeinsam als Orthogneis ausgeschieden.

4.1.2. Die mikroskopische Ausbildung der Minerale

Da die Gesteine durchwegs sehr ähnliche Mineralbestände aufweisen, beschränken sich die Ausführungen hier auf eine kurze Beschreibung der Hauptgemengteile, die fast ausnahmslos die Folgen einer retrograden Metamorphose und zum Teil einer intensiven Deformation zeigen.

Die Granate erreichen Durchmesser zwischen einem und ca. sieben Millimetern, sind überwiegend idiomorph und zeigen sehr oft ein rotiertes Interngefüge. Entlang der Spaltrisse beginnt die Umwandlung in Chlorit (vermutlich Mg-Fe Chlorit) und teilweise auch in

Serizit. Zum Teil findet man nur mehr Pseudomorphosen von Chlorit und Serizit nach Granat vor.

Die Feldspäte, Albite bis Oligoklase, sind vorwiegend xenomorphe Poikiloblasten. In den Diabasen bilden sie leistenförmige Kristalle aus. Zwillingsbildungen sind untergeordnet vorhanden. Die Feldspatknottengneise beinhalten rundliche poikiloblastische Albitblasten. Während die Albite in den Feldspatknottengneisen kaum zersetzt sind, sind sie in den Phyllitgneisen im Gebiet S des Venet überwiegend serizitisiert. Dies dürfte zum Teil auch auf die Deformation im Nahbereich der Zone von Puschlin – Thialspitze zurückzuführen sein.

Bei der mikroskopischen Untersuchung stellte sich auch heraus, daß der Biotit ein viel häufigerer Gemengteil ist, als man makroskopisch vermuten würde. Die Diaphthorese bewirkt zuerst eine Bleichung und dann eine vom Rand her fortschreitende Chloritisierung.

Der Hellglimmer ist häufig parallel mit dem Biotit und dem Chlorit verwachsen, wobei der Chlorit vermutlich retrograd aus dem Biotit entstand. Mikroskopisch lassen sich drei Arten von Chlorit unterscheiden. Der aus dem Biotit entstandene zeigt anormal blaue (wahrscheinlich Fe-Mg Chlorit), der aus dem Granat abzuleitende normale Interferenzfarben. Beide weisen eine blaß gelbgrüne Eigenfarbe auf. Bei den vermutlich primär, prograd gewachsenen Chloriten mit kräftig grüner Eigenfarbe und anormal brauner Interferenzfarbe dürfte es sich um Mg-Fe Chlorite handeln.

Das Erscheinungsbild der Quarze hängt mit der Intensität der Deformation zusammen. In undeformierten Bereichen sind sie kaum undulös, und sie zeigen glatte Großwinkelkorngrenzen. Mit zunehmender Deformation stellen sich Korngrenzwanderungen, Subkornbildungen und feine Rekrystallisate ein.

Gut erhaltene Staurolithe konnten im Zweiglimmerschiefer S Puschlin, wo auch reichlich Sillimanit vorkommt, im Bereich der Lader Urgalpe und weiter im W im Gebiet um den Hohen Riffler nachgewiesen werden (NOWOTNY & PESTAL, 1985). Hier liegen sie auch oft in Form von Serizitpseudomorphosen, die teilweise noch Reste von Staurolith enthalten, vor. Südlich von Landeck wurden beiderseits des Inntales sowohl Pseudomorphosen als auch reliktsch erhaltene, mikroskopisch kleine Staurolithe gefunden. Sie kommen dort gemeinsam mit Chloritoid vor, der teilweise im Granat eingeschlossen ist und kleine, schieferungsparallel liegende Kristalle bildet.

Die Hornblendens in den Amphiboliten und Hornblendegneisen zeigen eine blaß bis kräftig grüne Eigenfarbe. Sie wurden von der Diaphthorese kaum erfaßt, sodaß sie lediglich entlang der Spaltrisse leichte Chloritisierungen aufweisen.

4.2. Der geologische Bau

Am breitesten ist die „Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone“ im Bereich des Venets entwickelt. Im Kambereich des Venets liegen die Gesteine flach, nördlich und südlich schwenken sie in steiles Südfallen um und bilden so eine, den ganzen Venet umfassende, großräumige Antiklinale, deren Faltenachse E–W streicht. Die Gesteine streichen ebenfalls durchwegs ca. E–W. Die Grenze zu den Kalkalpen ist, wie die Süd-

grenze zum Öztaler- und Silvrettakristallin s.str., tektonisch stark überprägt.

Den Bereich Mittagsspitze – Großfallkopf – Kleingfallalpe bauen im großen und ganzen die gleichen Gesteine wie den Venet auf. W. HAMMER (1919) kartierte im Gebiet Hoher Riffler, Großfallkopf, und Pezinerspitze Granat und Staurolith führende Glimmerschiefer und Zweiglimmerschiefergneise (Biotitplagioklasgneise). Beide Gesteine wurden von ihm dem Silvrettakristallin zugeordnet. Nördlich davon schied er die Gesteine der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone aus.

Die Neukartierung erbrachte ein anderes Bild. Es kann in diesem Gebiet weder eine tektonische noch eine petrographische Grenze zwischen „Phyllitgneiszone“ und „Silvrettakristallin s.str.“ gezogen werden. Die Gesteine der Phyllitgneiszone sind mit denen des Silvrettakristallins ident. Die Gesteine liegen in konkordanter und ungestörter Abfolge aufeinander und streichen über die postulierte Grenze Phyllitgneisdecke – Silvrettadecke hinweg. Es besteht dem Geländebefund nach auch keine Möglichkeit sie weiter nach N oder S zu verlegen, wie die Aufnahmen von A. NOWOTNY und G. PESTAL auf dem Blatt Landeck zeigen. Weiters konnte durch die Neukartierung gezeigt werden, daß die Gesteine der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone in die Schlingentektonik des Silvrettakristallins mit einbezogen sind. Die auch in diesem Gebiet auftretenden Mylonite und Kataklasite konzentrieren sich überwiegend auf Zonen, wo feste Gesteine, wie z.B. der Orthogneiskomplex des Hohen Riffler, an weniger feste, wie die Glimmerschiefer, grenzen. Lokale Deformationszonen dieser Art lassen sich im Kristallin dieser Region oft beobachten; sie treten gehäuft im alpidisch stark beanspruchten Stirnbereich des Kristallins und im Grenzbereich zu den Nördlichen Kalkalpen auf.

5. Metamorphose

5.1. Voralpidische Metamorphosen

Die variszische Metamorphose ist das dominante Metamorphoseereignis, dem im wesentlichen die vorliegenden Paragenesen dieses Kristallins zuzuschreiben sind. Durch Rb/Sr und K/Ar Glimmerdatierungen gelang es, dieses Ereignis in einen Zeitraum zwischen 270 und 300 Millionen Jahren einzustufen (THÖNI 1982).

HOERNES (1970) unterteilte das Silvrettakristallin in verschiedene Mineralzonen; in eine Staurolithzone, in eine Disthen-Sillimanitzone und in eine Sillimanitzone. Die Grenzen dieser Mineralzonen verlaufen diskordant zum tektonischen Bau.

AMANN (1985) gliederte das nördliche Silvrettakristallin in eine Disthenzone, in eine Sillimanitzone und in Bereiche ohne Al_2SiO_5 -Modifikationen. Staurolith beschrieb er aus der gesamten Sillimanitzone. Die nördlichsten Anteile dieses Kristallins, die Quarzphyllite nach HAMMER (1919), werden als die schon variszisch am schwächsten metamorphen Bereiche interpretiert. So konnten z.B. nördlich des Venets, im Grenzbereich zu den Nördlichen Kalkalpen, granatfreie Phyllite beobachtet werden; an der Straße S Landeck wurden bei Urgen variszische Chloritoide (z. Teil im Granat eingeschlossen) und Pseudomorphosen nach Staurolith gefunden. HOERNES und PURTSCHELLER (1970) beschrieben von der gleichen Lokalität noch reliktsch erhaltene

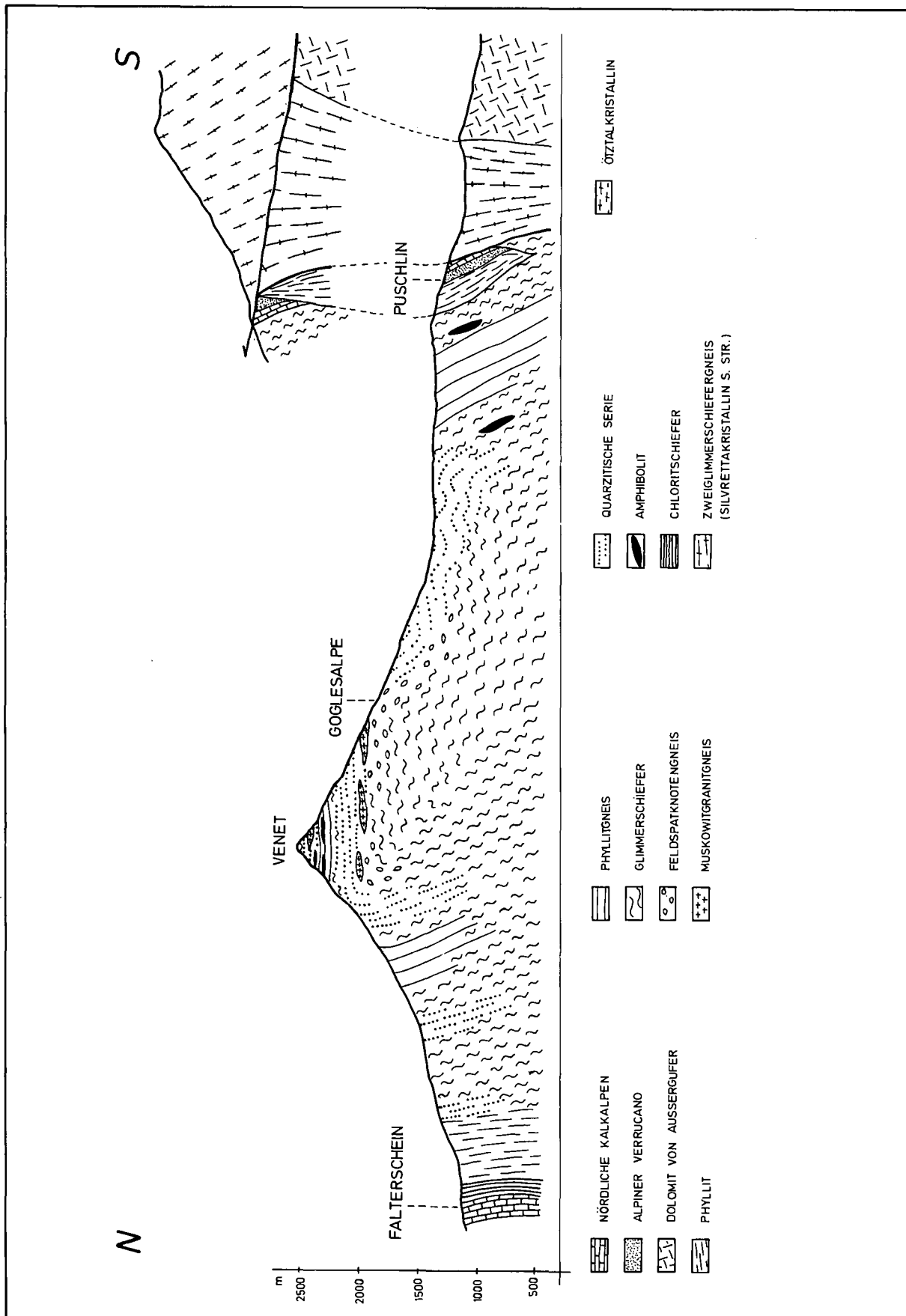










Abb. 5. Profil durch den Venet nach ROCKENSCHAUB & THEINER (1984). Der Kontakt zu den nördlichen Kalkalpen ist tektonisch stark überprägt. Im Süden wird die Antiklinale von der intensiv tektonisierten Zone von Puschlin begrenzt, in der zahlreiche permomesozoische Gesteinsschollen eingelagert sind. Diese Zone trennt im Bereich des Venets das höher metamorphe Silivrettkristallin (Sillimanit führende Zweiflimmerschiefergneis) vom schwächer metamorphen, stark retrograd überprägten Anteil des Silivrettkristallins (Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone).

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER ÖSTL. FERWALL GRUPPE

NACH DEN AUFNAHMEN VON:

A. NOWOTNY & G. PESTAL (1985-89) UND M. ROCKENSCHAUB (1987)

- LEGENDE:
-  Orthogneis
 -  Mu.-Bt. Glimmerschiefer
 -  Mu. Glimmerschiefer
 -  Vulkaniterie
 -  Amphibolit
 -  Mylonit, Kataklasit
 -  Postulierte Grenze zw. Mittel- u. Oberostalpin
 -  Lage der Profile

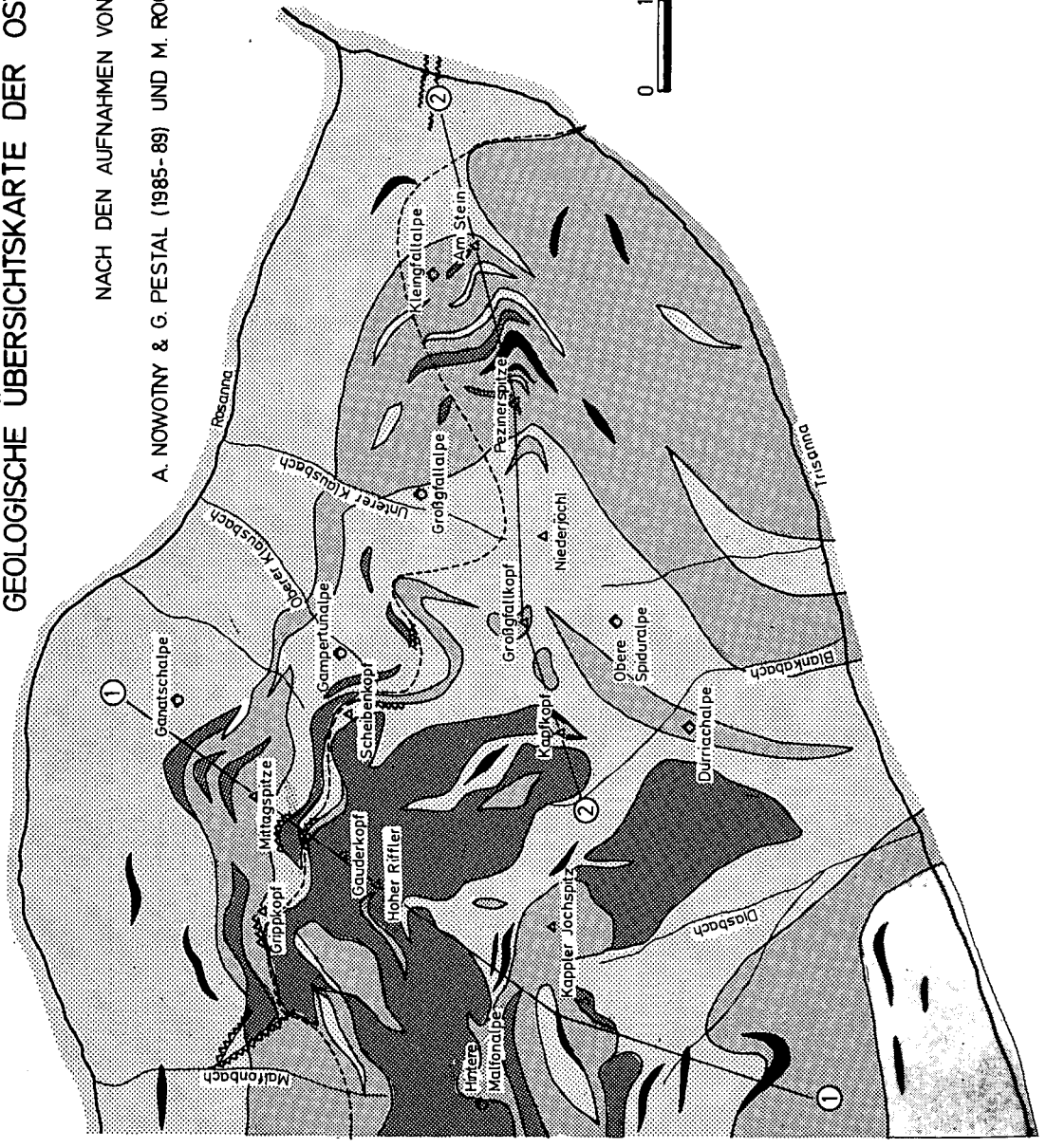


Abb. 6. Aus dieser vereinfachten geologischen Karte ist ersichtlich, daß die Gesteinsserien quer über die von A. TOLLMANN postulierte Deckengrenze (oberostalpine Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone – mittelostalpine Silvertaedecke) hinwegstreichen. Die Gesteine der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone sind in die nördlichsten Ausläufer der Schlingentektonik mit einbezogen. Die hier lokal auftretenden Mylonite sind meist an Zonen gebunden, wo Gesteine unterschiedlicher Kompetenz aneinandergrenzen. Mylonite sind im tektonisch stärker beanspruchten nördlichen Stirnteil des Kristallins häufiger anzutreffen als im Süden.

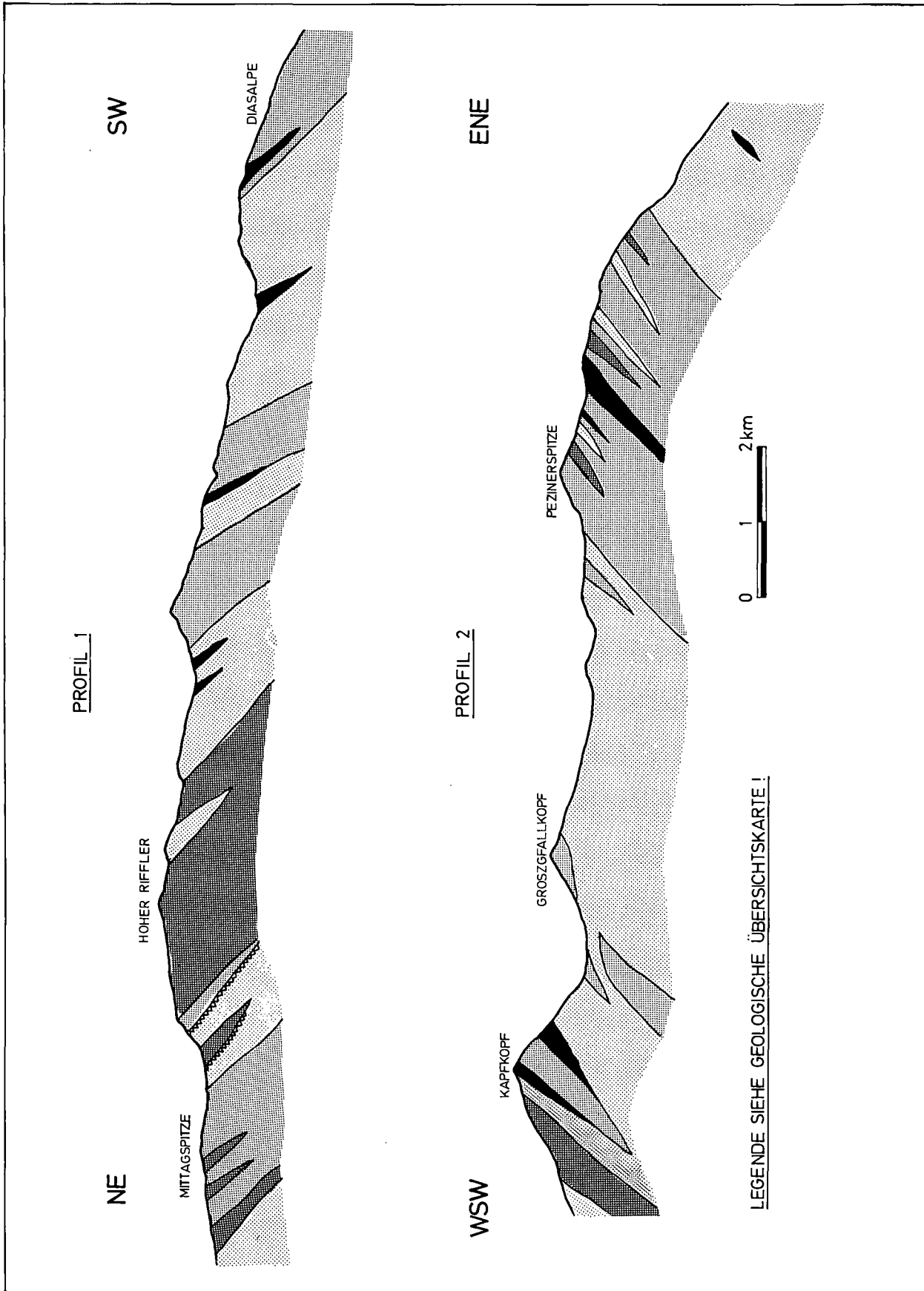


Abb. 7.
 Profile durch die nordöstliche Ferwallgruppe.
 Die Legende und die Lage der Profile sind aus Abb. 6 ersichtlich.

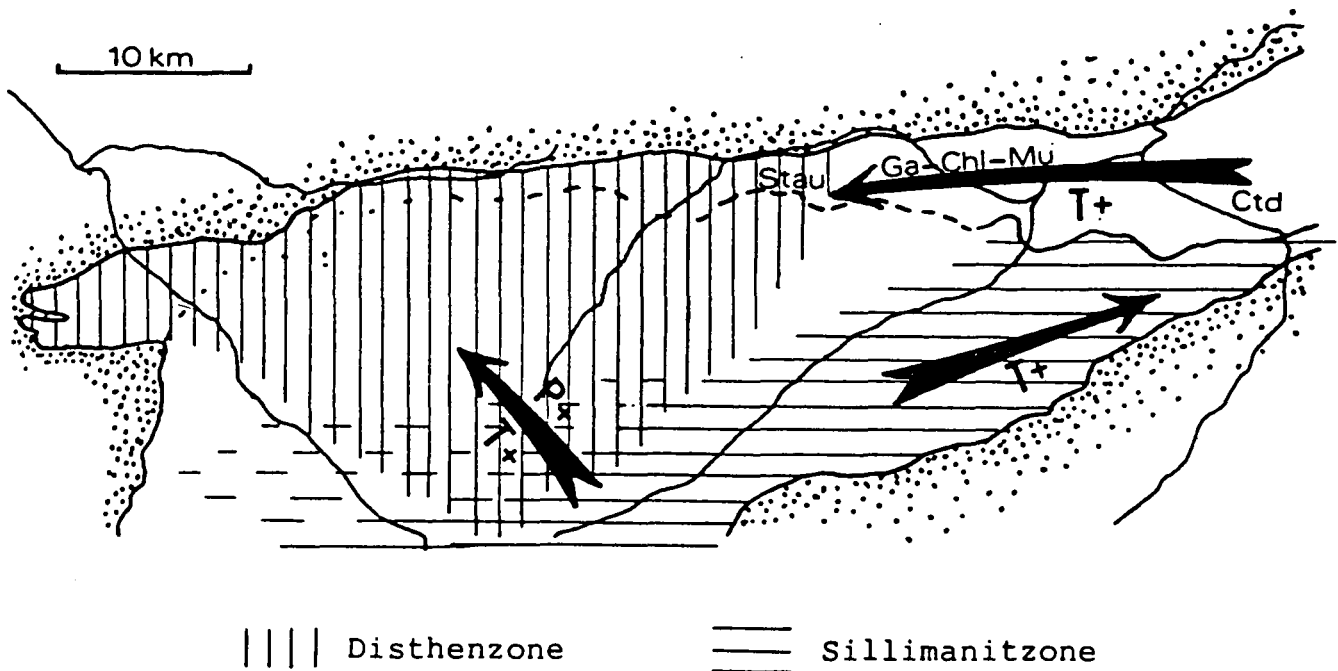


Abb. 8. Überblick über die Trends der variszischen Metamorphose im nördlichen Silvrettakristallin nach AMANN (1985, Abb. 51). Der linke Pfeil trifft nur unter der Voraussetzung zu, daß die Granate in etwa gleichzeitig entstanden.

Staurolithe. Es ist daher möglich, daß im Norden (bei Landeck) die Granatzone nicht erreicht wurde. Der Beginn der Staurolithzone dürfte südlich im Bereich von Urgen liegen, wo sich auch der Kern der den ganzen Venet umfassenden Antiklinale befindet. In den nördlichen Anteilen des Silvrettakristallins, einschließlich der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, die zu diesem gestellt wird, nimmt die variszische Metamorphose auch von E gegen W hin zu (AMANN 1985).

MOSTLER (1972) beschreibt aus dem Montafon post-variszische Sedimente, die, örtlich ohne Störung, dem Phyllitgneis aufliegen. Konglomerate, die sich ausschließlich aus Komponenten des darunterliegenden Kristallins zusammensetzen, weisen teilweise diaphthoritische Erscheinungen auf, was als Beleg für eine variszisch retrograde Überprägung dieses Kristallinabschnittes gewertet wurde.

5.2. Alpidische Metamorphose

Die kretazische Metamorphose, die ihr Temperaturmaximum zwischen 85 und 100 Mio. Jahren erreichte (THÖNI, 1982), schneidet die variszischen Mineralzonen des Ötz- und Silvrettakristallines diskordant ab. Die alpidischen Mineralzonen streichen etwa NE-SW. Die höchsten Temperaturen, nämlich amphibolitfazielle, erreichte die alpidische Metamorphose im Bereich des Schneeberger Zuges. Gegen NW hin nimmt die Metamorphose bis zur niedrig temperierten Grünschieferfazies im Bereich Landeck kontinuierlich ab. Dort konnten alpidisch gesprossener Chloritoid im Phyllit, aber auch Stilpnomelan im Diabas nachgewiesen werden.

Eine Reihe alpidisch gewachsener Minerale wurden von AMANN (1985) aus dem Abschnitt Landeck - Stuben beschrieben. Ab etwas E von Stuben tritt Pyrophyllit sowohl im Alpinen Verrucano als auch im Kristallin auf. Die basalen Gitterabstände der Kristalle verkleinern sich von W gegen E, was für eine Zunahme

der alpidischen Metamorphosetemperatur spricht. Der Pyrophyllit wird S Landeck vom Chloritoid abgelöst. Paragonit wurde aus dem Kristallinabschnitt zwischen St. Anton und Landeck beschrieben.

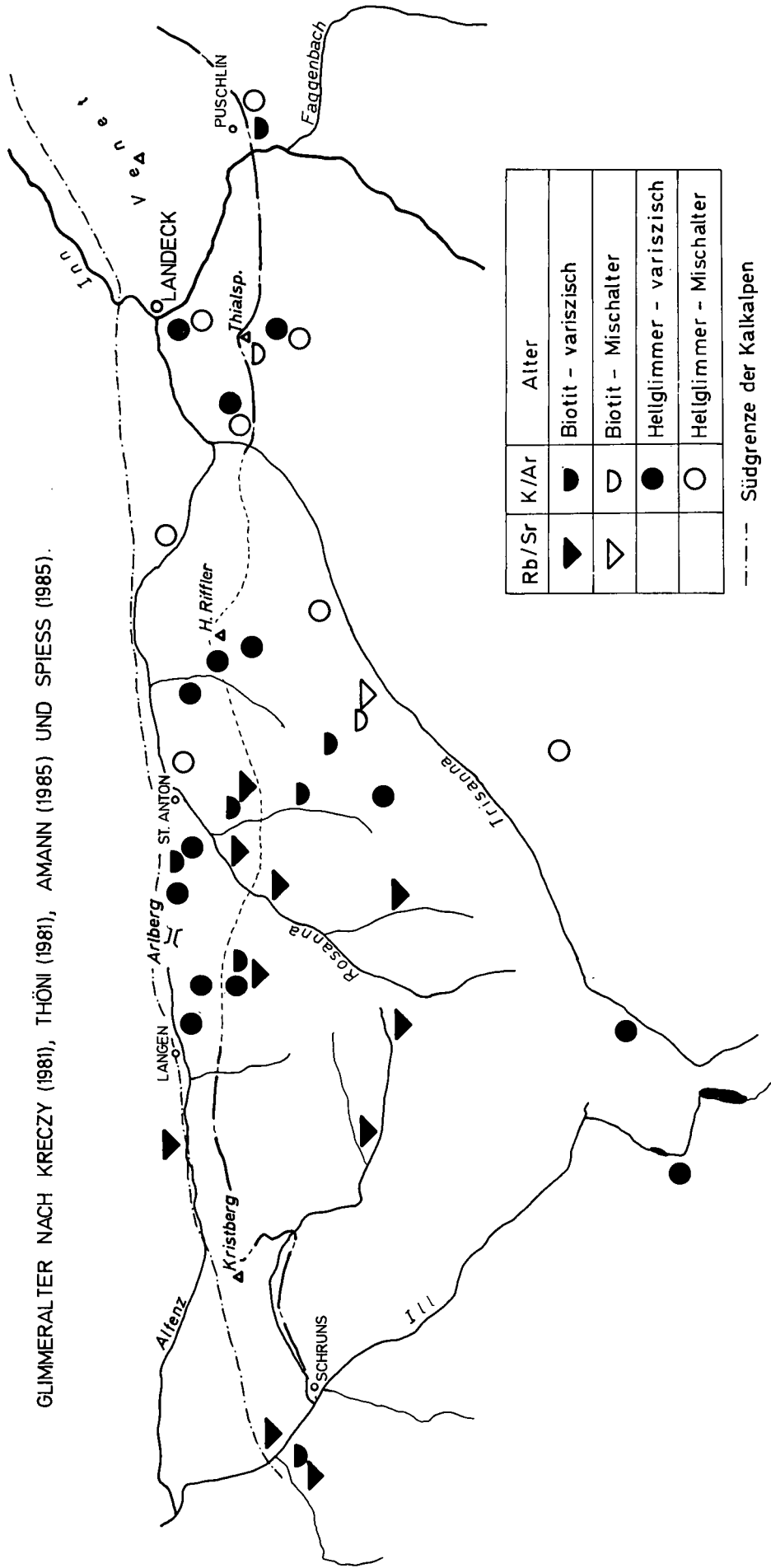
Aus dieser Mineralzonierung lassen sich für das Gebiet knapp westlich des Arlberges alpidische Temperaturen zwischen 310 und 375°C ableiten (Stabilität von Pyrophyllit; je nach Autor und zugrundeliegendem Druck; VELDE & KORNPROBST, 1970; THOMPSON, 1970). Alpidische Temperaturen von mehr als 330°C sind für den Bereich ab ca. E St. Anton durch das Auftreten von Paragonit belegt. Bei Landeck, wo Stilpnomelan im Diabas gefunden und dessen obere Stabilitätsgrenze mit 440°C bei 4 kb (HEMLEY et. al., 1961) angegeben wurde, ist mit einer alpidischen Temperatur zwischen 330°C und max. 440°C (NITSCH 1969) zu rechnen. Mittels Kalzit-Dolomit Geothermometer berechnete AMANN aus einer Karbonatprobe von Glittstein im Trisannatal eine alpidische Gleichgewichtstemperatur von 370°C.

Sehr deutlich weisen die weit verbreiteten retrograden Mineralumwandlungen auf die alpidische Überprägung hin. Teilweise bis vollkommene Chloritisierung von Granat, Biotit und Hornblende, sowie die Serizitisierung der Feldspäte und des Staurolithes (z.T. auch der Granate) sind Ausdruck dieser Überprägung. Je nach Intensität der Deformation ist sie stärker oder schwächer entwickelt.

6. Geochronologie

Geochronologisch wurde die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone, einschließlich dem nördlichen Silvrettakristallin s.str., von KRECY (1981), THÖNI (1982), AMANN (1985) und SPIESS (1985) bearbeitet. Aus diesen Untersuchungen läßt sich ein deutlicher Trend einer von W gegen E hin ansteigenden alpidischen Temperatur ableiten. Die Isothermen streichen ca.

GLIMMERALTER NACH KRECZY (1981), THÖNI (1981), AMANN (1985) UND SPIESS (1985).



Rb/Sr	K/Ar	Alter
▲	●	Biotit - variszisch
△	○	Biotit - Mischalter
	●	Helglimmer - variszisch
	○	Helglimmer - Mischalter

--- Südgrenze der Kalkalpen

- · - · - Kartierte bzw. postulierte Grenze zw.

Sivretakristallin s. str. u. Phyllitgneiszone

Abb. 9. Die Glimmeralter weisen nach E hin einen Trend zu jüngeren Altern auf. Es ist dies der Einfluß der alpidischen Metamorphose, deren Isothermen ca. NE-SW streichen und deren Einfluß auch noch an den angrenzenden Kalkalpen nachweisbar ist. Es konnten auch keine Altersunterschiede zwischen den Gesteinen nördlich und südlich der postulierten Deckengrenze festgestellt werden.

NE-SW und queren die von TOLLMANN postulierte tektonische Grenze Phyllitgneiszone – Silvrettakristallin.

In Abb. 9 sind diese Daten zusammengefaßt. Das Ausmaß der schwachtemperierten alpidischen Überprägung spiegeln sowohl die Biotite als auch die Hellglimmer wider. Der $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ -Verlust beginnt wie der des $^{87}\text{Sr}_{\text{rad}}$ bei den Biotiten in einem polymetamorphen wiederaufgewärmten Kristallin bei $300 \pm 20^\circ\text{C}$ (THÖNI, 1982), wobei sich zuerst Mischalter einstellen, die kein geologisches Ereignis datieren. Erst bei Temperaturen über 400°C kann bei Biotiten mit einer vollkommenen Verjüngung gerechnet werden. Bei Hellglimmern beginnt der Verlust von radiogen gebildetem ^{40}Ar erst ab $350 \pm 30^\circ\text{C}$, ein vollkommener Verlust ist aber erst bei Temperaturen über 450°C gewährleistet. Um das Rb/Sr-System der Hellglimmer zu ändern sind Temperaturen über 500°C notwendig.

Im nördlichen Silvrettakristallin (einschließlich Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone) wurden im West- und Mittelabschnitt ausschließlich variszische Abkühlalter berechnet. Die Hellglimmeralter streuen zwischen 340 und 301 Mil. J., die Biotitalter zwischen 349 und 277 Mil. J.. Die durch die kretazische Metamorphose verursachten Mischalter treten erst im Bereich des nördlichen Paznauntales bzw. des östlichen Stanzertales auf. Es wurden hier sowohl Biotite als auch Hellglimmer verjüngt, was auf alpidische Temperaturen über $350 \pm 30^\circ\text{C}$ schließen läßt.

7. Geologische Entwicklung und Tektonik

Das hauptsächlich amphibolitfaziell metamorphe Silvrettakristallin erfuhr teilweise in spätvariszischer Zeit eine leicht retrograde Überprägung, die vermutlich durch eine Hebung verursacht wurde (MOSTLER, 1972 und AMERON et. al., 1982). Diese Hebung, die im S stärker sein mußte, da dort höher metamorphes Kristallin zu Tage tritt als im N, führte zu einem schräg zu den Metamorphosezonen verlaufenden erosiven Anschnitt. Im N und NE konnten sich die schwach metamorphen

Anteile des Silvrettakristallins (Quarzphyllit und Phyllitgneis) erhalten. Nach AMERON et. al. (1982) wurde das erodierte Material in intramontanen Becken, mit zum Teil marinem Einfluß, abgelagert. Ein lokal hoher Matrixanteil und die Verwitterungserscheinungen der Gerölle lassen auf eine längere Verwitterungsperiode schließen.

Die basalen, hochoberkarbonen Sedimente beinhalten ausnahmslos Komponenten des unterlagernden Kristallins. Auch die Schwermineralführung der Sedimente entspricht diesem vollkommen. Die klastischen Sedimente, die in die karbonatische Sedimentation der Nördlichen Kalkalpen überleiten, belegen einen transgressiven Verband mit dem Silvrettakristallin (Phyllitgneiszone). Es wurden lediglich sekundäre Bewegungen untergeordneter Bedeutung beschrieben.

Wie auch schon frühere Bearbeiter immer wieder betonten, läßt sich eine tektonische Linie, die zur Abtrennung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone vom Silvrettakristallin führte, nur teilweise nachweisen. Es ist dies im E zwischen Venet, Thials Spitze und Trisannatal möglich, wo sie durch mächtige Mylonitzonen und Schollen von permomesozoischen Gesteinen markiert ist. Im Bereich des Thials Spitzes liegen die permomesozoischen Gesteine, die diese tektonische Linie markieren, nicht an einer petrographischen Grenze, sondern es liegen im Hangenden und Liegenden die gleichen Gesteine vor (pers. Mitt. von A. NOWOTNY und G. PESTAL). Im Bereich westlich des Trisannatales läuft diese Deformationszone aus, und es lassen sich weder lithologische noch strukturelle Hinweise finden, die eine Abtrennung einer "Phyllitgneisdecke" vom "Silvrettakristallin" rechtfertigen. Die Gesteinsserien streichen ohne Störung über die postulierte Grenze hinweg und sind noch in die nördlichsten Elemente der Schlingentektonik mit einbezogen. Im Westen enthalten beide Zonen Granate gleicher chemischer Zusammensetzung, während sie sich im Osten, wo eine tektonische Linie erkennbar ist, unterscheiden (AMANN, 1985). Wie die Kartierungen am Venet zeigten, ist auch eine tektonische Abtrennung des Quarzphyllites (entspricht dem Phyllit in der Abb. 5) vom Phyllitgneis nicht möglich. Im Westen zeichnete REITHOFER (1937) erst wieder west-

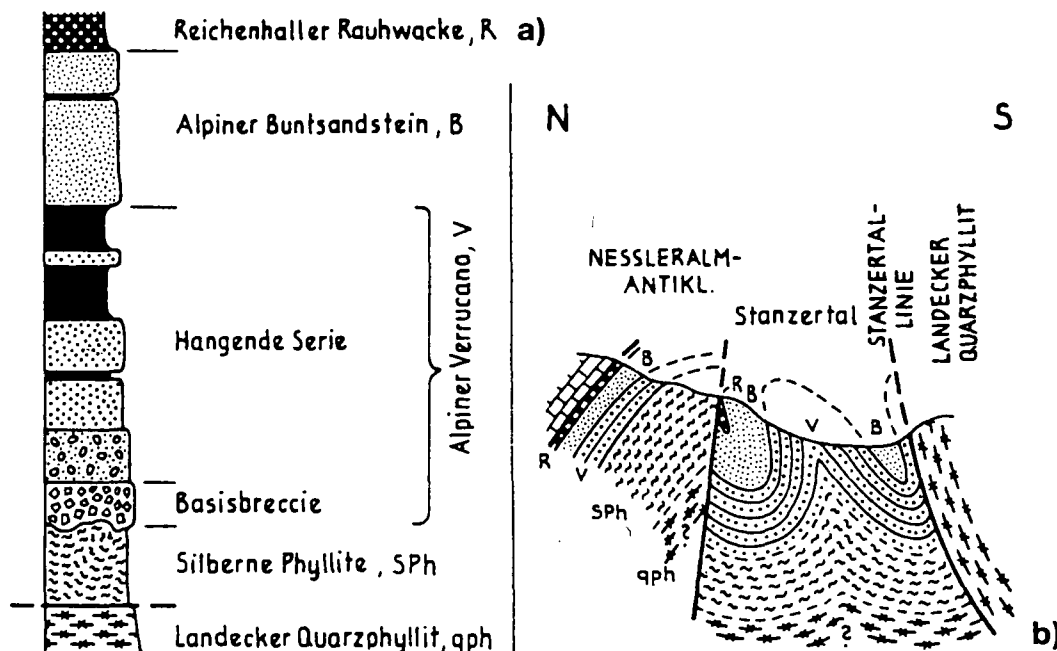


Abb. 10.
a) Stratigraphisches Übersichtsprofil des Permoskyth mit seiner Unterlage im Stanzertal. Gesamtmächtigkeit ca. 300 m; nach STINGL (1984, Abb. 1).
b) Profil durch die Grenzzone Nördliche Kalkalpen – Phyllitgneiszone bei Sagwald – Naßleralm nach STINGL (1984, Abb. 2 b).

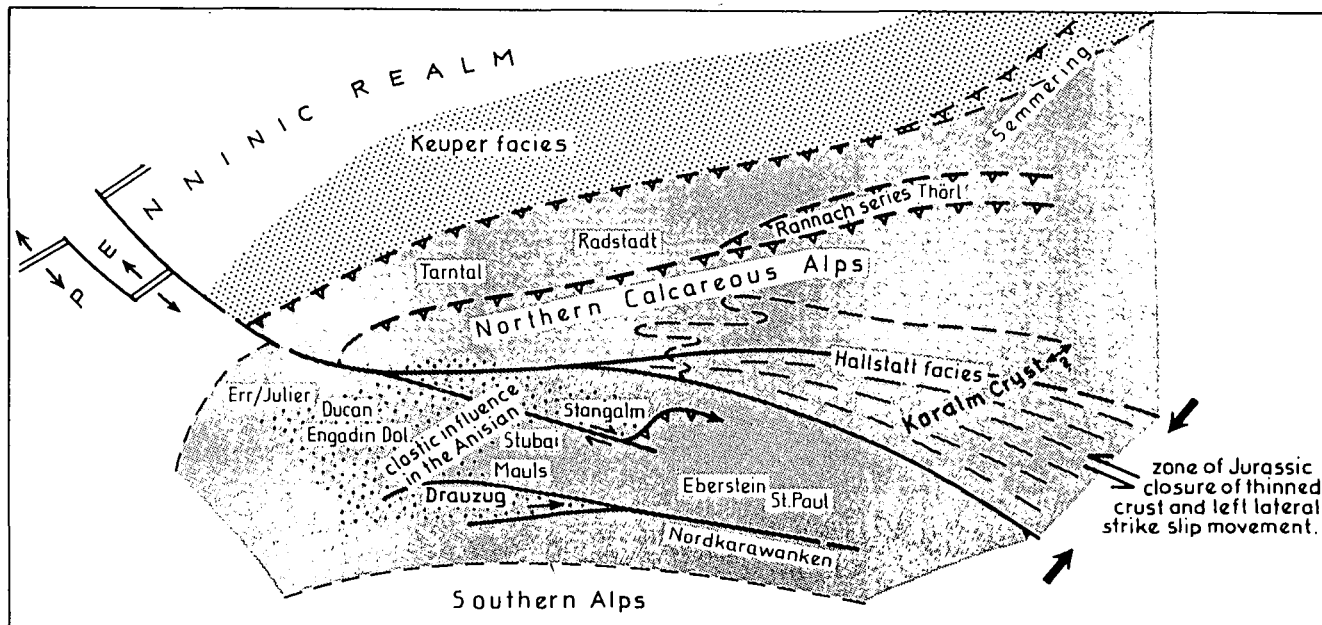


Abb. 11.
Vereinfachte palinspastische Karte der Ostalpen vor der kretazischen Tektonik nach FRANK (1987, Fig. 8).

lich von Langen eine tektonische Linie zwischen „Phyllitgneis“ und „Schiefergneis und Glimmerschiefer“ (Silvrettakristallin). Es dürfte hier eine ähnliche Situation wie bei Puschlin vorliegen. D. h. auch der westlichste Abschnitt wurde so wie der Ostabschnitt intensiver in die alpidische Tektonik einbezogen (vergl. OBERHAUSER, 1970).

Die strukturelle Entwicklung dieser Zone könnte man sich so vorstellen, daß in einer frühen Phase die Stirnbereiche des Kristallins teilweise abgeschert wurden und die Permomesozoika von Puschlin – Thialspitze in ihre heutige Position kamen. In diesem Zusammenhang dürften auch W bzw. NW gerichtete Bewegungen eine gewisse Rolle gespielt haben. Diesbezügliche Hinweise geben westvergente Falten in Mylonitzonen und die Quarz c-Achsenregelungen von Proben aus dem Alpenen Verrucano bei Puschlin. Darauf folgend kam es im Zuge einer starken Einengung zur Auffaltung der Antiklinale des Venets und zur Steilstellung bzw. Überkipfung der Grenze zu den Kalkalpen, die noch intensiv tektonisch überprägt wurde.

Die B-Achse dieser den ganzen Venet umfassenden Antiklinale streicht ca. W-E und verläuft vermutlich in Richtung Flirsch und Schnann. Hier dürfte sich die Antiklinalstruktur allmählich verlieren, bzw. der nördliche Schenkel könnte schon unter den Kalkalpen begraben liegen. Ein Hinweis auf eine solche Situation findet sich bei STINGL (1984).

Die Grenzzone zwischen dem Kristallin und den Nördlichen Kalkalpen ist durchwegs tektonisch stark überprägt (Stanzertallinie). Die permomesozoischen Gesteine sind großteils intensiv verfaultet, verschuppt und überkippt, sodaß sie oft unter das Kristallin einfallen. STINGL (1984) rekonstruierte für diese Zone ein kompliziertes Bewegungsbild mit extremer nordvergenger Einengung, bei der es in den permomesozoischen Sedimenten zur Ausbildung von Isoklinalfalten kam. Anschließend, verursacht durch die NW Bewegung des Kristallins, bildeten sich Verschuppungen aus, die wiederum durch NE gerichtete Blattverschiebungen überprägt wurden.

Da die Phyllitgneiszone, als Teil des Silvrettakristallins mit den Nördlichen Kalkalpen transgressiv verbunden ist, muß angenommen werden, daß zumindest Teile des nördlichen Silvrettakristallins als Basis der Nördlichen Kalkalpen fungierten. Die Hauptmasse dieser kristallinen Basis dürfte jedoch in Form von Lamellen abgeschert und subduziert (FRANK, 1983 und 1987) worden sein. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone wird von FRANK (1987, Fig. 9) als Nordoberostalpine paläozoische Deckserie des Kristallins eingestuft. Die durchgeführten mikroskopischen Untersuchungen, sowie der Verband der Schichten der „Phyllitgneiszone“ mit dem „Silvrettakristallin“ (tw. Einbeziehung beider Zonen in die Schlingentektonik), sprechen dafür, daß die „Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone“ als diaphthoritischer bzw. schon primär schwächer metamorpher (vermutlich altpaläozoischer) Anteil des Silvrettakristallins anzusprechen ist. Die Sedimentationsräume der Nördlichen Kalkalpen werden in der Trias tw. auf bzw. nördlich und nordöstlich des Silvrettakristallins angesiedelt. Der terrigene Einfluß in den südlichen Nördlichen Kalkalpen wird in direkter Verbindung mit dem „sandigen Anis“ der Engadiner Dolomiten gesehen.

Dank

Bei Herrn Prof. Dr. W. FRANK bedanke ich mich herzlich für die Durchsicht des Manuskriptes, sowie für die Betreuung während der Vorarbeit, durch die ich auf die interessante Problematik aufmerksam wurde.

Weiters bin ich den Herren Dr. A. NOWOTNY und Dr. G. PESTAL zu Dank verpflichtet. Sie stellten mir ihre Manuskriptkarten zur Verfügung und trugen durch viele Diskussionen zum besseren Verständnis der regionalen Geologie bei.

Literatur

- AMANN, A.: Zur Metamorphose des nördlichen Silvrettakristallins. – Unpubl. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck, 117 S., 56 Abb., 6 Tab., Innsbruck 1985.

- AMERON, J.W.H. von, ANGLER, G. & MOSTLER, H.: Über eine Autuno-Stefane Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **124/2**, 283–323, Wien 1982.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1 : 75.000, Blatt Landeck. – Geol. B.-A., Wien 1922.
- AMPFERER, O. & REITHOFER, O.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1 : 75.000, Blatt Stuben. – Geol. B.-A., Wien 1937.
- BLAAS, J.: Ein Profil im vorderen Pitztale. – Verh. k.k. Geol. R.-A., **9**, 197–199, Wien 1909.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues. – Verh. Geol. B.-A., Sdh. **G**, 11–35, Wien 1965.
- FRANK, W.: Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. – In: Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15, **4** (1982), 249–262, Leoben 1983.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamik of the Eastern Alps, 379–406, Wien (Deuticke) 1987.
- HAMMER, W.: Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). – Jb. Geol. R.-A., **68** (1918), 205–258, Wien 1919.
- HOERNES, S. & PURTSCHALLER, F.: Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllites. – Ber. med.-naturw. Verh. Innsbruck, **58**, 483–488, Innsbruck 1970.
- KRECZY, L.: Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thialspitze SW Landeck, Tirol. – Unpubl. Diss. Form.- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 125 S, 80 Abb., 10 Beil., Wien 1981.
- KRECZY, L. & FRANK, W.: Die Grenze zwischen Phyllitzone und Silvrettakristallin SW Landeck. – In: Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15), 9–11, Graz 1981.
- MOSTLER, H.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaust., **20**, 171–174, Wien 1972.
- NITSCH, K.: Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. – Vortragsref. DMG-Tagung Bern, S 38, Bern 1969.
- NOWOTNY, A. & PESTAL, G.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck. – Jb. Geol. B.-A., **132/2**, S 451, Wien 1988.
- OBERHAUSER, R.: Die Überkipplungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberg-Gebiet. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 477–485, Wien 1970.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 305–330, Wien 1931.
- REITHOFER, O.: Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II., Jb. Geol. R.-A., **85**, 225–258, Wien 1935.
- ROCKENSCHAUB, M., THEINER, U. & FRANK, W.: Die Struktur von Phyllit- und Phyllitglimmergneiszone bei Landeck. – In: Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15), **4** (1982), 223–227, Leoben 1983.
- ROCKENSCHAUB, M. & THEINER, U.: Strukturen und Metamorphose der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone SE Landeck (Venetberg), Tirol. – Unpubl. Vorarbeit am Inst. f. Geol. Univ. Wien, 185 S, 79 Abb., 6 Tab., 6 Prof., 5 Beil., Wien 1984.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der TIWAG (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **102**, 353–406, 2 Abb., Taf. 9–13, Wien 1959.
- SPIESS, R.: Kristallinegeologische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Westrandes der Phyllitgneiszone i. w. S. im Montafon. – Unpubl. Diss. Form. – Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 96 S, Abb., Tab., Wien 1985.
- STINGL, V.: Lagerungsverhältnisse des Permoskyth im Stanzerthal, West-Tirol (Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaust. Österr., **30/31**, 117–131, Wien 1984.
- THOMPSON, A. B.: A note on the kaolinite-pyrophyllite-equilibrium. – Am. J. Sci., **268**, 454–458, New Haven 1970.
- THÖNI, M.: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der Ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaust., **28**, 17–34, Wien 1982.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, 1–62, Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Band 1, XIV+766, 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Band III, X + 718, 145 Abb., 8 Tab., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1986.
- TOLLMANN, A.: Geodynamic Concepts of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 361–377, Wien (Deuticke) 1987.
- VELDE, B. & KORNPROBST, P.: Stabilité des silicates de alumine hydrates. – Contr. Mineral. Petrol., **21**, 63–74, New York (Springer) 1969.
- WINKLER, H.G.F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 5. Aufl., 348 S, New York (Springer) 1979.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Juli 1990.



Allodapische Urgonkalke (Oberbarrême-Oberapt) aus der Unterkreide-Schichtfolge der Langbathzone (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich)

Von E. SCHÖLLHORN und F. SCHLAGINTWEIT*)

Mit 7 Abbildungen, 1 Tabelle und 3 Tafeln

*Oberösterreich
Tirol
Nördliche Kalkalpen
Langbathzone
Thierseemulde
Allodapische Urgonkalke
Mikrofazies
Stratigraphie
Sedimentologie*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 66

Inhalt

Zusammenfassung	635
Abstract	635
1. Einleitung	635
2. Die Unterkreide-Schichtfolge der Langbathzone	636
2.1. Schichtdefinition	636
2.2. Lithologie und Stratigraphie	637
2.3. Allodapische Urgonkalke	638
3. Vergleich mit den allodapischen Urgonkalken der Thierseemulde	639
4. Diskussion	642
5. Anmerkungen zum Liefergebiet der allodapischen Urgonkalke	644
Dank	644
Literatur	650

Zusammenfassung

Erstmalig wird im österreichischen Anteil der Ostalpen ein Vorkommen allodapischer Urgonkalke (Ober-Barrême-Oberes Apt) bekannt gemacht. Sie sind bedeutsam für die Paläogeographie und die tektonische Stellung der Langbathzone. Ihre Mikrofazies und sedimentologische Ausbildung werden beschrieben und mit äquivalenten Vorkommen in der Thierseemulde (Tirol) verglichen. Die Problematik der ortsfremden Urgonkalke in den Nördlichen Kalkalpen wird kurz diskutiert.

Allodapic Urgonian Limestones from a Lower Cretaceous Sequence in the Langbath Zone (Northern Calcareous Alps, Upper Austria)

Abstract

For the first time allodapic Urgonian limestones (Upper Barremian-Upper Aptian) are described from the Austrian part of the Eastern Alps. They are important for the palaeogeography and tectonic interpretation of the Langbath zone. The microfacies and sedimentological features are described and a com-

parison is drawn to equivalent occurrences in the Thiersee syncline (Tyrol). The problematic of the allochthonous Urgonian limestones in the Northern Calcareous Alps is discussed briefly.

1. Einleitung

Im Rahmen einer Diplomarbeit wurde der Westteil der Langbathzone in Hinblick auf Tektonik, Fazies und Stratigraphie der kalkalpinen Schichtfolge, unter besonderer Berücksichtigung der Unterkreide-Sedimente, neu bearbeitet (SCHÖLLHORN 1989).

Während HLAUSCHEK (1983: 354) die Langbathzone zum Tiefbajuvarikum stellt, ordnet sie TOLLMANN (1976: 221) dem Hochbajuvarikum zu und sieht in ihr die Verbindung zwischen der Lechtaldecke im Westen und der Reichraminger Decke im Osten. Die Zuordnung zum hochbajuvarischen Deckensystem ist durch die lithologisch-fazielle Ausbildung der mesozoischen Schichtglieder gegeben. Diese Beziehung wird durch die in dieser Arbeit erstmalig beschriebenen allodapischen Urgonkalke weiter bekräftigt, da letztere bisher nur aus der Kreidefüllung der Thierseemulde (Südteil Lechtaldecke) beschrieben worden sind (HAGN, 1982; HARLOFF, 1989).

*) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. ELMAR SCHÖLLHORN, Paläontologisches Institut Universität Bremen, Klagenfurterstraße, D-2800 Bremen; Dr. FELIX SCHLAGINTWEIT; Denningerstraße 46, D-8000 München 80.

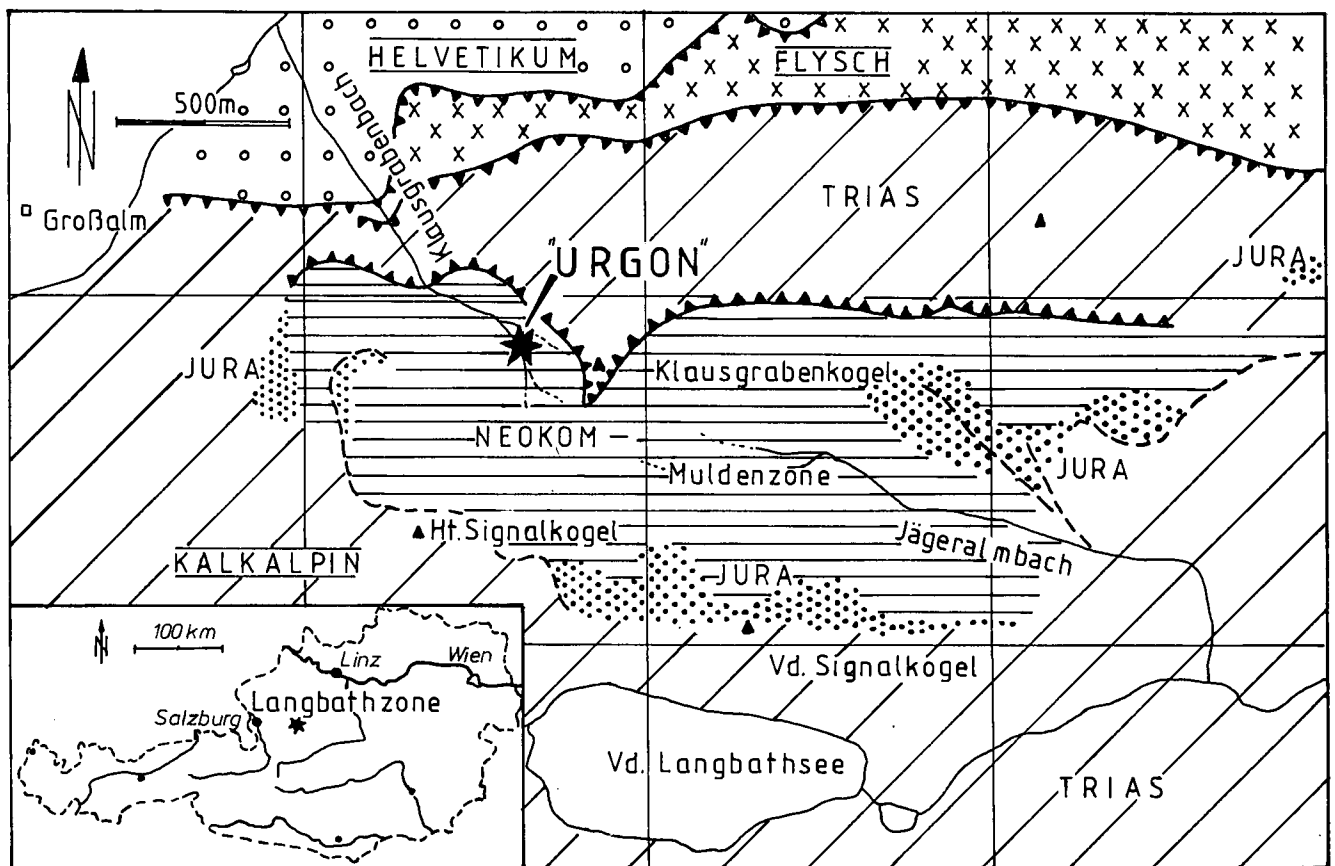




Abb. 1. Geologisch-tektonischer Rahmen des Untersuchungsgebietes.  Überschiebungsbahn  Störungslinieation

Durch das Zurückweichen der Höllengebirgs-Einheit (Tirolikum) nach Süden tritt die Langbathzone auf einer Länge von ca. 10 km und einer Breite von etwa 3 km zutage. Die Abgrenzung nach Westen erfolgt an der hinteren Langbath-Blattverschiebung, nach Osten an der Traunsee-Störung (vgl. TOLLMANN, 1976). Die nördliche Begrenzung zum Flysch wird durch eine steil stehende Überschiebung gebildet.

Die Langbathzone wird durch zwei Ost-West-streichende Faltenzüge gegliedert (GEYER 1917). Der nördlich gelegene Muldenzug ist asymmetrisch ausgebildet, indem der zugehörige Muldenschenkel abgeschert und auf Hauptdolomit überschoben wurde.

Der Muldenbau mit seinem Kern aus Neokomschichten ist, bedingt durch die Nordüberschiebung, ebenfalls asymmetrisch ausgebildet. Dadurch treten im Bereich des Oberen Klausgrabenbachs hochgeschuppte, jüngere Kreideschichten (Apt) zutage. In ihnen finden sich die in dieser Arbeit beschriebenen allodapischen Urgonkalke.

2. Die Unterkreide-Schichtfolge der Langbathzone

2.1. Schichtdefinition

TOLLMANN (1976: 386) verwendet für die kalkalpine Schichtfolge des Berrias-Apt die Bezeichnung Schrambach-Schichten und erwähnt u.a. makrofossilführendes Hauterive (fide PIA, 1912) aus der Langbathzone. Die Roßfeld-Schichten faßt TOLLMANN als fazielle

Vertretung der Schrambach-Schichten auf. WEIDICH (1987: 123) verwendet für die Schichtfolge des Berrias-Obervalangin den älteren Namen Neokom-Aptychen-Schichten. Die Schrambach-Schichten umfassen demnach den Zeitbereich Berrias bis Obervalangin; sie werden im Hangenden von den Roßfeld-Schichten überlagert, wobei der Faziesumschwung an der Wende Valangin/Hauterive erfolgte.

Die bei TOLLMANN (1976: 386) für den Bereich des Hochbajuvarikums angeführten Mächtigkeiten von bis zu 400 m für die Schrambach-Schichten dürften in der Langbathzone bei weitem nicht erreicht werden. Nach vorsichtigen Schätzungen ist für die gesamte Unterkreide-Schichtfolge ein Wert von etwa 150 m anzusetzen. WEIDICH (1987: 54) prägt für die spezielle Ausbildung der Unterkreidesedimente der Thierseemulde mit ihren siliziklastischen Schüttungen und den allodapischen Urgonkalken den Begriff „Thiersee-Fazies“. Diese spezielle Ausbildung wird von HARLOFF (1989) als charakteristische Schichtfolge aufgefaßt und mit dem Namen Thiersee-Schichten designiert.

Die erwähnten jüngeren Kreideanteile (Apt-Mergel) könnten den von TOLLMANN (1976: 391) für das Hochbajuvarikum, z.B. der Thierseemulde, erwähnten Tannheimer Schichten entsprechen.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde der neutralen Bezeichnung Neokom-Aptychen-Schichten (Kurz: Neokom) der Vorzug gegeben, da nicht beabsichtigt ist in die in der Literatur bestehende Diskussion und die nomenklatorischen Unstimmigkeiten näher einzusteigen.

Während der basale Abschnitt des Neokoms noch rein karbonatisch entwickelt ist, mehrten sich zum Han-

genden hin die klastischen Einschaltungen. In diesem Zusammenhang sind ANDORFER & KLEBERGER (1977: 76) zu erwähnen, die stratigraphisch nicht näher eingestufte, klastische Einschaltungen im Osten, im Bereich der Traunseebundesstraße beschreiben. Im untersuchten Gebiet fehlen quarzsandige Einschaltungen; der Gehalt an detritischem Quarz nimmt jedoch in den Schlämmpfunden zum Hangenden hin zu. Äquivalente der Roßfeld-Schichten sind nicht entwickelt.

2.2. Lithologie und Stratigraphie

Die kretazische Sedimentation beginnt zunächst mit einer Kalk-/Mergel-Wechselfolge, die im Hangenden zunehmend kieseliger wird. Darüber folgen Kalkmergel und Mergel, die in reine Mergel mit eingeschalteten Kalkturbiditen übergehen. Die lithologischen Übergänge sind jedoch fließend.

Trotz intensiver tektonischer Beanspruchung der Kalke und Mergel ergibt sich der Nachweis einer kontinuierlichen Sedimentation vom Berrias bis in das obere

Apt; eventuell schließen die obersten aufgeschlossenen Mergel noch Anteile des Alb mit ein. Die stratigraphische Einstufung einzelner Schichtglieder der tieferen Unterkreide erfolgte mit Ammoniten (Hauterive-Barrême) und in den höheren Abschnitten zusätzlich mit Foraminiferen.

Die Berrias-Kalke sind gut gebankt (20–30 cm dick) und spalten feinplattig auf. Mergelige Zwischenlagen zeigen zunächst noch hellrötliche Färbung zwischen den hellgrauen Kalkbänken. Die hellgrauen Kalke zeichnen sich durch eine Vergesellschaftung von Zoophycus- und Chondrites-Spuren aus. Eine scharfe lithologische Festlegung der Jura-Kreide-Grenze ist nicht möglich.

Das Valangin kann lithologisch nicht ausgeschieden werden, wenn auch der Anteil an Kieselsäure in diesen Kalken geringer zu sein scheint als im Hauterive. Mit den Funden von *Lytioceras (Eleniceras) magnum* IMMEL (Unteres Valangin–Oberes Hauterive) und *Neocomites (Teschonites) neocomiensiformis* (HOHENEGGER in UHLIG) (Oberes Valangin–Unteres Hauterive) sind jedoch Valangin-Anteile wahrscheinlich. Die Kreideammoniten der Lang-

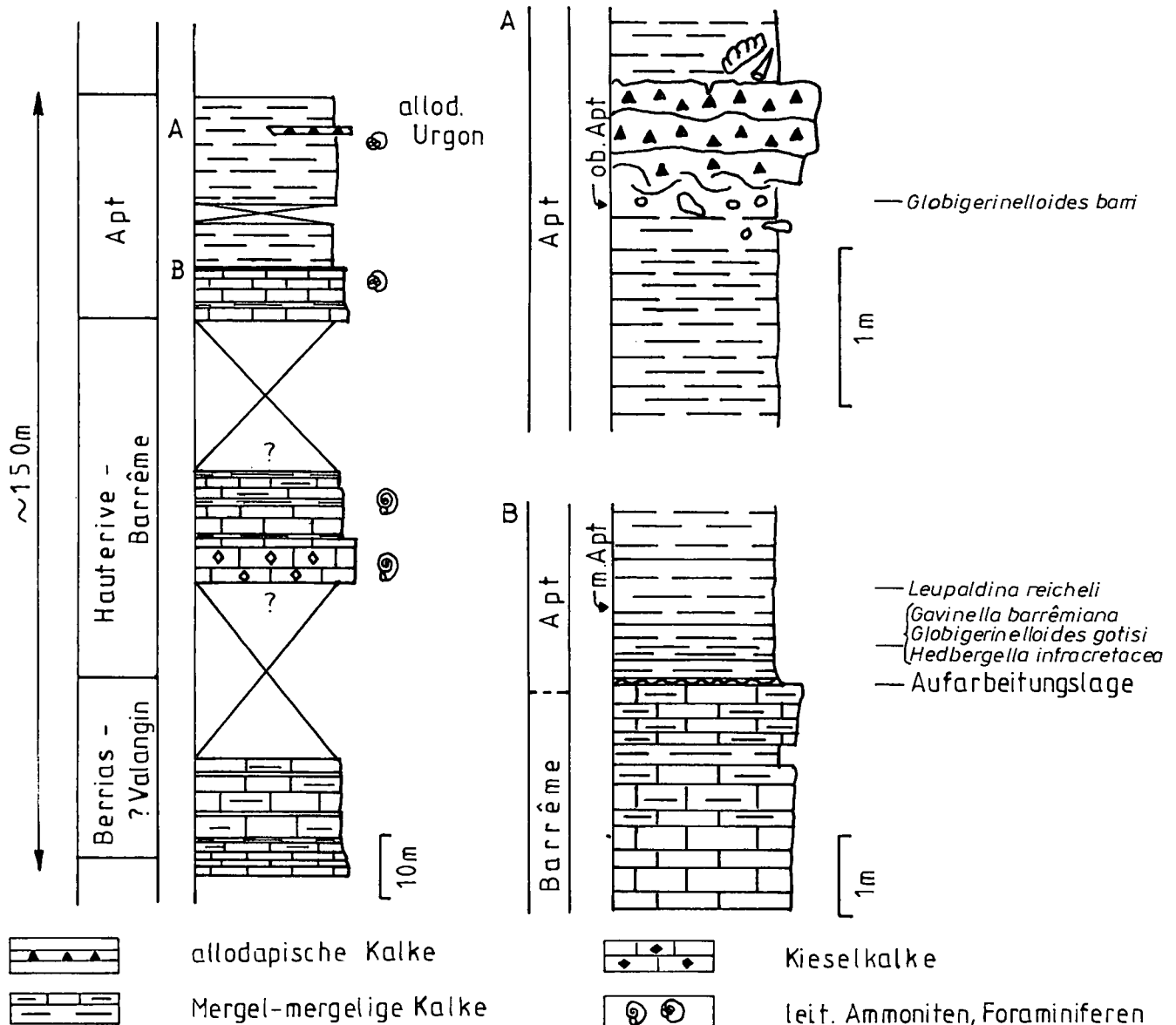


Abb. 2.
Die Unterkreide-Schichtfolge im Untersuchungsgebiet der Langbathzone.

bathzone werden in einem gesonderten Artikel bearbeitet (SCHÖLLHORN in Vorb.).

Das Hauterive wird durch mittelgraue, massige und splittrig brechende Kalke, die mit hell-ockeren Farbtönen verwittern, repräsentiert. Ihre maximale Bankmächtigkeit liegt bei einem Meter. Innerhalb einer Bank zeigen sich mehrfach undeutlich wellige Kieselsäurereiche Horizonte, aus denen ungleichförmige, kreibige Knollen herauswittern. Fossilien die in diesen Bereichen auftreten, zeigen so gut wie keine Kompaktion, was ein Hinweis für eine frühdiagenetische, vor der Kompaktion des Sediments erfolgte, Mobilisierung der Kieselsäure spricht. Das Hauterive-Alter wird durch die Ammoniten *Partschiceras infundibulum* d'ORBIGNY sowie *Crioceratites (C.) nolani* (KILIAN) belegt.

Für Hauterive-Kalke sind weiterhin Spurenfossil-Assoziationen charakteristisch. Bis zu zwanzig Zentimeter große, meist schräg zur Schichtung verlaufende Spreitenbauten gehören zu den größten Sedimentstrukturen. Daneben finden sich langgezogene und schmale U-förmige Bauten, deren Wandauskleidung aus einer glaukonitreichen Tapete besteht. Innerhalb der horizontalen Bauten ist eine konzentrische Sackung des Sediments festzustellen („meniscus-filled“). Dieser Bautentyp kann dem Ichnogenus *Rhizocorallium* ZENKER, 1836 zugeordnet werden, typisch für den äußeren Schelf (SEILACHER, 1984). Die Übertragung dieser Wassertiefe auf den Ablagerungsraum der Neokom-Aptychen-Schichten ist jedoch problematisch. Nach EKDALE et al. (1987: 720) ist die Ausbildung einer Spurenassoziation prinzipiell in jeder Tiefe möglich und wird allein durch den Sauerstoffgehalt im Bereich der Bodenwasser-Sediment-Grenze reguliert.

Im Barrême ist eine deutliche Zunahme des Tonanteils in den Kalken zu konstatieren. Die dunkle Färbung wird durch einen hohen Pyritgehalt und eine teilweise Anreicherung inkohlter Pflanzenhäcksel verursacht. In den Mergeln stellt sich zudem ein relativ hoher Anteil an detritischem Quarz ein.

Barremites (B.) difficilis (d'ORBIGNY) und *Crioceratites (Pseudothurmannia) mortilleti* (PICTET & LORIOL) gehören zu den häufigeren Ammoniten in diesen Kalk- und Mergelbänken. Nach IMMEL (1987: 42) ist letzterer für das untere Unter-Barrême leitend.

Im Apt bleiben Ammoniten zwar nachweisbar, bestimmbare Exemplare fehlen jedoch. Lokal ist in den Mergeln des Apt eine Foraminiferenfauna erhalten. Bedingt durch die starke tektonische Beanspruchung im Bereich der Muldenzone sind die Foraminiferen teilweise gelöst und schlecht erhalten, so daß die bestimmbarsten Arten nicht die Gesamtfaua repräsentieren.

Die dunkelgrauen, leicht blaugrauen Kalkmergel und Mergel des Apt sind von den mergeligen Kalken des Barrême im speziellen Fall (Profil Klausgrabenbach, 830 m ü.N.N.) durch eine dünne Lage getrennt. Sie führt Reste eines Hartgrundes, u.a. Eisen- und Phosphorit-führende Konkretionen sowie zerbrochene und aufgearbeitete Belemnitenrostren. In den Schlammproben finden sich Seeigelstachel und Glaukonitsteinkerne von Gastropoden. Es könnte sich hierbei um ältere, distale Ausläufer allodapischer Kalke handeln, da am Top der im nachfolgenden beschriebenen Urgonkalkbänke vergleichbare Bildungen auftreten. Urgonkalkbänke u.a. mit *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) mit Oberbarrême-Alter konnten nur in Lesesteinfunden nachgewiesen werden. Stratigraphisch signifikant für das mittlere Apt ist das Auftreten der planktonischen

Foraminifere *Leupoldina reicheli* (BOLLI) (det. K.F. WEIDICH) ca. 1 m über der oben genannten Lage. Weitere charakteristische Faunenelemente sind *Gavelinella barremiana* BETTENSTADT, *Globigerinelloides gotisi* CHEVALIER und *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER). Ober-Apt-/unteres Alb-Alder ließ sich direkt im Liegenden einer Urgonkalkbank mit *Globigerinelloides barri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN) belegen (vgl. WEIDICH, 1987). Damit endet die im Untersuchungsgebiet nachgewiesene Unterkreide-Schichtfolge.

2.3. Allodapische Urgonkalke

Die Aufschlüsse liegen im orographisch linken Ast des Klausbachgrabens bei 870 m ü.N.N.

Aufschluß 1

(Taf. 1, Fig. 1)

Die massige Turbiditbank hat im aufgeschlossenen Abschnitt eine Mächtigkeit von 1,5 m, wobei die Unterseite größtenteils durch Hangschutt verdeckt wird. Die Bank streicht etwa im Verlauf der Bachrunse in Nord-Süd-Richtung. Aufgebaut wird die Bank aus einem sehr dichten, grauen biogenreichen Kalk, der hellgrau bis gelblich verwittert. Herauswitternde orbitolinide Großforaminiferen und Crinoidenreste sind bereits makroskopisch erkennbar. Eine Einregelung der Komponenten innerhalb einer Bank ist nicht festzustellen. Der Schüttungsverlauf dieser Bank ist einphasig; eine Grädierung ist nicht ausgebildet. Die Oberseite der Bank ist unregelmäßig wellig ausgekollt; in Risse ist das nachfolgende Sediment 10 bis 15 cm tief eingedrungen.

In den hangenden Mergeln stecken unregelmäßig geformte, meist plattige und ebenfalls biogenreiche Gesteinsbruchstücke von bis zu 15 cm Größe, unter anderem die im Folgenden genannten Stylo-Brekzien. Die Klaster sind abgerundet und besitzen, auch bei frischer Entnahme aus den Mergeln, eine raue Oberfläche.

Im Anschliff ist in der dunkelgrauen und mikritischen Matrix die starke mechanische Beanspruchung des Biogenanteils zu erkennen; kantengerundete Mergelklaster sind häufig. Weitere Komponenten sind hellere, bräunlich gefärbte und von einer Tonhaut überzogene Klaster einer älteren, aufgearbeiteten Schüttung.

Daneben kommen Bruchstücke von großwüchsigen Ammoniten und von Belemnitenrostren vor.

In den Schlammproben finden sich abgerollte Orbitolinen, Echinodermenreste und Pyritkonkretionen.

Aufschluß 2

(Taf. 1, Fig. 3-4)

Die knapp 60 cm Mächtigkeit aufweisende Kalkarenitbank ist in seiner vertikalen Ausdehnung komplett aufgeschlossen. Die Lithologie und der Komponentenbestand gleicht dem Aufschluß 1. Im Liegenden erscheint die Mergel durch die auflagernde Bank verwürgt. Bis zu 60 cm unterhalb sind nuß- bis faustgroße Gerölle von sehr variabler äußerer Form in die Mergel eingedrückt. Wechselnde Ablagerungsvorgänge teilen die Bank in etwa 3 gleich mächtige Abschnitte, die unterschiedliche Schüttungsphasen reflektieren.

Der basale Abschnitt enthält noch viele, beim Transport vom Untergrund aufgenommene Mergelreste. Dieser Umstand ist für das stärkere Zurückwittern dieses Bereichs im Vergleich zur übrigen Bank verantwortlich.

Einzelne Komponenten, die völlig von Mergel umgeben sind lassen sich isolieren, was in einer wellig knolligen Flächenausbildung resultiert. Der mittlere Abschnitt ist in sich wesentlich homogener und weist eine relativ ebene Schichtfläche mit einem feinen Tonbesteg auf. Im obersten Abschnitt der Bank bleibt die Schichtfläche unverändert und entspricht im Komponentenbestand dem übrigen Schüttungskörper.

Je nach Größe der Komponenten, Sortierung, Packungsdichte und Art der Matrix lassen sich drei verschiedene Mikrofaziestypen unterscheiden.

MF-Typ 1

Kalkalgen-Foraminiferen-Intrabiosparit/grainstone

(Taf. 2, Fig. 1)

Beschreibung: Es handelt sich um sparitische Kalke mit einem variablen Zementanteil zwischen 30 bis 50 % und einer grobarenitischen Biogenfraktion. Letztere setzt sich zusammen aus benthonischen Foraminiferen, Kalkalgen, Mollusken, Echinodermen, Bryozoen und Korallen. Bei den Foraminiferen fallen vor allem die bis zu einige Millimeter großen scheibenförmigen Gehäuse von *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) auf. Unter den Kalkalgen dominieren Reste der Dasycladaceae *Triploporella ex gr. marsicana* PRATURLON und der Udoteaceen *Boueina hochstetteri* TOULA und *Arabicodium aegagrapiloides* ELLIOTT. Rotalgen sind mit Fragmenten von *Marinella lugeoni* PFENDER vertreten. Der Großteil der Biogene ist von einer dunklen Mikrithülle (micritic envelope) umgeben, einige sind ooidisch umkrustet (Taf. 2, Fig. 6). Syngenetisch gebildeter Pyrit findet sich im Inneren von Foraminiferengehäusen (Taf. 2, Fig. 2). Hinzu treten ferner Intraklasten, seltener Extraklasten (u.a. Spiculite) und häufig Chromspinellkörner.

Bemerkung: Der MF-Typ 1, der einen Lesesteinfund darstellt, ist mikrofaziell identisch mit den von HAGN (1982) beschriebenen Intrabiospariten aus der Thierseemulde und besitzt ebenfalls ein Oberbarrême-Alter.

Die Pyritisierung ist für die dunkle Färbung des Gesteins verantwortlich zu machen; sie setzte mit Sicherheit erst nach der Resedimentation ein, da das Gestein zum Zeitpunkt des Schüttungsereignisses noch nicht vollständig lithifiziert war. Häufig findet sich der Pyrit auch in durch Lösung aragonitischer Hartteile entstandener Porenräume („moldic porosity“, Taf. 2, Fig. 3). Der Pyrit ist als ein Hinweis auf reduzierendes, leicht euxinisches Milieu im Bodenwasser des Beckens bzw. kurz unterhalb der Sediment-Wasser-Grenzfläche zu werten. Die Pyritisierung tritt überwiegend in den Olistolithen auf, die sich im Liegenden und Hangenden der beschriebenen Bänke befinden. Eine mehrfache Umlagerung dieser Gerölle kann nicht ausgeschlossen werden.

MF-Typ 2

Kalkalgen-Foraminiferen-Intrabiomikrit bis -sparit/grain- bis rudstone

(Taf. 2, Fig. 2)

Beschreibung: In einer mikritischen bis mikrosparitischen Matrix liegen dichtgepackt die fein- bis grobarenitischen Komponenten. Syngenetisch gebildeter Pyrit (vgl. MF-Typ 1) tritt fleckenhaft verteilt in Kom-

ponentenzwickeln auf. Der Biogeninhalt ist mit dem MF-Typ 1 vergleichbar. Häufige Foraminiferen sind *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Dictyoconus arabicus* HENSON, *Neotrocholina aptiensis* (JOCHEVA) und *Bdelloidina cribrosa* (REUSS). Kalkalgen sind vorhanden mit Resten von *Triploporella ex gr. marsicana* PRATURLON, *Pseudolithothamnium album* PFENDER, *Permocalculus cf. inopinatus* ELLIOTT und *Marinella lugeoni* PFENDER.

Bemerkung: Mit den beiden genannten Orbitolinen ergibt sich ebenfalls ein Ober-Barrême-Alter für den MF-Typ 2. Die Unterschiede zum MF-Typ 1 liegen in der mikritischen bis mikrosparitischen Matrix sowie dem partienweise vorhandenem Rudstone-Gefüge.

MF-Typ 3

Foraminiferen-Biomikrit/wacke- bis packstone

(Taf. 2, Fig. 3)

Beschreibung: Im Vergleich zu den bisher beschriebenen MF-Typen treten orbitolinide Großforaminiferen, die mit *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER) vertreten sind, in ihrer Häufigkeit deutlich zurück. Dafür finden sich planktonische Foraminiferen mit *Globigerinelloides* sp. und *Hedbergella* sp. An benthonischen Foraminiferen sind *Meandrospira cf. washitensis* LOEBLICH & TAPPAN, *Valvulinera ?* sp. 1 und sp. 2 ARNAUD-VANNEAU zu nennen. Grünalgen sind sehr selten; Rotalgen aus der Familie der Corallinaceae sind mit Thallusresten von *Archaeolithamnium* sp. und *Kymalithon belgicum* (FOSLIE) LEMOINE & EMBERGER vorhanden. Ooidkalk (grainstones) treten als Extraklasten auf. Neben den Körnern von Chromspinell findet sich akzessorisch auch Glaukonit in der Matrix.

Bemerkung: Mit *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER) und den Mergeln mit *Globigerinelloides barri* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN) im Liegenden der Kalkbank ergibt sich ein Oberapt-Alter. Ähnlichkeiten bestehen zu dem MF-Typ 2, jedoch ist der MF-Typ 3 jünger und unterscheidet sich zudem durch seinen stets präsenten Corallinaceenschutt sowie den auftretenden planktonischen Foraminiferen.

3. Vergleich

mit den allodapischen Urgonkalken der Thierseemulde

Hinweise auf Kalksandschüttungen in den Neokom-Aptychen-Schichten der Thiersee-Karwendelmulde finden sich schon recht früh in der Literatur (SCHLOSSER, 1893; TRUSHEIM, 1930). Jedoch wurde ihre Bedeutung für die Paläogeographie der kalkalpinen Unterkreide erst sehr viel später von HAGN (1982) erkannt.

Die Fundstellen finden sich in einem Nebenbach des Glemmbachs und an der Erzherzog Johann-Klause der Thierseer Ache. Für die genaue Position der Vorkommen siehe HAGN (1982), WEIDICH (1987) und HARLOFF (1989).

Neben einzelnen bankförmigen Schüttungskörpern finden sich, wie im Klausbachgraben, zumeist faustgroße Olistolithe mit rauher Oberfläche und partienweise integrierten Mergelfetzen (Taf. 1, Fig. 2). Eine Besonderheit stellen von Lithophagen angebohrte Gerölle, die häufig zerbrochene Belemnitenrostren führen und Pyritanreicherungen im Bereich der Bohrlöcher aufwei-

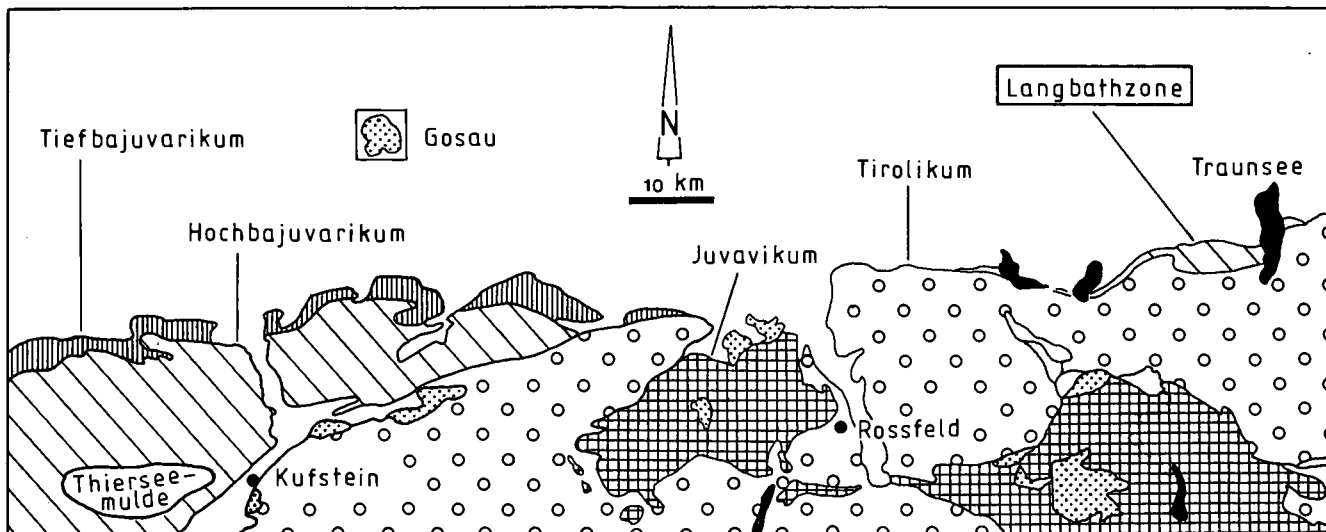


Abb. 3. Tektonische Kartenskizze des Kalkalpen-Mittelabschnitts mit der Thierseemulde und der Langbathzone (vereinfacht nach TOLLMANN, 1976).

sen, dar. Im Anschluß zeigt sich, daß das Geröll in sich wieder aus mehreren Klasten besteht, die untereinander in stylolithischen Kontakt stehen. Das Gestein ist daher als Stylobrekzie (LOGAN & SEMENIUK 1976) anzusprechen.

Die mikrofazielle Ausbildung der allodapischen Urgonkalke und der Olistolithe ist identisch mit denjenigen der Langbathzone, was die Textur, die auftretenden Faunen- und Florenelemente, ihre Assoziationen und die teilweise reiche Chromspinellführung betrifft.

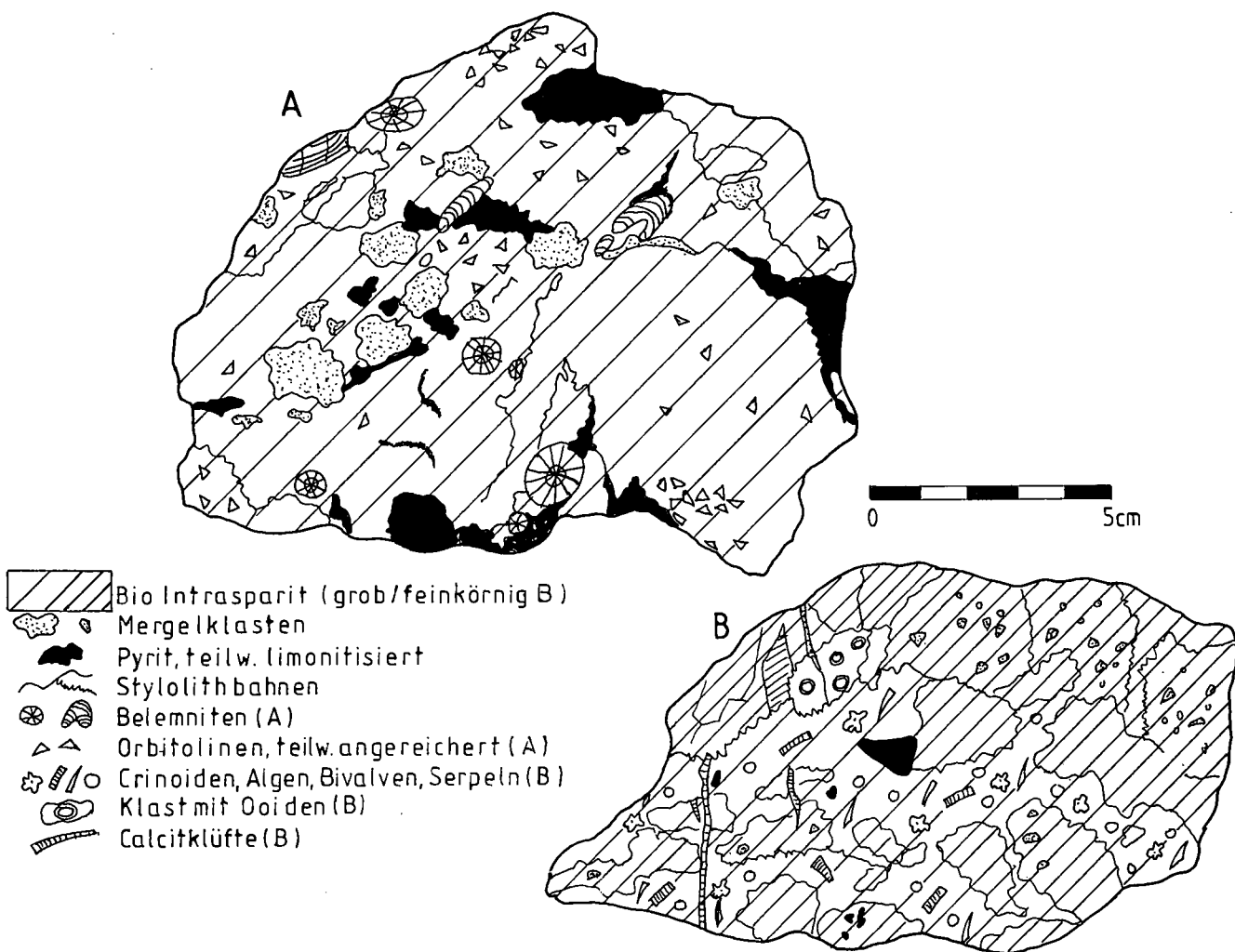


Abb. 4. Stylobrekzie von Urgonkalk-Klasten aus der Thierseemulde (A) und der Langbathzone (B).

- Unterapt-Geröll Gosau von Oberwössen
- Allodapischer Kalk (Unterapt)
Erzherzog-Johann Klause / Tierseemulde
- Allodapischer Kalk (Ober-Barrême)
Glemmbach / Tierseemulde

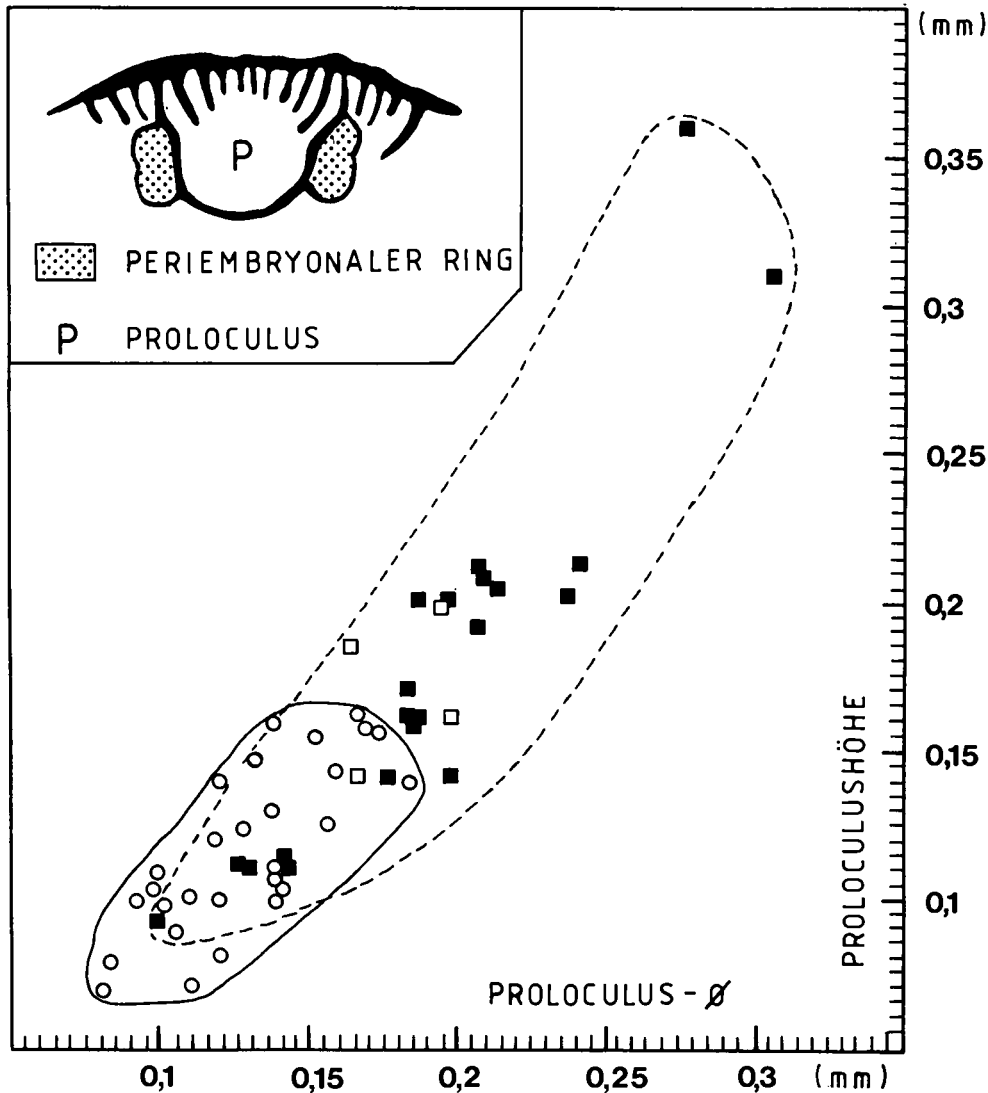


Abb. 5.
Phylogenetische Größenzunahme
des Proloculus von *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) im Zeitbereich
Ober-Barrême-Unterapt.

Das deutliche Herausfallen der Probe aus dem Unterapt der Erzherzog Johann-Klause (HARLOFF, 1989) ergibt sich aus dem im Vergleich zu den anderen Proben deutlich höheren siliziklastischen Einfluß.

Unterschiede zwischen den Kalkturbiditen der Tierseemulde und der Langbathzone ergeben sich lediglich aus dem Alter der einzelnen Bänke.

Das wichtigste Faunenelement zur biostratigraphischen Einstufung der Urgonkalkbänke stellen die orbitoliniden Großforaminiferen dar:

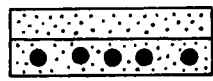
- *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH): Ober-Barrême-Unterapt nach SCHROEDER (1963) (Taf. 3, Fig. 4-6).
- *Dictyoconus arabicus* HENSON: Ober-Barrême-tieferes Unterapt nach SCHROEDER & CHERCHI (1979) (Taf. 3, Fig. 1-2).
- *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER): Oberapt-mittleres Alb nach NEUMANN & SCHROEDER (1987) (Taf. 3, Fig. 8).

Zusätzlich ist zu vermerken, daß bei primitiveren Exemplaren von *P. lenticularis* (BLUMENBACH) aus dem Ober-Barrême oftmals kein, den Proloculus umgebender periembryonaler Ring sensu SCHROEDER (1963) ausgebildet ist (vgl. Taf. 3, Fig. 5). Ferner kann die phylogenetische Größenzunahme des Proloculus von *P. lenticularis* (BLUMENBACH) im Zeitbereich Ober-Barrême-Unterapt stratigraphisch verwertet werden (GUSIC; 1981, SCHLAGINTWEIT, 1990). Dies erfordert aber eine entsprechende Anzahl achsialer Schnittlagen durch den Embryonalapparat.

Die von HAGN (1982) beschriebenen Vorkommen besitzen ein Ober-Barrême-Alter, an der Erzherzog Johann-Klause lassen sich Schüttungen mit Unterapt-Alter (HARLOFF 1989, eigene Beobachtungen) und im Klausbachgraben der Langbathzone mit Oberbarrême- und Oberapt-Alter nachweisen. Das Vorkommen im Klausbachgraben stellt somit die jüngste nachweisbare Schüttung allodapischer Urgonkalke dar. Urgonkalke



Kalkige Mergel und Mergel mit allodapischen Urgonkalken



Sandstein mit Geröllen



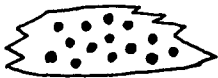
Dasycladaceen / Rotalgen allg.



Rudistenkalke



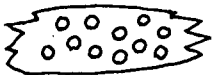
Patch reefs



Ooid shoals



Solenoporaceen



Characeenkalke



Orbitolinen / Austern

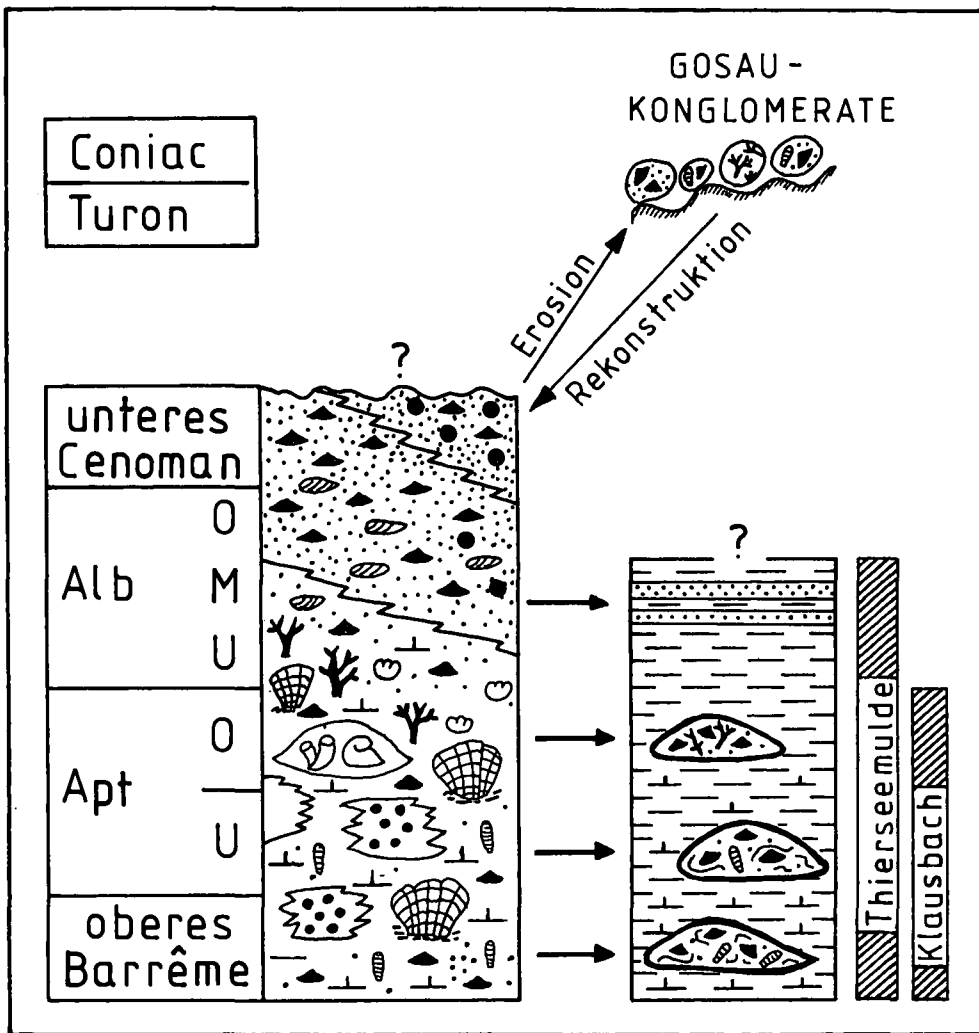


Abb. 6. Schematische, aus Geröllen rekonstruierte Profilsäule der innerkalkalpinen Urgon-Plattform und ihre Resedimente in den Neokom-Aptychen-Schichten der Thierseemulde und der Langbathzone.

mit Alb-Alter sind bisher nur aus Gosau-Konglomeraten bekannt gemacht worden (SCHLAGINTWEIT, 1987, 1990; WAGREICH & SCHLAGINTWEIT, 1990). Aus dem mittleren Alb der Thierseer-Kreidemulde beschreibt RISCH (1985) turbiditische Sandsteinbänke. Aufgrund der aus Geröllen der Gosau von Oberwössen/Kössen und vom Florianiberg/Unterinntal rekonstruierten schematischen Profilsäule der ehemaligen Urgon-Plattform, sind in ih-

nen, vor allem im Basalabschnitt, Reste urgon-typischer Mikrofossilien zu erwarten.

4. Diskussion

Die genannten Kalksandschüttungen entsprechen allodapischen Kalken (MEISCHNER, 1962), die allgemein

Tabelle 1.

Faunen- und Florenelemente in Dünnschliffen allodapischer Urgonkalke der Thierseemulde (Glemmbach, Erzherzog-Johann Klause) und der Langbathzone (Klausbach).

XX = häufig; X = gemein; --- = fehlt; ? = Vorkommen fraglich.

	Glemmbach (Ober-Barrême)	Klausbach (Oberbarrême)	Erzherzog-Johann- Klause (Unter-Apt)	Klausbach (Ober-Apt)
Foraminiferen				
<i>Palorbitolina lenticularis</i>	XX	XX	XX	---
<i>Dictyoconus arabicus</i>	X	X	---	---
<i>Orbitolina (Mesorb.) texana</i>	---	---	---	X
<i>Melathrokerion valserinensis</i>	X	?	---	---
<i>Sabaudia minuta</i>	---	---	---	---
<i>Neotrocholina aptiensis</i>	?	X	X	X
<i>Bdelloidina cribrosa</i>	XX	XX	X	XX
<i>Valvulineria ? n.sp. 2</i>	---	---	---	X
<i>Hedbergella sp.</i>	---	---	XX	X
<i>Globigerinelloides sp.</i>	---	---	X	X
Kalkalgen				
<i>Triploporella ex gr. marsicana</i>	XX	XX	---	X
<i>Salpingoporella pygmaea</i>	X	---	---	---
<i>Boueina hochstetteri</i>	XX	XX	---	X
<i>Arabicodium aegagrapiloides</i>	XX	XX	---	X
<i>Permocalculus cf. inopinatus</i>	---	X	---	---
<i>Archaeolithothamnium rude</i>	?	?	---	X
<i>Kymalithon belgicum</i>	?	?	X	X
<i>Marinella lugeoni</i>	X	X	?	X
<i>Pseudolithothamnium album</i>	X	---	---	X
Mikroproblematika				
<i>Pienina oblonga</i>	X	X	---	X
<i>Coptocampylodon fontis</i>	XX	XX	---	?

von distalen Bereichen einer korrespondierenden Karbonatplattform abgeleitet werden.

Gut bekannt und untersucht sind derartige Bildungen im peri-vocontischen Urgon von Südfrankreich. Die gut sortierten, resedimentierten Kalkarenite wurden nach FERRY (1979) und FERRY & FLANDRIN (1979) vom Plattformrand in Kanälen („petits canyon“), die in den Talus eingeschnitten waren, 10 bis 20 km weit in das Becken des vocontischen Troges transportiert.

Allodapische Urgonkalke („urgonian-derived calcareous turbidites“) sind ferner aus den Karpaten bekannt. Eine Serie von in Mergel eingeschalteten Kalkturbiditen, die sog. „Muran Limestone Formation“ der Hohen Tatra, erreicht eine Mächtigkeit von 80 m (LEFELD, 1974, 1988). Im Gegensatz zu den Nördlichen Kalkalpen treten dort aber auch aufgearbeitete ältere, oberjurassische Gesteine, die entlang von „fault scarps“ exponiert wurden, auf.

Die allodapischen Urgonkalke in den Nördlichen Kalkalpen entstammen einer siliziklastisch beeinflussten Plattform, deren Aufbau unlängst rekonstruiert wurde (SCHLAGINTWEIT, 1990). Das gleiche Systempaar Kalkturbidit-Karbonatplattform findet sich auch im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen mit den Barmsteinkalken und der Plassenkalk-Plattform (STEIGER, 1980; STEIGER & WURM, 1981).

Das relativ rasche laterale Auskeilen der allodapischen Kalke (HARLOFF, 1989) spricht gegen ein Tiefseefächer-Modell (WALKER, 1978); vermutlich handelte es sich um kleinere, kanalisierte Schüttungsloben („immature fan“, HOMEWOOD & CARON, 1983; Abb. 3). Die relativ schlechte Sortierung im basalen Abschnitt der Bänke, die Grobkörnigkeit, die überwiegend sparitische Zementation und die aus der sedimentären Unterlage

aufgearbeiteten Mergelklasten („galets mous“, z.B. ARNAUD, 1981) sprechen für proximale Ablagerungsbedingungen der allodapischen Urgonkalke. Zu derselben Schlußfolgerung gelangt auch HARLOFF (1989: 287), der anhand sedimentologischer Kriterien proximale Ablagerungsbedingungen für die allodapischen Urgonkalke der Thierseemulde annimmt.

Die mikrofazielle Ausbildung weist sie als Bildungen distaler Plattformbereiche aus. Als Ursache der Schüttungen kommen höherenergetische Ereignisse wie Sturmfluten, synsedimentäre Tektonik oder eine Plattformprogradation infolge einer hohen Bioproduktivität in Frage. Die stärker sandigen Faziestypen korrespondierten vermutlich mit die Plattform querenden, terrigen-siliziklastischen Kanälen. Hierfür spricht auch die Agglutination von Quarz und Chromspinell in den Orbitolinengehäusen (vgl. REITNER, 1988: 206). Derartige Kanäle sind aus dem klassischen Urgon von Südfrankreich als „chenaux à orbitolines“ bekannt (z.B. ARNAUD-VANNEAU, 1979).

Lithofazielle Äquivalente der im Klausbachgraben und der Thierseemulde gefunden und als Stylobrekzie ausgebildeten Gerölle mit Anbohrungen und Pyritisierung (vgl. Abb. 4) werden von WYSSLING (1986) aus der helvetischen Palfris Formation (Berrias-Valangin) als Hartgrund-Brekzie beschrieben und abgebildet. Nach WYSSLING wurde die Palfris Formation „in dem an den Plattformhang anschließenden Becken in hemipelagischen Milieu abgelagert“ (op.cit.: 175). Die Gerölle wurden nach der Anbohrung als Teile eines debris flows in größere Tiefen verfachtet. STEIGER (1981) stellt die Häufigkeit von Stylobrekzien auch in den sedimentologisch vergleichbaren, oberjurassischen Barmsteinkalken fest.

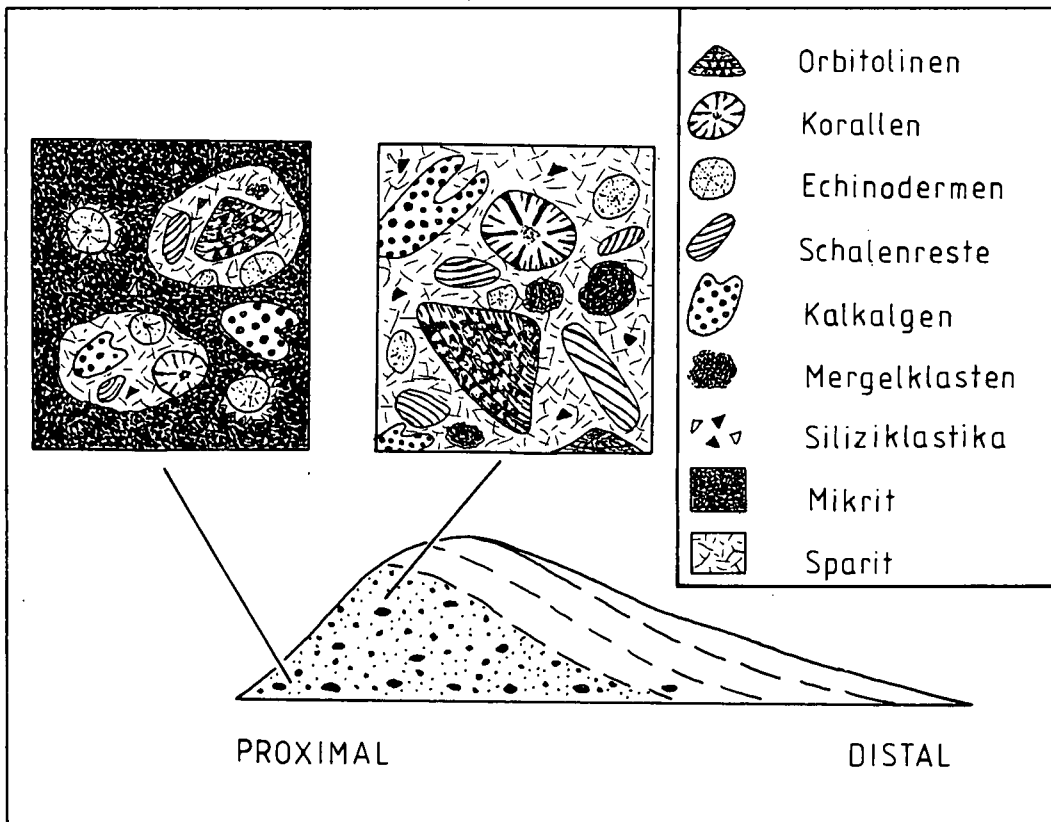


Abb. 7. Schematisierter Schüttungskörper einer allodapischen Urgonkalkbank und ihre mikrofazielle Ausbildung.

Die Ablagerungstiefe der allodapischen Urgonkalke läßt sich nur abschätzen. Für die Neokom-Mergel der Thierseemulde gibt SCHÜTZ (1979: 63) „Tiefen von etwa 200 m und flacher“ an. Diese Aussage geht konform mit WEIDICH (1987: 487 ff.), der aufgrund der „nodosariiden dominierten“ Mikrofauna von „Tiefenlagen des äußeren Schelfs“ spricht.

5. Anmerkungen zum Liefergebiet der allodapischen Urgonkalke

Aufgrund der mikrofaziellen und faunistischen Übereinstimmungen, sowie der äquivalenten deckentektonischen Position ist eine gemeinsame Provenance für die allodapischen Urgonkalke der Thierseemulde und der Langbathzone anzunehmen. Ihre proximale Ausbildung und ihr Auftreten in den Kalkalpen-Internbereichen sprechen gegen eine Herleitung von einem nördlich der Kalkalpen liegenden Liefergebiet, wie dies TOLLMANN (1987: Abb. 6) annimmt. Für den in den allodapischen Urgonkalken häufigen Chromspinell ist, aufgrund paläogeographischer Überlegungen, ein identisches Liefergebiet, das auch die Roßfeld-Schichten belieferte,

anzunehmen. Nach POBER & FAUPL (1988) leitet sich der in den Roßfeld-Schichten auftretende Chromspinell von erodierter ozeanischer Kruste des ehemaligen Vardar-ozeans ab („Tethys Suture Zone“, DECKER et al., 1987), der mit seinem golfartigen westlichen Ende nach TOLLMANN (1987) bis zum Meridian von Lofer reichte. Die in den Urgonkalken auftretenden Extraklasten (z.B. Spiculite u.a.) sind vermutlich aus emergierten Anteilen des Juvavikums zu beziehen. Ein Zusammenhang mit unlängst aus der weiter östlich gelegenen Lilienfelder Gosau entdeckten Urgonkalkgeröllen (WAGREICH & SCHLAGINTWEIT, 1990) ist möglich. Eine ausführliche Diskussion über die tektonische Stellung, der aus Geröllen und allodapischen Kalken rekonstruierbaren, ehemaligen Urgon-Plattform findet sich in SCHLAGINTWEIT (1990).

Dank

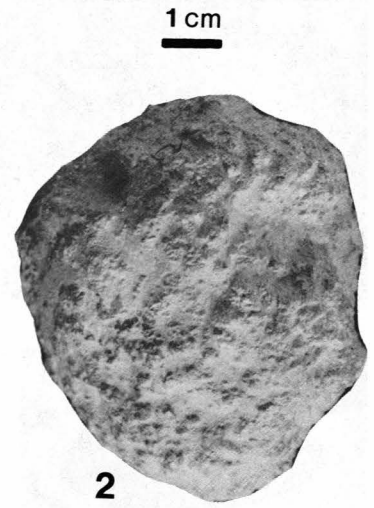
Die Diplom-Arbeit im Bereich der Langbathzone wurde von Priv.-Doz. Dr. H. IMMEL (München) betreut. Ihm sei an dieser Stelle für sein stetes Interesse am Verlauf der Arbeit und für gemeinsame Geländebegehungen gedankt. Herrn Privat-Doz. Dr. K.F. WEIDICH (München) danken wir für die Bestimmung einiger Foraminiferen.

Tafel 1

- Fig. 1: **Oberseite der Kalkturbiditbank (Aufschluß 1).**
In den blau-grauen Mergeln stecken abgeplattete Bruchstücke von Urgonkalken (Bildmitte); daneben liegt die Wohnkammer eines Ammoniten (linke Bildmitte). Oberer Klausbachgraben, rechter Ast bei 870 m.
- Fig. 2: **Olistolith mit rauher Oberfläche und partienweise integrierten Mergelresten.**
Thierseemulde.
- Fig. 3: **Kalkturbiditbank (Aufschluß 2) mit drei erkennbaren Schüttungszyklen.**
An der Basis sind die in die Mergel eingedrückten Gerölle zu erkennen. Oberer Klausbachgraben, linker Ast bei 865 m.
- Fig. 4: **In den Mergeln steckender eckiger Klast, ca. 30 cm unterhalb der Kalkturbiditbank aus Fig. 3.**
Daneben sind nußgroße, teilweise gerundete Gesteinsbruchstücke zu erkennen. Das Zerbrechen des größeren Klasten ist vermutlich tektonisch bedingt. Oberer Klausbachgraben, linker Ast bei 865 m.



1



2



3

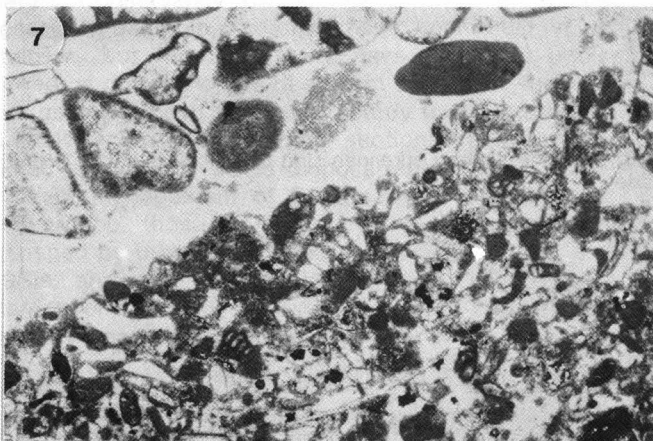
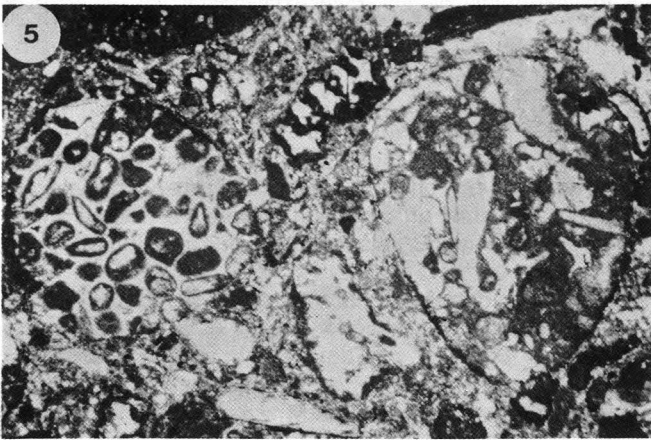
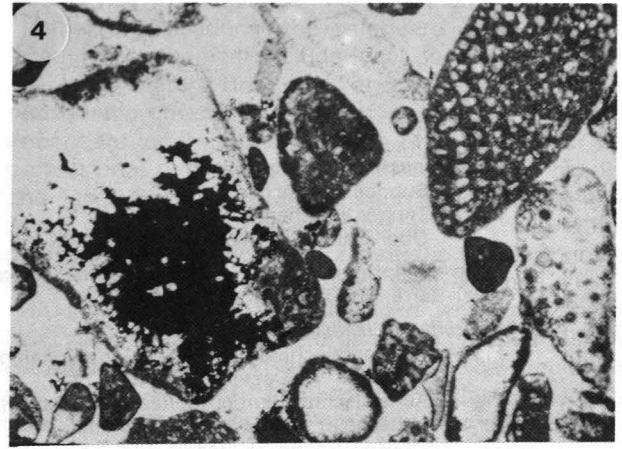
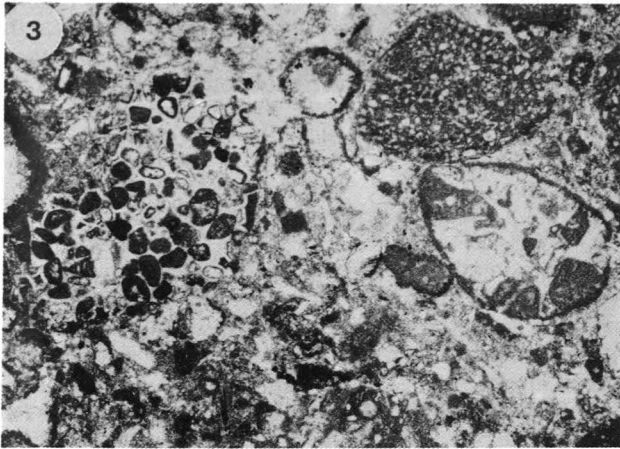
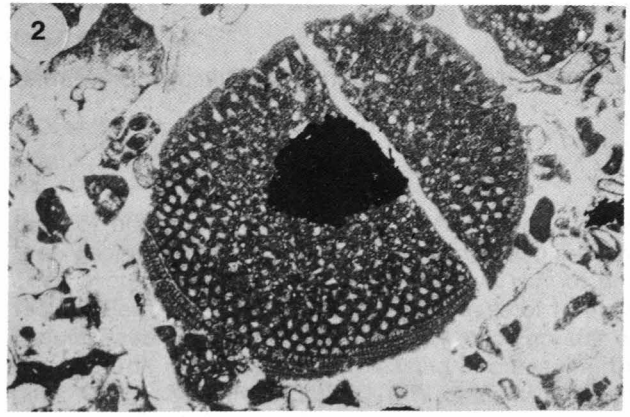


4

Tafel 2

Mikrofazies der allodapischen Urgonkalke.

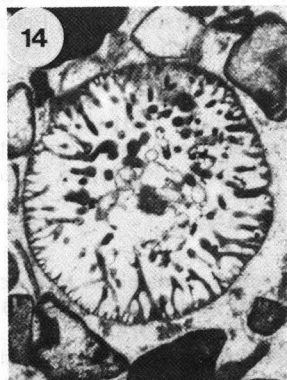
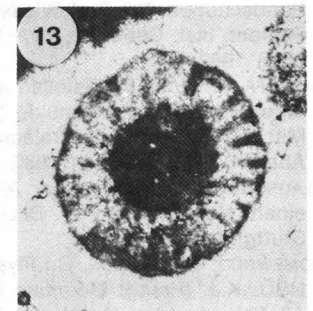
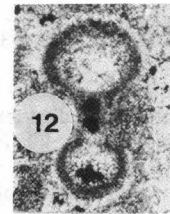
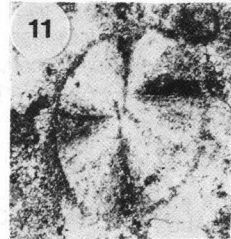
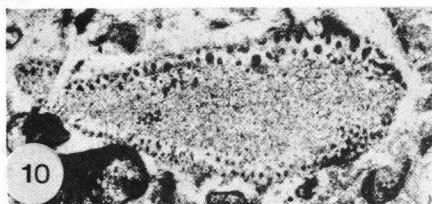
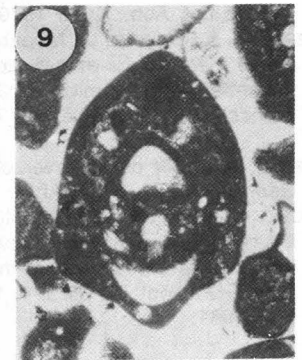
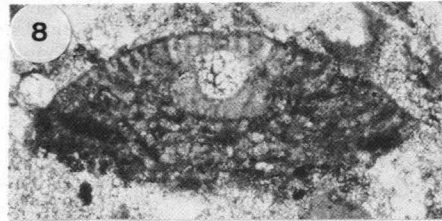
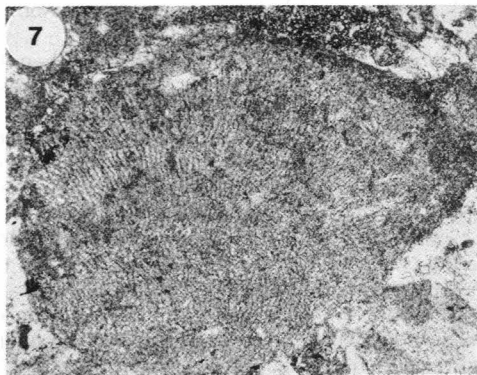
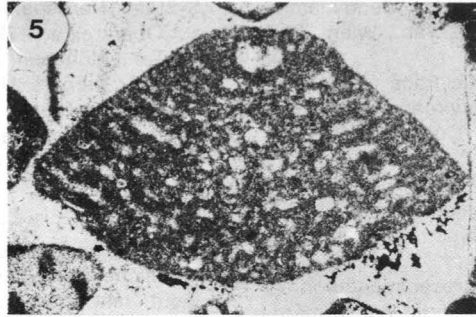
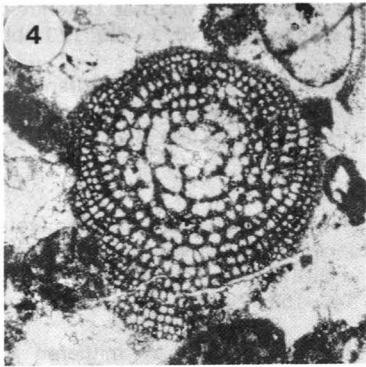
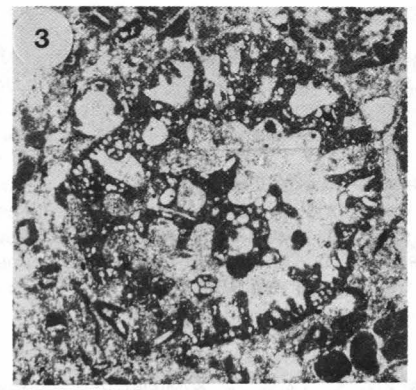
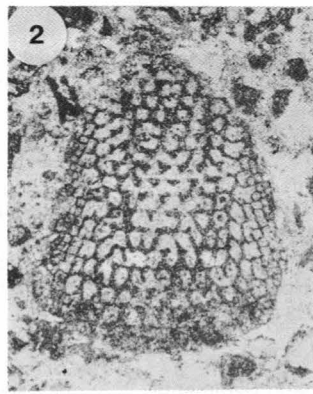
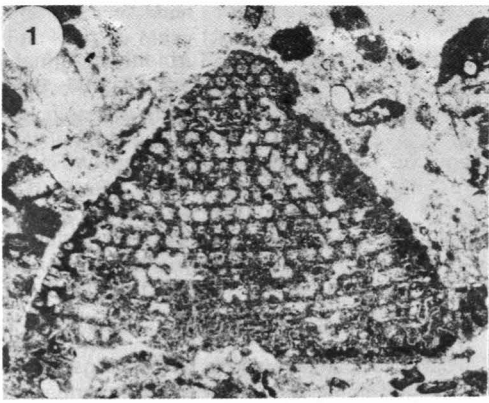
- Fig. 1: **Grainstone**
mit teilweise mikrosparitischer Matrix, Dasycladaceenrest (Mitte rechts) und der Udoteacee *Arabicodium aegagrapiloides* ELLIOTT (Mitte links).
Klausbachgraben; ×30.
- Fig. 2: **Orbitoline mit partieller Pyritfüllung**
im Bereich der Retikularzone.
Klausbachgraben; ×30.
- Fig. 3: **Biomikrit mit verschiedenen Lithoklasten (grainstones) und Orbitolinen.**
Basalabschnitt einer allodapischen Urgonkalkbank aus der Thierseemulde; ×20.
- Fig. 4: **Syngenetische Pyritfüllung in einem durch Dissolution primär aragonitischer Hartteile entstandenen Hohlarum ("moldic porosity").**
Der verbleibende Porenraum ist mit blockigem Kalzit verfüllt.
Thierseemulde; ×30.
- Fig. 5: **Wie Fig. 3.**
- Fig. 6: **Orbitoline mit angebohrter Ooidhülle.**
Thierseemulde; ×45.
- Fig. 7: **Korngrößensprung im Schlibfbereich**
mit einer feinarenitischen, pelmikritischen und dichtgepackten Lage unten (packstone), überlagert von einer grobarenitischen, sparitisch zementierten und locker gepackten Lage (grainstone).
Klausbachgraben; ×25.
- Fig. 8: **Grainstone**
mit teilweise mikrosparitischer Matrix, Schalenresten, gerundeten Orbitolinengehäusen und dem Mikroproblematikum *Coptocampylodon fontis* PATRULIUS (Bildmitte).
Klausbachgraben; ×20.



Tafel 3

Foraminiferen, Kalkalgen und Mikroproblematika der allodapischen Urgonkalke.

- Fig. 1– 2: ***Dictyoconus arabicus* HENSON.**
Fig. 1: Subachsialschnitt.
Fig. 2: Tangentialschnitt.
Ober-Barrême; Thierseemulde; ×20.
- Fig. 3: **Grob agglutiniertes Gehäuse von *Bdelloidina cribrosa* (REUSS).**
Ober-Barrême; Thierseemulde, ×14.
- Fig. 4– 6: ***Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH).**
Fig. 4: Horizontalschnitt durch den Embryonalapparat.
Unterapt; Thierseemulde; ×64.
Fig. 5: Achsialschnitt durch adultes Exemplar mit mehreren Kammerlagen; Embryonalapparat ohne periembryonalen Ring.
Ober-Barrême; Thierseemulde; ×55.
Fig. 6: Achsialschnitt durch juveniles Exemplar mit wenigen Kammerlagen; Embryonalapparat mit periembryonalem Ring.
Ober-Barrême; Thierseemulde; ×28.
- Fig. 7: **Thallus von *Marinella lugeoni* PFENDER.**
Oberapt; Klausbachgraben; ×50.
- Fig. 8: ***Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER).**
Achsialschnitt mit Embryonalapparat.
Oberapt; Klausbachgraben; ×50.
- Fig. 9: ***Melathrokerion valserinensis* CHAROLLAIS & BRÖNNIMANN.**
Achsialschnitt.
Ober-Barrême; Thierseemulde; ×38.
- Fig. 10: ***Permocalculus cf. inopinatus* ELLIOTT.**
Ober-Barrême; Klausbachgraben; ×35.
- Fig. 11: **Mikroproblematikum *Pienina oblonga* BORZA & MIŠIČ.**
Querschnitt mit dunklem Achsenkreuz unter gekreuzten Nichols.
Ober-Barrême; Klausbachgraben; ×55.
- Fig. 12: ***Globigerinelloides* sp.**
Achsialschnitt.
Oberapt; Klausbachgraben; ×100.
- Fig. 13: **Dasycladacee *Salpingoporella pygmaea* (GÜMBEL).**
Querschnitt.
Ober-Barrême; Thierseemulde; ×63.
- Fig. 14,16: **Udoteacee *Boueina hochstetteri* TOULA.**
Fig. 14: Querschnitt mit erhaltener Medullar- und Kortikalzone. Gut zu erkennen sind die, sich bis zur 4. Ordnung dichotom verzweigenden kortikalen Zellfäden.
Ober-Barrême; Klausbachgraben; ×20.
Fig. 16: Detail der Kortikalzone, Bruchstück.
Ober-Barrême; Klausbachgraben, ×30.
- Fig. 15,17: **Dasycladacee *Triplopora ex gr. marsicana* PRATURLON.**
Fig. 15: Bruchstück mit primären und sekundären Wirtelästen.
Ober-Barrême; Klausbachgraben; ×55.
Fig. 17: Tangentialschnitt.
Ober-Barrême; Klausbachgraben, ×20.
- Fig. 18: **Udoteacee *Arabicodium aegagrapiloides* ELLIOTT.**
Tangentialschnitt mit unvollständig verkalkter Medullarzone.
Ober-Barrême; Klausbachgraben; ×20.



Literatur

- ANDORFER, G. & KLEBERGER, J.: Bericht 1976 Über die Aufnahme von mitteltriadischen-neokomen Schichtfolgen in der Langbathzone und am Nordrand des Höllengebirges auf Blatt 66 Gmunden. – Verh. Geol. B.-A., **1977/1**, A65–67, Wien 1977.
- ARNAUD-VANNEAU, A.: Répartition de la microfaune bentique dans les différents paléomilieus urgoniens. – Geobios Mém. spéc., **3**, 255–275, 4 Abb., 2 Taf., Lyon 1979.
- ARNAUD, H.: De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien: le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buech. – Géol. Alpine, Mém. **12**, 314–804, Abb. 142–297, Grenoble 1981.
- DECKER, K., FAUPL, P. & Müller, A.: Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous; in: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps; 128–141, 7 Abb., 2 Tab., Wien 1987.
- EKDALE, A.A. & MASON, T.R.: Characteristic trace fossil associations in oxygen poor sedimentary environments. – Geology, **16/7**, 720–723, 2 Abb., Boulder, Colorado 1988.
- FERRY, S.: Les turbidites bioclastiques: Mode de transport du sable calcaire des plates-formes urgoniennes à la cuvette Vocontien (SE de la France). – Geobios, Mém. spéc. **3**, 149–158, 4 Abb., Lyon 1979.
- FERRY, S. & FLANDRIN, J.: Megabreches de resedimentation, lacunes mécaniques et pseudo-“hard-grounds” sur la marge vocontien au Barremien et l’Aptien inférieur (Sud-Est de la France). – Géol. Alpine, **55**, 75–92, 8 Abb., Grenoble 1979.
- GEYER, G.: Über die Querverschiebung am Traunsee. – Verh. Geol. R.-A., 67–99, 4 Abb., Wien 1917.
- GUŠIĆ, I.: Variation, range, evolution and biostratigraphy of *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) (Foramiferida, Lituolacea) in the lower Cretaceous of the Dinaric Mountains in Yugoslavia. – Paläont. Z., **55/3–4**, 191–208, 5 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1981.
- HAGN, H.: Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thiersee Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **22**, 117–135, 3 Abb., Taf. 13–15, München 1982.
- HARLOFF, J.: Neue Fundstellen allodapischer Kalke in der Unterkreide der Thierseemulde (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **29**, 277–293, 6 Abb., 1 Taf., München 1989.
- HLAUSCHEK, H.: Der Bau der Alpen und seine Probleme (mit einem Nachtrag von W. DEL-NEGRO). – 582 S., 192 Abb., Stuttgart 1983.
- HOMEWOOD, P. & CARON, C.: Flysch in the Western Alps. – In: HSÜ, K.J. (Hrsg.): Mountain Building Processes: 157–168, 12 Abb., London (Academic Press) 1983.
- IMMEL, H.: Die Kreideammoniten der Nördlichen Kalkalpen. – Zitteliana, **15**, 3–163, 5 Abb. (3 als Beilage), 19 Tab., 14 Taf., München 1987.
- LEFELD, J.: Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the sub-Tatric succession in the Tatric Mountains (Western Carpathians). – Acta geol. Pol., **24**, 277–364, 20 Abb., 16 Tab., 20 Taf., Warschau 1974.
- LEFELD, J.: Urganian formations in the Carpathians. – In: RAKUS, M., DERCOURT, J. & NAIRN, A.E.M. (Hrsg.): Evolution of the Northern Margin of Tethys, Vol. I, Mem. Soc. géol. France, N.S., **154/1**, 141–145, 6 Abb., Paris 1988.
- 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, 97 Abb., Sydney 1976.
- MEISCHNER, K.D.: Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentations-Becken. – Dev. Sediment., **3**, 156–191, 5 Abb., 3 Taf., Amsterdam (Elsevier) 1964.
- PIA, J.V.: Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. – Jb. d. k.k. Geol. R.-A., **LXII**, 461–554, 14 Abb., 2 Taf., Wien 1912.
- POBER, E. & FAUPL, P.: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rdsch., **77/3**, 641–670, 16 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1988.
- REITNER, J.: Mikrofazielle, palökologische und paläogeographische Analyse ausgewählter Vorkommen flachmariner Karbonate im Basko-kantabischen Strike Slip Fault Becken System (Nordspanien) an der Wende von der Unterkreide zur Oberkreide. – Documenta naturae, **40**, 1–239, 120 Abb., 50 Taf., München 1987.
- RISCH, H.: Höhere Unterkreide (Mittelalb) am Nordrand der Thiersee-Mulde. – In: WOLFF, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000 Blatt 8338 Bayerischzell, **82**, München 1985.
- SCLAGINTWEIT, F.: Allochthone Urgonkalke aus Konglomeraten der basalen Gosau (Coniac) von Oberwössen (Chiemgau/Nördliche Kalkalpen). – Mitt. Bayer. Staatssammlung Paläont. hist. Geol., **27**, 145–158, 2 Abb., 2 Taf., München 1987.
- SCHLAGINTWEIT, F.: Allochthone Urgonkalke im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen: Fazies, Paläontologie und Paläogeographie. – Diss. Univ. München, 1–151, 37 Abb., 6 Tab., 19 Taf., München 1990.
- SCHLOSSER, M.: Geologische Notizen aus dem bayerischen Alpenvorlande und dem Innthal. – Verh. Geol. R.-A., **1893**, 188–198, Wien 1893.
- SCHÖLLHORN, E.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Langbathzone, Oberösterreich, unter besonderer Berücksichtigung der Kreidesedimente. – Diplomarb. Univ. München, 1–88, 21 Abb., 21 Taf., München 1989.
- SCHROEDER, R.: *Palorbitolina*, ein neues Subgenus der Gattung *Orbitolina* (Foram.). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **117**, 346–359, 1 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1963.
- SCHROEDER, R. & CHERCHI, A.: Upper Barremian-Lowermost Aptian orbitolinid foraminifers from the Grand Banks continental rise, northwestern Atlantic (DSDP leg 43, site 384). – Init. Rep. DSDP, **43**, 575–583, 2 Abb., 2 Taf., Washington 1979.
- SCHROEDER, R. & NEUMANN, M. (Hrsg.): Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la région méditerranéenne. – Geobios, Mém. spéc., **7**, 1–160, 17 Abb., 11 Tab., 68 Taf.; Lyon 1985.
- SCHÜTZ, K.I.: Die Aptychenschichten der Thiersee- und Karwendelmulde. – Geotekt. Forsch., **57**, 1–84, 32 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1979.
- SEILACHER, A.: Bathymetrie von Spurenfossilien. – In: LUTERBACHER, H.P. (Hrsg.): Paläontologische Kursbücher, **2**, Paläobathymetrie, 104–123, 11 Abb., München 1984.
- STEIGER, T.: Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – Fazies, **4**, 215–348, 56 Abb., Taf. 12–24, Erlangen 1981.
- STEIGER, T. & WURM, D.: Faziesmuster oberjurassischer Plattformkarbonate (Plassenkalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). – Fazies, **2**, 241–284, 8 Abb., 1 Tab., Taf. 25–30, Erlangen 1980.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 1–580, 256 Abb., 3 Taf., Wien 1976.
- TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. Österr. geolog. Ges., **80**, 47–113, 11 Abb., 1 Tab., 1 Falttaf., Wien 1987.

TRUSHEIM, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. – Diss. Univ. Frankfurt a. Main, 1–69, 8 Taf., 2 Profile, 1 geol. Karte, Frankfurt a. Main 1930.

WAGREICH, M. & SCHLAGINTWEIT, F.: Urgonkalkgerölle aus den Konglomeraten der Lilienfelder Gosau (Oberkreide; NÖ Kalkvoralpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich, **36**, 147–167, 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Wien 1990.

WALKER, R.G.: Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. – AAPG Bull., **62/6**, 932–966, 23 Abb., 2 Tab., Tulsa 1978.

WEIDICH, K.F.: Die Kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. – Habilitationsschrift Univ. München, 1–522, 30 Abb., 31 Tab., 62 Taf., München 1987.

WYSSLING, G.: Der frühkretazische, helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – Jb. Geol. B.-A., **129/1**, 161–265, 50 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Wien 1986.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 3. Mai 1990.

Earth-Science Conservation

An Absolute Need for Science and Education

By STEEN ANDERSEN, GEORGE P. BLACK, KEITH L. DUFF, LARS ERIKSTAD,
GERARD P. GONGGRIJP, OSMO KONTTURI, HANS P. SCHÖNLAUB
& WILLIAM A. WIMBLEDON

With 11 Figures

Contents

1. Fundamental Thoughts on Earth-Science Conservation	
(G.P. BLACK & G.P. GONGGRIJP)	655
1.1. Introduction	655
1.2. International Co-operation	655
1.3. Second International Meeting on Earth-Science Conservation	656
2. European Heritage Sites and Type Site Inventories	
(W.A. WIMBLEDON)	657
2.1. Introduction	657
2.2. Categories	657
2.2.1. "Best" Sites	658
2.2.2. Unique Sites	658
2.2.3. Firsts	658
2.2.4. Patterns	658
2.3. Conclusion	658
3. Management and Educational Use of Earth-Science Sites in Great Britain	
(K.L. DUFF)	659
3.1. Introduction	659
3.2. Site Management	659
3.3. Educational Use of Sites	659
3.4. Conclusions	660
4. Geological Sites and Raw Material Exploitation	
(S. ANDERSEN)	660
4.1. Introduction	660
4.2. Mo-clay Exploitations on the Island of Fur and Mors	661
4.2.1. Geology	661
4.2.2. Exploitation	661
4.2.3. Planning for Future Exploitation	661
4.3. The Mogenstrup Esker	662
4.3.1. Geology	662
4.3.2. Exploitation	662
4.3.3. Planning for Future Exploitation	662
5. The "Geo-Trail" in Carinthia (Southern Austria), its Inception and its Acceptance	
(H.P. SCHÖNLAUB)	663
5.1. Introduction	663
5.2. The Gail Valley	663
5.3. The Geo Trail	663
5.4. Conclusions	663
6. A Plan for the Conservation of the Quaternary Geological Phenomena in the County of Hedmark (Norway)	
(L. ERIKSTAD)	664
6.1. Introduction	664
6.2. The Hedmark Project	664
6.3. The Conservation Plan	664
6.4. Sand and Gravel Resources	664
6.5. Conservation Rules	665
6.6. Conservation Policy and Practice	665
References	665
7. Glacial and Glaciofluvial Landscape Types of Finland and Practical Problems of their Utilisation	
(O. KONTTURI)	665
7.1. The Genesis of Glaciofluvial Landscapes	665
7.2. Sand and Gravel Resources	666
7.3. Aggregates Consumption	666
7.4. Land Use Problems	668
7.5. Conservation of Glaciofluvial Landscapes	669
7.6. Controlling of the Land Use of Glaciofluvial Areas	669
References	669

1. Fundamental Thoughts on Earth-Science Conservation

By GEORGE P. BLACK & GERARD P. GONGGRIJP*

1.1. Introduction

The surface of our Earth has evolved through the prolonged operation of natural processes, some originating within the Earth, others occurring at its surface and still others being of extra-terrestrial origin. Together, over millions of years, the natural operation of these processes has produced an endless variety of geological landscapes, which differ from place to place and change with time.

Since the arrival of Man, however, nature has been manipulated. Initially, Man's impact was small but, as more and more natural resources came to be exploited, and as the scale of his attempts to control the natural operation of geological processes grew, this effect on the environment markedly increased. As a result, in many places on Earth, the local geology, geomorphology and pedology have been – and continue to be – greatly altered through human activities such as intensive agriculture, river regulation, coastal protection, mineral extraction and all types of construction. Such activities often lead to the partial or total destruction of entire geological sections, geomorphological features and soil profiles, and, although mineral extraction and road and railway construction often leads to the creation of exposures showing the internal structure and composition of landforms, this is only small compensation for the eventual destruction of the landform itself. For unless there is some intervention in the interests of Earth-science conservation, most such artificial exposures are likely to have only the shortest of lifespans. Furthermore, since many geological features are, in effect, "fossil" rather than still actively developing, a significant proportion of geological landscapes, once destroyed or damaged, can not be replaced or repaired.

At the end of the nineteenth century, the increasing impact of Man on the landscape led to the rise of nature conservation movements all over the world; in these movements, biologists took the leading role. Earth scientists, many of whom were involved in the exploitation of natural resources, were, in general, not fired with the same enthusiasm for conservation. Moreover, at that time, mineral exploitation was not extensive by present-day standards, was little regulated, and the "restoration" which today damages the scientific interest of so many disused workings was not commonly practised. Nevertheless, individual Earth scientists and members of nature conservation societies gradually became more and more involved in Earth science conservation until, in the second half of the present century, there was a general move towards the adoption of more active policies for Earth-science conservation during a general revival of interest in na-

ture conservation as a whole. At this time, initiatives were taken in several countries to preserve important Earth-science sites for scientific and educational purposes and selection criteria were developed to identify where priority should be given to the needs of Earth-science conservation rather than to other potential land uses, when the future of exposures, sections and features was under consideration. At the same time, inventories of valuable sites were commenced and policies for Earth-science conservation were formulated at a national level. However, although geology pays no attention to frontiers, international contacts among Earth science conservationists remained few, except between some specialists.

1.2. International Co-operation

In 1987, inquiries made among Earth-science conservationists showed that there was a great need for, and a general desire for, an enhanced level of international contact. Based on the results of this inquiry, the first international workshop was organised in 1988 at Leersum in The Netherlands by the second author. At this meeting, the twelve participants from Austria, Denmark, Finland, Great Britain, Ireland, Norway and The Netherlands discussed the following subjects:

- Legislation; conservation policy; the classification, listing and selection of sites; site management and educational usage.
- The establishment of an international working group.
- The production of a newsletter.
- The implementation of international projects.

During the meeting, it became clear that, in the participating countries, Earth-science conservation had been treated more or less as a step-child in comparison to "biological" conservation, although there were legal provisions which make Earth-science conservation possible. There was confidence that this situation would be improved if an active working group were set up to operate on a national and international level.

This first meeting resulted in the establishment of the European Working Group on Earth-Science Conservation with the following aims:

- Exchange of information; by a newsletter and through meetings.
- Mutual support; as had happened in the past on the Bartonian type locality.
- Promotion of Earth-science conservation; on both national and international levels.
- Organisation of annual meetings; with general discussions, special items and an excursion.
- Production of a newsletter; twice a year.
- Implementation of common projects.

A common project identified at the first meeting was the preparation of an informative article on international Earth science-conservation to be illustrated by examples from the different countries. This to appear

*) Authors' addresses: Dr. GEORGE P. BLACK, 107 Andover Road, Newbury, Great Britain; Drs. GERARD P. GONGGRIJP, Research Institute for Nature Management, P.O. BOX 46, 3965 ZR-Leersum, The Netherlands.

in Autumn 1990 in "Naturopa", a journal on nature conservation published by the European Information Centre for Nature Conservation of the Council of Europe. A wide variety of sites and areas of Earth-science significance from each of the participating countries will be discussed to draw attention to this special branch of nature conservation.

1.3. Second International Meeting on Earth-Science Conservation

The second international meeting on Earth-science conservation was organised by Dr. WALTHER KRIEG, Director of the Vorarlberger Naturschau in Dornbirn and was held at Schloss Hofen in Lochau, near Bregenz, from 6th to 10th May 1989. It was attended by Earth scientists from eight countries – Austria, Denmark, Finland, Great Britain, Ireland, The Netherlands, Norway and, for the first time, from Switzerland. On this occasion, the first day was devoted to the presentation of the papers which appear as the succeeding chapters, and was followed by a day spent in general discussions and the formulation of a strategy for the future. The two days of excursions showed a wide range of conservation problems, particularly those specific to mountainous regions.

During the discussions, it was reported that progress had been made with the preparation of site inventories in several countries. The inventories for Great Britain and The Netherlands had been completed and in the former country had even been partly revised. In Finland and in Switzerland the authorities are to undertake site selection in the near future and in Austria discussions on site selection at a national level will shortly be initiated. In Ireland, an inventory compiled in the '70's requires up-dating and incorporation in national nature conservation policy and this was to be discussed late in 1989. In Norway conservation policy gives priority to inventory preparation and to the protection of representative Quaternary landforms and of (threatened) fossil and mineral localities.

The need to prepare a European site list was considered as was the need to standardise the methodology and criteria of site selection. With the need to involve countries at present unrepresented on the working party in mind, consideration was given to the production of a manual on site selection, selection criteria and site grading (see below).

During the discussion on site management and educational usage, the problems caused by the concealment of landforms by reforestation were briefly discussed. For example, in The Netherlands, reforestation plans which have been drawn up for an area of small landforms (creek ridge systems) threaten to change the landscape and render it impossible to see these fine-scale geomorphological features. Examples from other countries were mentioned and it appears that this is a problem of international occurrence.

Discussion on the benefits to be had from the adoption of sites by geological societies – generally agreed to be an effective means of conservation – led to a consideration of the degree to which each country's geologists were organised. This varies markedly from country to country, from a low level of organisation in Norway to a high level in Great Britain.

It was recognised that the usage of sites, even for quite legitimate purposes, could give rise to management problems and lead to difficulties with site owners, especially in the case of fossil and mineral localities and caves. In Britain much had been done to solve such problems through the adoption of a national "Code of Conduct" for geological fieldwork prepared by Dr. ERIC ROBINSON of the Geologists' Association. It was agreed that he should be asked to co-ordinate the drafting of a European code with the help of the representatives of the other countries.

Full regard was given to the need to promote Earth-science conservation among the general public through providing easily understood leaflets and displays at information centres and museums while, at the same time, attempting to interest national and international policy agencies such as EEC, IUCN and The Council of

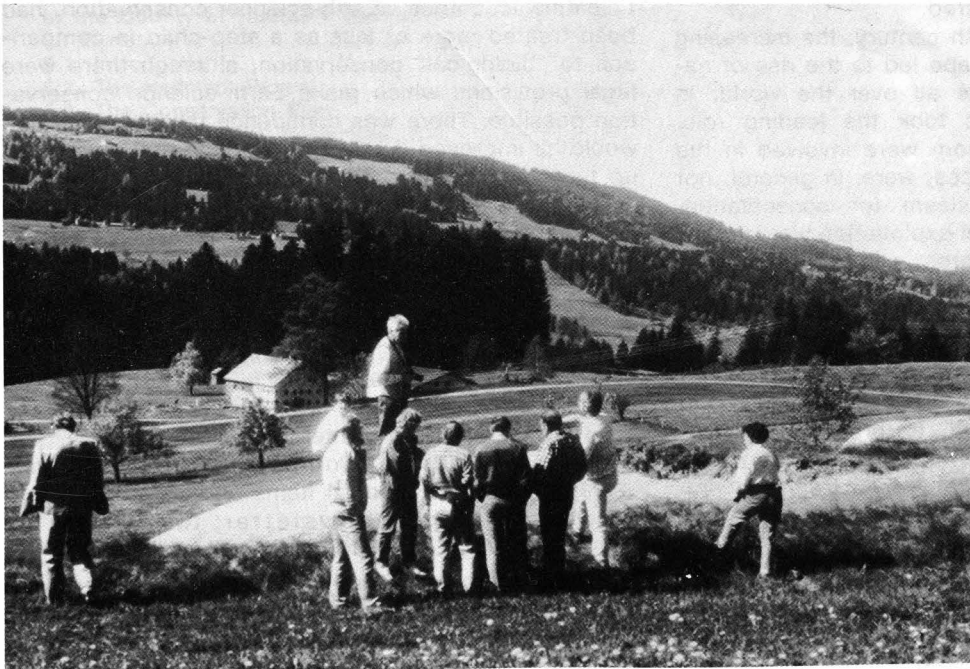


Fig. 1. Members of the European Working Group on Earth-Science Conservation on excursion in Vorarlberg visiting a roche moutonnée. Photo: G.P. GONGGRIP.

Europe and scientific organisations such as IGU, IUGS, ISSS and INQUA.

A new opportunity has recently been given to nature conservation through the possible cessation of farming on marginal agricultural land. In places where this occurs, an enlargement of the areas protected in the interests should be possible and in The Netherlands and in Denmark, for instance, initiatives have already been taken to transfer farmland which is to be abandoned into biological nature reserves. It was felt that this opportunity was also relevant to Earth-science conservation and that geologists also should take part in the discussions and planning for any such changes in land-use.

The Working Group intends to publish a Newsletter twice a year to give news of the latest meeting and of the programme for its successor along with news from individual member countries and reviews of books, legislation and of any other relevant developments.

A sub-committee was formed to look into the preparation of a manual for Earth-science conservation,

which was seen as being both a means of influencing authorities and of encouraging colleagues in other countries in addition to its long term aim of standardising methods. Such a manual should contain information on classification and inventory procedures, the selection, registration and management of sites, the role of conserved sites in education, the organisation of Earth-science conservation and other related topics. A draft is to be produced for discussion and ratification at the 1990 meeting and, when published, it is intended that it should be presented to the Council of Europe and widely circulated to interested organisations.

To follow up the manual, a European site list, comparable with that produced by the Corine project for biological sites, should be produced, having been selected by use of criteria developed from those outlined below by Dr. WILLIAM WIMBLETON. It is intended to take this matter further at the 1990 meeting to be held in Norway.

2. European Heritage Sites and Type Site Inventories

By WILLIAM A. WIMBLETON*)

2.1. Introduction

All European countries have features of international interest to the Earth scientist. Landforms and rocks present evidence of past events and environments, and this evidence is not limited by national or regional boundaries. The Earth sciences are truly international in outlook, and the complex story of, for instance, volcanic episodes, of ice-ages and of sealevel changes and many other widespread events can be traced across the continent.

At its meeting in the Netherlands in 1988, the European Working Group on Earth-science conservation discussed the need for the compilation of lists of "type sites". A type site is here defined as follows: any site in the modern or historical type area for a rock or chronostratigraphic unit, or the site/area where rock, geomorphological/landscape or pedological phenomena were first defined or recognised. The label is not here-confined to stratigraphic sites alone.

At its second meeting in Bregenz further consideration was given to this difficult task. The author proposed that the exercise was worth doing because, by the labelling such localities or areas we could

- 1) add support to local or national initiatives to protect sites,
- 2) submit finalised European lists to the EEC, Council of Europe, UNESCO etc. for use in their work in the

wider protection of geological, geomorphological or landscape features,

- 3) gain added status for sites which are although already recognised locally deserve wider recognition, and
- 4) gain publicity for such labelled sites, which should heighten public and government awareness of all Earth-science sites, be they tiny fossil sites or enormous wilderness areas.

How to go about compiling lists of heritage/type sites.

2.2. Categories

Most European states have compiled or started to compile inventories of their earth-science localities. This does not, however, address the problem of priorities in an international setting. For instance it has been suggested that Britain has 100.000 "sites" of earth-science interest. Around 3100 of these are to receive protection under existing national legislation. Some hundreds of these might be considered as contender European type sites, but only a small percentage would be regarded as truly international heritage sites using present strongly anthropogenic criteria, even allowing for Britains unrivalled, rich and varied rock, fossil and landform record.

There are a number of possible ways in which sites may be categorised in attempts at putting together a European type site or type area list, all of which are used to a greater or lesser extent in prioritising site selection in local or national conservation schemes.

*) Author's address: Dr. WILLIAM A. WIMBLETON, Nature Conservancy Council, Northminster House, PE 11UA Peterborough, Great Britain.

- Categories: 1) "Best" sites
2) Unique sites
3) Firsts
4) Patterns.

2.2.1. "Best" sites

That is the best example of a particular category, for instance where are the best Little Ice Age moraines and associated features, perhaps in Norway? Many countries have features from this period but where are the best suites of them? Depending on the number of categories one uses (e. g. representative parts of the geological column, key fossil groups, landform or landscape types) there is much scope for division and sub-division.

Just thinking of geomorphological and landscape examples – Where are the best natural soft coast landforms, Ireland? Where is the best example of a major tombolo – Chesil beach? Should such sites be considered singly or in a suite of coastal features? Where are the best unmodified last glacial erosional features? There are many Weichselian cirque assemblages. Where are the best push-moraines? And so on ...

Categories and their possible divisions are many. Some nations are richly endowed with unmodified landscapes but others have next to no intact landforms but many important hard rock localities. One nation might even possess all the sites in, for instance, a single landscape category.

2.2.2. Unique sites

Localities with international renown for the nature of their geology, be it rocks, minerals, fossils or landforms. Obvious examples that come to mind are:

- Holzmaden with its Lower Jurassic marine reptiles.
- Stonesfield or Swanage with their Jurassic mammal faunas.
- Monte Bolca's Tertiary fish.
- Fjords landscapes of Norway or the bogs of Ireland.
- Pleistocene beaches and international standard sections in Calabria.

2.2.3. Firsts

The localities where the first recognition of a depositional or erosional process took place, where a major time unit was first defined, or an orogenic or stratigraphic event or a vital step in organic evolution was identified – these are all of the highest historical interest. They have a high social history value also.

The recognition of the significance of a natural phenomenon e. g. the sites in Switzerland where CHARPENTIER and VENETZ identified glacial erosional and depositional landforms as being the result of a previous catastrophic ice age fall into this category. The detailed later elucidation of such glacial features of the chronology of such features in a key area e. g. the Würm (Weichselian) limit in the Danube tributaries by PENCK & BÜCKNER might be equally important.

The realisation that ancient volcanoes had produced the igneous terrains of Europe, and the elucidation of the workings of ancient volcanoes may be attributed to early geologists such as DESMAREST at localities in the Auvergne. Such sites, and those where HUTTON first recognised the significance of unconformities for what they prove about past upheaval of the Earth's crust, would rate highly in the history of science and in this category.

There are many many type areas for time or rock units (e. g. Allerød, Tiglian, Bajocian, Wenlock, Danian, Kimmeridgian, etc.) but not all such localities may have a wider international significance although many do.

2.2.4. Patterns

The commonest category of sites in most classification systems, the sites which demonstrate the salient or significant features, be they hard or soft rock or landform, which occur in or typify an area, large or small.

There are related suites of features (coastal landforms, ice front features, erratic trains and their source areas, volcanic episodes and stratigraphic units) which cross frontiers; these may be a need to be assessed in a wider context. There are many areas and sites in the historical stratotype or type example category which will always be of international importance (using stratigraphic examples – e. g. the Barrandian, Downtonian and Devonian type areas). Such type examples figured strongly in the early years of the science or of the branches of geology and they are still key localities. The standardisation of stratigraphy or any other field of study are the definition of a mere handful of global types, standards or stratotypes does not alter the significance or the daily usage or usefulness of historical sites or areas.

2.3. Conclusions

In collaboration with local, national and international bodies, and individuals, we the EWGE-SC should set up a steering group to refine a standard set of criteria for judging such sites in a European context, and then set to the task of compiling a type site list for Europe.

3. Management and Educational Use of Earth Science Sites in Great Britain

By KEITH L. DUFF*)

3.1. Introduction

The relatively small size of Britain, with its high overall population density, means that there is a good deal of pressure on geological and geomorphological sites which are used for teaching or research. In many cases management of the site, either directly or by publishing guides which direct students to sites which can accommodate heavy use, is the best way of protecting the site so that it will remain usable in the future. This paper explains how site management is carried out, and shows how educational use is channelled towards appropriate sites.

3.2. Site Management

Management of geological sites in Britain is largely concerned with maintaining them in a state where they can be used for study. This usually consists of little more than ensuring that they are not destroyed or damaged through infilling with waste, through being built upon, or through being quarried away. Only in a relatively few cases does management consist of taking positive action to re-expose geological exposures, and this only usually happens when the site is owned or managed by a conservation organisation. Generally, site management is of an indirect nature, concerned with maintaining the status quo. This is mainly carried out through the operation of the physical planning legislation in Britain, and principally through obligations placed on the planning authorities as a result of specific localities being notified by the Nature Conservancy Council as Sites of Special Scientific Interest (SSSIs).

When geological SSSIs are threatened by development proposals it is often possible to negotiate and agree modifications of the schemes, so that a multi-purpose land use which combines conservation and development is evolved. Many such agreements are negotiated with developers by Earth-scientists from the Nature Conservancy Council (NCC), with great success. For example, factories have been built in old quarries, but the rock faces have been left undisturbed, and building has been kept away from them, so that geologists can continue to study them. In other instances, important geological sections have been retained as parts of waste disposal schemes.

Direct management of Earth-science sites fall into two groups, those managed by the NCC and those managed by others. The NCC has indirect control over SSSIs, and can influence development proposals at them, even though it does not own them, and only has formal management agreements over a small per-

centage of others. However, few of our nationally important geological SSSIs have been destroyed, and the SSSI system continues to be an effective way of protecting Earth-science localities. In the case of National Nature Reserves (NNRs), the NCC has much greater direct control, either by owning, leasing or managing the land. Of the 234 NNRs, about 10 % contain nationally important Earth-science features, and these are much less at risk from damage than most other sites.

Other organisations who safeguard geological sites through management include local councils (who manage Local Nature Reserves), and the voluntary nature conservation trusts. The latter consist of a series of independent local groups made up of keen amateur and professional naturalists and Earth scientists, who own and lease land which is managed as nature reserve. Some of these are of geological interest, and British geologists are trying to increase the involvement of these local trusts in conserving Earth-science sites.

In addition, local geologists are working with the NCC and with national organisations such as the Geologists Association and the Geological Society to set up a system of "Regionally Important Geological Sites" (RIGS). These are notified informally to local councils, who are asked to do what they can to protect them as local assets.

At all of these sites positive management for geology is sometimes undertaken. This normally takes the form of excavations made by bulldozers or other machinery, to re-expose rock sections which may have been hidden by fallen rock, soil or vegetation. Many long-lost classic geological sites in Britain have been resurrected in this way.

3.3. Educational Use of Sites

In Britain, Earth-science sites are conserved so that they can be used for teaching or research, not so that people can be stopped from using them. There are very few sites in Britain which are so vulnerable that any form of access control has to be employed. However, there are undoubtedly a number of sites which could be damaged if they were used for teaching or collecting by too many people, and so the NCC has a policy of publishing geological guidebooks to specially chosen sites that can accommodate heavy user pressure without being damaged. This "diversionary" approach has been used in a number of areas, and depends upon making sure that the sites in the guide are easy to get to, show good clear features, and are well explained and described in the guidebooks. Our Mendips and Malvern guides fall into this category.

Other guidebooks direct geologists to smaller areas, or individual sites, which again are unlikely to be damaged by excessive use. To make sure that good fieldwork practice is encouraged, the guidebooks

*) Author's address: Dr. KEITH L. DUFF, Nature Conservancy Council, Northminster House, PE 11UA Peterborough, Great Britain.

suggest exercises which may be undertaken at the sites, and these are intended to teach students to observe and think, rather than use their hammers to no useful purpose.

Other sites have been developed for local use, with notice boards and other facilities. Some of these have been developed by local councils, such as the Permian reef at South Elmshall in Yorkshire, where the local authority has worked closely with NCC and with the Geologists Association to produce a much-used teaching site.

Other initiatives include the publication by NCC of a manual for teachers of geology, which encourages the wise use of geological sites through the use of series of case studies which give examples of how sites can be used in novel ways.

In the longer term, it is important to raise the awareness of geology amongst landowners and the general public. The NCC is doing this through the production of a series of simple leaflets which explain what various elements of geology are all about. Other leaflets are being written specifically for planners, for the min-

erals industry and for policy-makers, to explain how and why geology is relevant to them. This form of general education is vital if geological conservation is to become better understood and more widely supported.

3.4. Conclusions

Management and educational use of geological sites are very closely linked, and we should become more innovative in our management of sites for teaching. In doing this it is most important that we build up more awareness of geology and its significance to the industrialised society in which we live, amongst the general public. Without this, geological conservation is always going to be a minority activity, poorly understood or supported by policy-makers, planners and landowners. It is important to all geologists that we succeed, and closer links between geological conservationists throughout Europe can serve as a powerful way of raising the profile of our work.

4. Geological Sites and Raw Material Exploitation

By STEEN ANDERSEN*)

4.1. Introduction

The exploitation of raw materials has a great influence on geological monuments as well as on the general geological environment. Such exploitation has a massive and largely negative impact on landforms but, on the other hand, one of the consequences of mineral working is to open up geological sections and make them available for study – an important fact of life in a country of low relief like Denmark.

Ideally, geological investigation should follow closely on the exploitation of raw materials so that the benefits to geology are maximised or, at least, so that the injury caused by mineral working is minimised. In achieving this, the Raw Material Act provides Earth scientists with a useful tool.

The Danish Raw Material Act has four functions:

- 1) It ensures that the areas to be exploited are optimally located through the operation of the regional planning process.
- 2) The permissions given under the Act regulate the timing of the exploitation.
- 3) The plans for extraction and restoration describe in detail the pit as it will be during and after exploitation.
- 4) An economic guarantee is required and this secures that the restoration plan is followed.

*) Author's address: Dr. STEEN ANDERSEN, Skov-og Naturstyrelse, Slotsmarken 13, 2970 Horsholm, Denmark.

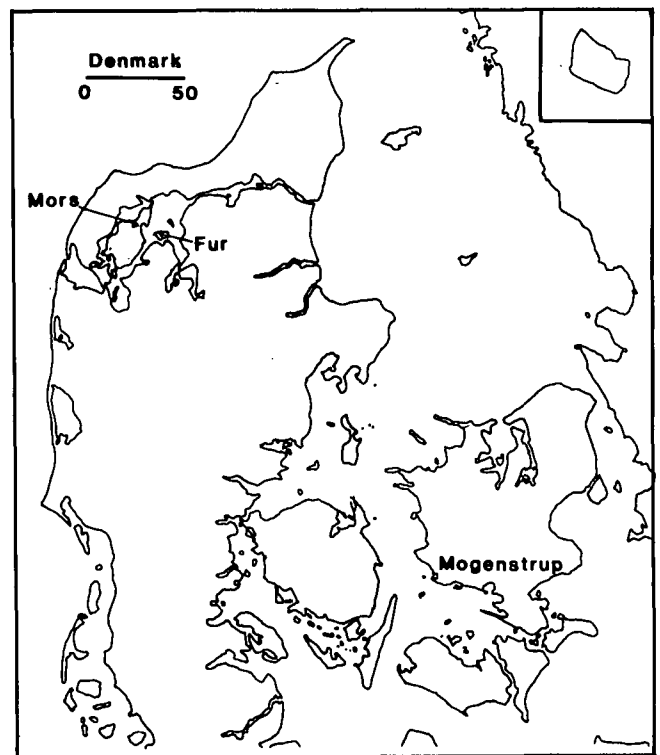


Fig. 2. Locations mentioned in the text.

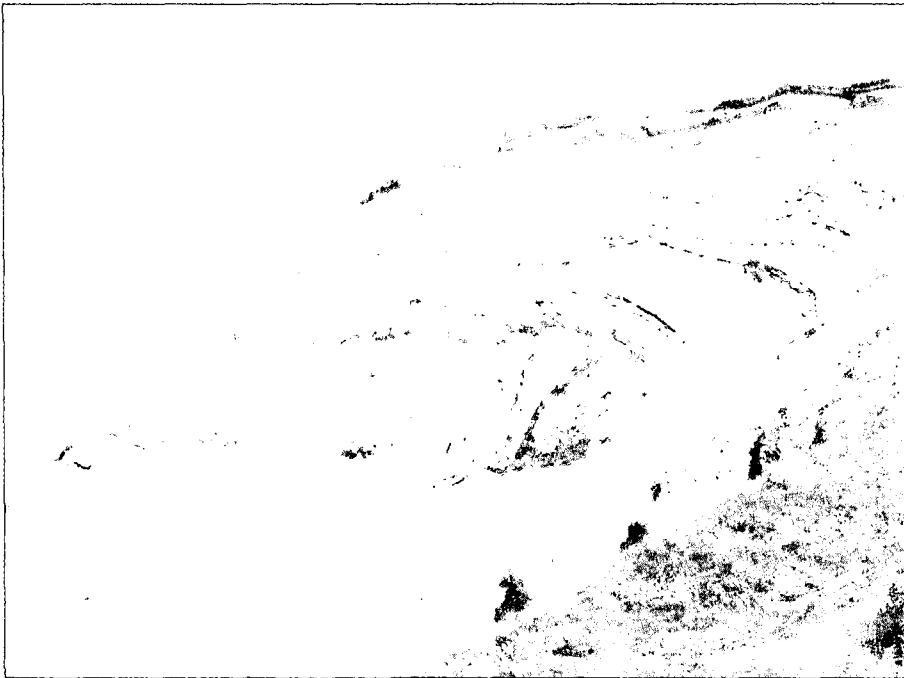


Fig. 3.
Folded mo-clay with ash layers.
Hanklit, Mors.
Photo S. SJØRRING.

The geological benefits of the Raw Material Act arise mainly from the first provision, which determines the siting of the pit, and from the third, which ensures that both the extraction and restoration are planned in advance. These benefits are demonstrated in the two case histories which follow.

4.2. Mo-clay Exploitation on the Island of Fur and Mors

4.2.1. Geology

Mo-clay is a white, early Eocene, diatomite clay formed in shallow marine waters, within which are intercalated about two hundred contrasting layers of volcanic ash. Many of the ash layers serve as marker-horizons, and these can be as easily recognised by a layman as by a trained geologist.

The mo-clay occurs in elongated, ice-pushed ridges along the northern coast of the islands. There is a close relationship between morphology, fold structures and faulting, as innumerable sections demonstrate. The whole area is an extraordinary example of alpine folding on a pocket scale, a combination of features which

makes the exposures of mo-clay of great value to Earth-science.

4.2.2. Exploitation

Exploitation of the mo-clay deposits has taken place since the beginning of the century, and a large number of small pits has been opened throughout the area of their occurrence. Most are placed along the crest-zones of the ridges because the anticlines of the fold structure bring the mo-clay close to the land surface. This location of the mo-clay workings poses a major problem for environmental protection as the pits catch the eye, even at a long distance.

The mo-clay provides a resource which is utilised for insulation bricks, absorption powder, etc., and reserves are large; the producers, however, face the problem that, under the provisions of the Raw Materials Act, the existing rights of exploitation expire in the year 2003.

4.2.3. Planning for Future Exploitation

There was thus an obvious need to devise a plan which will provide for both the protection of nature in

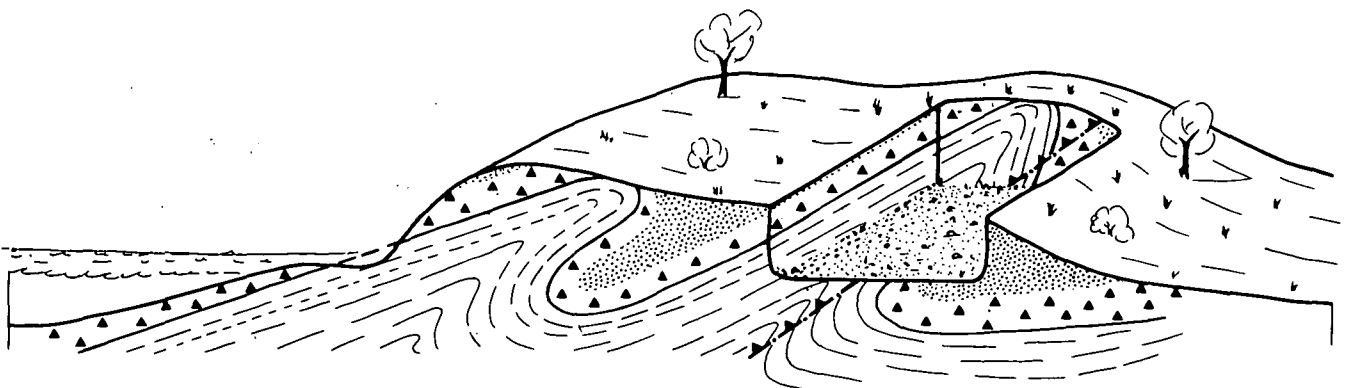


Fig. 4.
Pit in folded mo-clay.

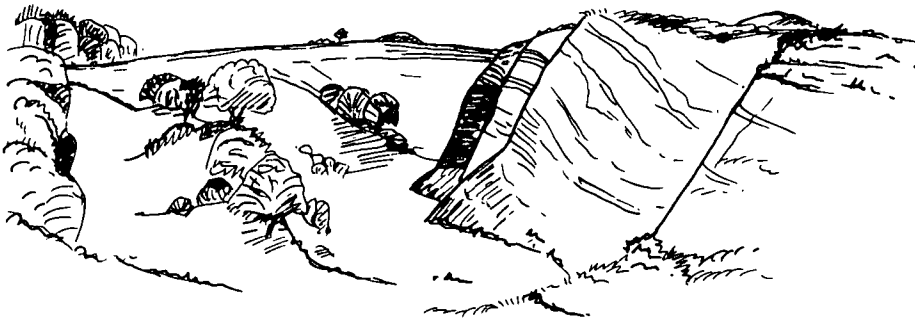


Fig. 5.
Restored mo-clay pit with open profiles.
Drawing after B. NIELSEN.

the general public interest and the long-term, legal rights of exploitation needed by industry, and this was done by a working group consisting of representatives from the mo-clay producers and from the local, regional and state authorities. The fundamental evaluation of the resources was made by the Geological Survey and an inventory was made of landscape values, geological interest, recreational usage etc.; an estimate of the required production of the different types of mo-clay was also prepared. Against this background, plans were then drafted to locate the areas of future exploitation and to prescribe the working and restoration routines for each extractive site.

In short, the mo-clay producers secured the rights of exploitation in selected areas for an estimated period of 50 years based on the rate of actual production. In return the producers committed themselves not to exploit the mo-clay in other areas where legal rights to do so already existed. Plans were prepared for the working and restoration of every locality. According to the agreement, the mo-clay producers will complete the restoration of new as well as old clay pits. This is substantially more than what is required by the Raw Materials Act and the new plan reflects the whole-hearted acceptance of the needs of nature conservation by the authorities.

With regard to the needs of geological conservation, three general principles were followed. Firstly, the morphology will be cleaned up by removing vegetation; secondly, all mo-clay pits will have to be retained but their appearance will be to some extent camouflaged

by vegetation; and, thirdly, faces providing longitudinal profiles of mo-clay with ash layers will be left open, and cross-sections will be cut, for the benefit of science and education.

4.3. The Mogenstrup Esker

4.3.1. Geology

The Mogenstrup Esker in southern Sjaelland is one of the most impressive eskers in Denmark with a height ranging from 25 to 50 meters and a total length of 10 km. The esker follows a major glacial drainage system across the Island of Sjaelland and consists of a number of isolated ridges of which only the eastern-most has been described.

4.3.2. Exploitation

The esker, however, contains excellent gravel for use in concrete and in road construction. Therefore, by the time when the authorities obtained legal powers to intervene in its exploitation, more than half of its extent had already been dug away.

4.3.3. Planning for Future Exploitation

The future exploitation of the resources of the esker has been the subject of a working group representing

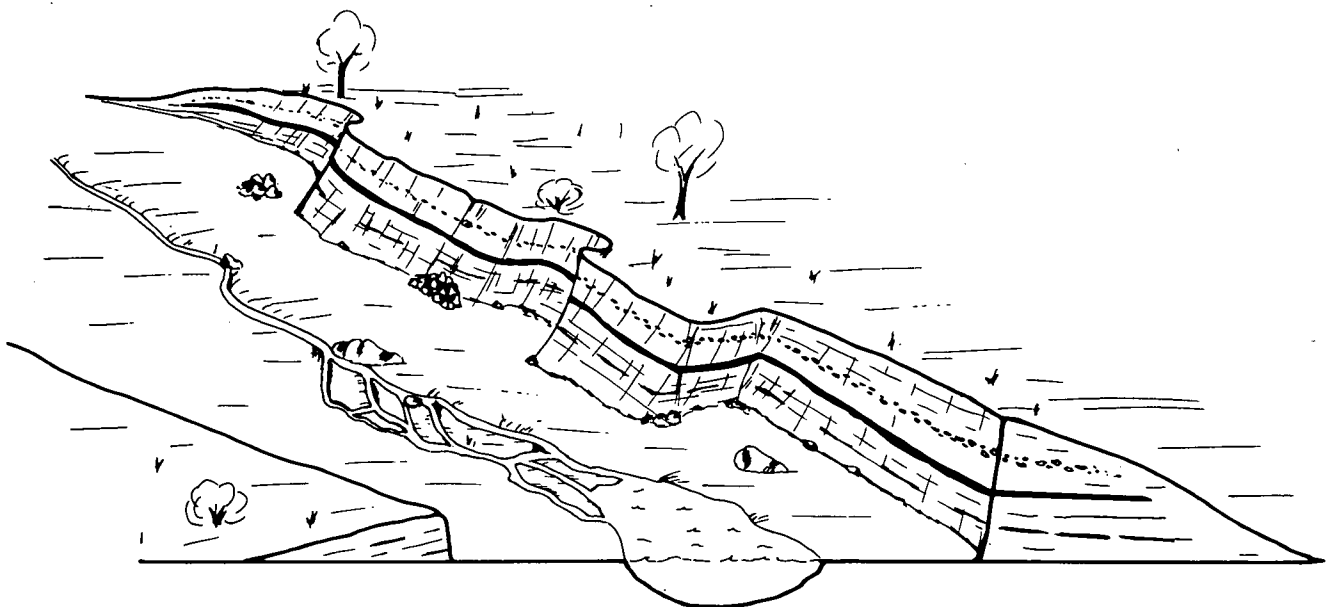


Fig. 6.
Restoration plan for the Mogenstrup Esker.

landowners, industry and authorities. An inventory has been made and has served as the basis for a planned completion of exploitation and restoration which incorporates the following principal provisions:

- The southern half of the esker has so far been left untouched by mineral working, because it is covered by trees. When viewed from the south, therefore, the esker still seems to be fairly intact.
- The long wall of the pit should be left as an open profile and small section should be cut at right angles to this so that the meltwater deposits which form the esker can be studied in three dimensions.
- A small part of the opposite (northern) flank of the esker is to be carefully protected to demonstrate the original width of the esker.

- The esker rests on an impermeable till and, on top of this till, a small pond will be constructed to feed a braided river which later will change into a meandering river.
- Samples of the various rock types represented in the boulders of the esker will be selected and preserved for demonstration.

The overall aim of this plan is to provide an educational facility which will illustrate the elements of a late glacial landscape. At present, however, the project has not progressed further than the drawing board.

5. The "Geo Trail" in Carinthia (Southern Austria), its Inception and its Acceptance

By HANS P. SCHÖNLAUB*)

5.1. Introduction

The "Geo-Trail" concept has been initiated to present some of the most impressive geological phenomena of the Carnic Alps in Southern Austria to the interested public and to support the local tourist industry in its search for alternative attractions for visitors.

5.2. The Gail Valley

For almost two centuries, the Gail Valley in Carinthia and the surrounding mountains have been well known to be one of the most interesting geological areas in the Alps. Here is the only place which has a continuous fossiliferous record of the Earth's history – without any gaps – ranging from the Middle Ordovician to the Triassic. During the last decade, numerous research studies have yielded not only a very detailed knowledge of the rocks and fossils, but also new geological maps, and revised tectonic framework and interpretations.

5.3. The Geo-Trail

This newly acquired, broadly-based knowledge led to the idea of extending the area's appeal beyond the purely scientific aspects of earth science by presenting some of the most spectacular features to those members of the public who might be interested. Early in 1985, the Geological Survey proposed a presentation of this kind and this soon received approval from the officials from the communities involved and from representatives of the province of Carinthia. Financial sup-

port was promised and received from these communities, from the province, from the Austrian government, and from a few other sources; the final costs totalled more than 1,350,000 Austrian Schillings. The whole project was completed in the summer of 1988 and, since that time, the Geo-Trail has been generally welcomed and frequently visited.

The Geo-Trail covers an area of approximately 350 square kilometers. It consists of five geological trails which can be connected to form a super-trail with a length of more than 100 km at altitudes from 800 to 2300 m. Each trail consists of up to 13 stops, each marked by a plaque mounted on a wooden frame.

The plaques consist of resistant aluminium plates to which a UV-resistant printed foil is glued and each gives information concerning the scenery, the geology, the age of the rocks and fossils and their origin, etc. in non-technical language. At scenic points, additional information is given and this is presented in even larger plaques which include keys to the whole panoramic view.

In addition to the information given in the field, small displays of fossils and rocks have been set up in huts and other special places such as local museums; a book, summarizing all field and additional data, can be obtained for a very moderate price; even stickers, a T-shirt and a badge are available on request.

5.4. Conclusions

The first year operation proved the whole programme to be very successful. Hotel owners and private landlords have started to organise tours for their visitors, while other guided tours are still being run by the tourist offices. Despite the Geo-Trail's popularity, there has been neither exploitation of fossil localities nor any wanton damage to the information plaques. The future of the Geo-Trail seems assured for its maintenance has been guaranteed by the local communities.

*) Author's address: Dr. HANS P. SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

6. A Plan for the Conservation of the Quaternary Geological Phenomena in the County of Hedmark (Norway)

By LARS ERIKSTAD*)

6.1. Introduction

In Norway, a national programme for the registration and protection of various natural features has resulted in the recognition of about 900 areas worthy of conservation during the past 15 years (ERIKSTAD & HARDENG, 1988). Within the field of Earth-sciences, Quaternary geology is given priority and a registration programme, based mainly on geomorphological criteria, will be completed this year. This will result in a conservation programme whose aim will be to protect localities and areas of national importance all over the country using the powers of the Nature Conservation Act (ERIKSTAD, 1984). The general management of sand and gravel extraction, however, is controlled by the Planning and Building Act, but this makes inadequate provision for conservation. As a means of improving this situation, a national registration programme for sand and gravel resources is being conducted by the Norwegian Geological Survey (NEEB, 1987).

6.2. The Hedmark Project

The Quaternary geology of Hedmark is dominated by the county's location on both sides of the culmination zone of the Scandinavian Ice Sheet. The ice divide lay to the south of the watershed and the county offers classical localities for ice-dammed lakes and ice-directed drainage patterns (SOLLID & REITE, 1983). In Hedmark is proved possible to establish co-operation between the nature conservation authorities, the mapping authorities, and the road authorities in the county and the Hedmark Project thus included mapping on the scale of 1 : 250,000 together with the preparation of a popular description of the quaternary geology of Hedmark (SOLLID & KRISTIANSEN, 1983), mapping of the sand and gravel resources on the same scale (SOLLID & KRISTIANSEN, 1981), and the registration of sites of nature conservation value (SOLLID & KRISTIANSEN, 1982). This co-operation was extremely important as it minimised conflict between the road and nature conservation authorities when it came to putting forward concrete suggestions for protected areas. It was also important in establishing a realistic view of the economic implications of the suggested protected areas, especially as Hedmark is one of the most recent counties in Norway to register its sand and gravel resources (NEEB, 1987).

6.3. The Conservation Plan

Following the registration of 71 candidate areas, the Fylkesmannen i Hedmark (1984) selected 33 areas to

be covered by the Conservation Plan. The selection was governed by a wish to make the coverage of the Conservation Plan representative in respect of those Quaternary landforms which are found in the county. Furthermore, it was intended that the areas selected for inclusion should contain continuous systems of landforms so that the Quaternary systems could be documented as thoroughly as possible within the protected area. Each of the different stages of the late glacial period in Hedmark would be represented, and each of the chosen landforms would be clear and instructive. Possible other conservation values, landscape values and educational values were then taken into account.

6.4. Sand and Gravel Resources

Sand and gravel resources in Hedmark are concentrated in the valley floors and along the paths of the ice-directed drainage patterns. In most parts of the county their quality is poor to medium but, in the south, the quality is good. Generally there is a surplus of sand and gravel in the county, but in the southern parts this is not the case. As most of the areas proposed for conservation are concentrated in the central and northern parts of the county, this should imply that the costs in establishing the protected areas will be fairly moderate.

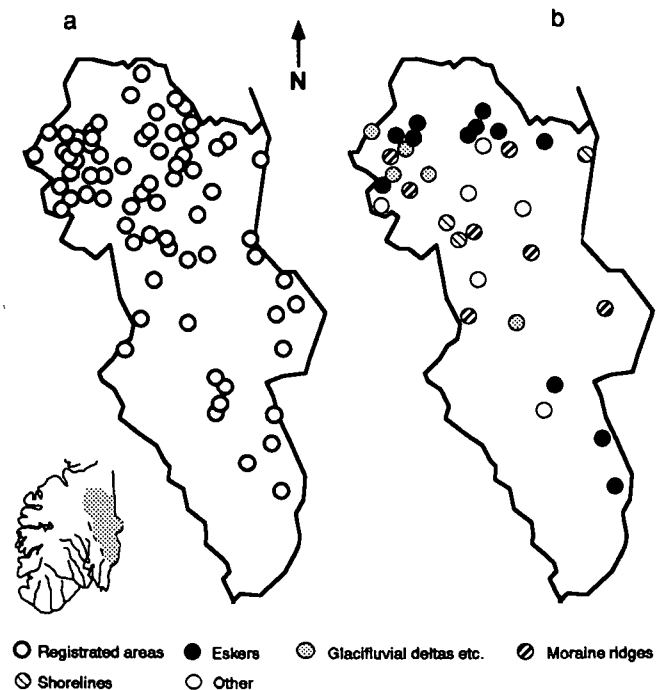


Fig. 7.

a) Registered localities of regional and national importance.

b) Areas suggested as protected areas in the conservation plan, indicating the dominating features.

*) Author's address: Dr. LARS ERIKSTAD, Norwegian Institute for Nature Research, University of Oslo, P.O. Box 1037 Blindern, N-0315 Oslo 3, Norway.

6.5. Conservation Rules

Compensation for the loss of income from sand and gravel extraction will, however, be only a part of the total costs incurred when these nature reserves and landscape protected areas have been established. Forestry is important in Hedmark and, although great emphasis has been laid on not proposing more restrictions for the conserved areas than necessary, it has proved difficult to draw up rules which give enough protection without having some effect on commercial forestry.

This at once raises the problem of whether or not it is sound conservation policy to draw up regulations specially tailored for the particular needs of each area to be conserved, rather than to adopt fundamentally standard rules which apply to all nature reserves whatever their interest. Current thinking in Norway has moved towards the former viewpoint and this implies, as in the case of the Hedmark Conservation Plan, that the regulations to be introduced will restrict all activities likely to damage landforms and geological structures, but will not in principle restrict activities affecting the rest of the ecosystem. When such a policy is adopted, it is important carefully to examine exactly what it is intended conservation should achieve within the protected areas so that purely economic reasons do not govern the establishment and the management of each nature reserve.

6.6. Conservation Policy and Practice

Since 1984, the Conservation Plan has gone through an extensive political and administrative process, both locally and with national authorities and organizations. Although this has resulted in a plan approved in principle, ready for the establishment of reserves and landscape protected areas, progress has now been halted through changed economic considerations. The main problem arises from new legislation for compensation (made in 1985) which has now greatly increased the costs of establishing nature reserves. This, together

with the overriding priority given to pollution control and the use of the new Planning and Building Act in nature management, has left the more classical forms of nature conservation somewhat behind.

This, hopefully, is only a delay and not an end to the work on the conservation of the key areas for Norwegian Quaternary geology. The government has recently stated that conservation of such areas and localities should continue through the operation of both the Nature Conservation Act and the Planning and Building Act. In addition to this, proposals for a new Sand and Gravel Extraction Act have been prepared and such an Act will be important and useful in the field of Earth-science conservation.

By a Royal Decree of 22nd December 1989, 22 nature reserves and one landscape protected area were established as a result of the Hedmark Plan. Most of the areas excluded from the Plan were mountain areas with a low level of land-use conflict and their conservation interests are to be guarded by means of the Planning and Building Act.

References

- ERIKSTAD, L.: Registration and conservation of sites and areas with geological significance in Norway. – *N. geogr. Tidsskr.* **38**, 199–204, 1984.
- ERIKSTAD, L. & HARDENG, G.: Naturvernområder i Norge. – Ministry of Environment, Report T-713, 147 pp., 1988.
- FYLKESMANNEN: I Hedmark: Utkast til verneplan for kvartaergeologiske forekomster i Hedmark fylke. – 100 pp., 1984.
- NEEB, P.-R.: Årsmelding for Grus- og Pukkregisteret 1987. – NGU Report 88.061, 1987.
- SOLLID, J. L. & KRISTIANSEN, K.: Hedmark fylke. Sand- og grusforekomster. – Report, Department of Geography, Univ. of Oslo, 22 pp., 1981.
- SOLLID, J. L. & KRISTIANSEN, K.: Hedmark fylke kvartaergeologisk verneverdige områder. – Report, Department of Geography, Univ. of Oslo, 87 pp., 1982.
- SOLLID, J. L. & KRISTIANSEN, K.: Hedmark fylke. Kvartaergeologi og geomorfologi. Beskrivelse til kart 1 : 250,000. – Ministry of Environment. Report T-543, 101 pp., 1983.
- SOLLID, J. L. & REITE, A. J.: The last glaciation of Central Norway: In: EHLERS, J. (ed.): *Glacial deposits in north-west Europe*, 41–59, Rotterdam (Balkema) 1983.

7. Glacial and Glaciofluvial Landscape Types of Finland and Practical Problems of their Utilisation

By OSMO KONTTURI*)

7.1. The Genesis of Glaciofluvial Landscapes

The glaciofluvial landscapes in Finland originated and developed as the result of a combination of geological (IGNATIUS, etc., 1980), biological and socio-economic processes over the last 12,000 years.

*) Author's address: Dr. OSMO KONTTURI, Karelian Institute, University of Joensuu, Unit of Applied Geography, P.O.B. 111, SF-80101 Joensuu, Finland.

Glaciofluvial deposits, i. e. gravel and sand areas, are very suitable for many purposes. They consist of material important for its use as aggregate and form rich stores of ground water supplies. Glaciofluvial areas are also good building bases for roads and railways – many towns and other centres are situated on them. On the other hand, glaciofluvial landscapes are unique natural formations even on a worldwide scale and thus are important for nature conservation. Because of their variable terrain, pleasant forests and lakes, they are very suitable for recreation. Thus glaciofluvial areas

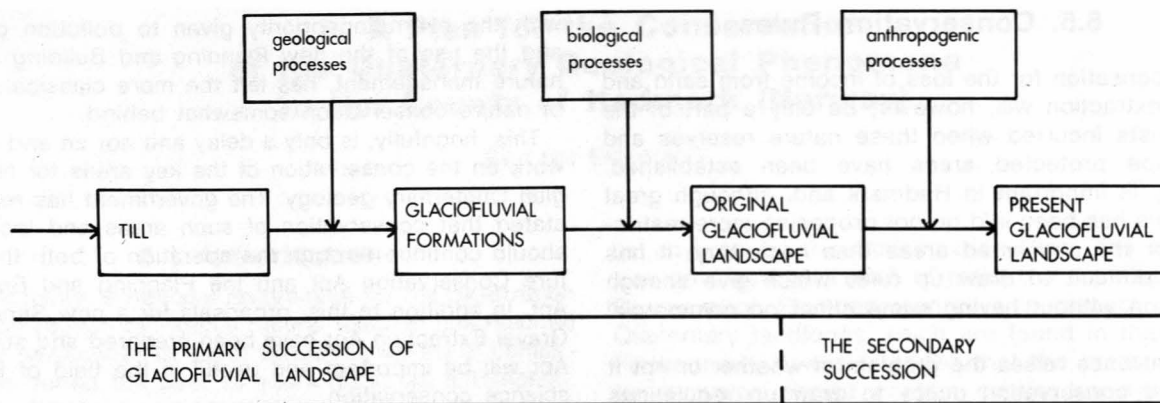


Fig. 8. Scheme showing the development of a glaciofluvial landscape and its primary and secondary succession.

often are the focus of land use conflicts, and they give rise to difficult environment planning problems in Finland.

7.2. Sand and Gravel Resources

Until recently there has been lack of valid data concerning gravel resources, the extent of gravel areas, and the state of glaciofluvial landscapes in Finland (KONTTURI, 1984a; KONTTURI & LYYIKÄINEN, 1983). The main purpose of this paper is to try to reduce this lack of information by collecting data from various sources and unifying them. Only then will it be possible to estimate the future land use of glaciofluvial areas and the factors controlling it.

The results of the National Inventory of Gravel and Sand Resources published in 1979 (NIEMELÄ) estimate the total area of gravel and sand resources in Finland to be about 750,000 hectares or 2.2 % of the total land area. The total volume of gravel resources situated

above the groundwater level was estimated at 47.5 billion m³, of which only 1.1 billion m³ (2.2 %) are suitable for crushing and usable for the most exacting construction purposes.

Gravel resources in Finland are rather unequally distributed. Although the gross resources are quite rich, there are large areas with little or no gravel. On the other hand, about 50 % of the gravel is concentrated in the zone of the Salpausselkä ice-margin formations, which account for only 10 % of the total area of the country.

7.3. Aggregates Consumption

Although no exact figures are available, the present annual consumption of gravel in Finland is minimal compared to the gross gravel resources. Several estimates have been presented suggesting figures of about 50 million m³ per year in the mid-1970's, whereas the sum total obtained from the results of 20



Fig. 9. Large gravel pit in the middle of Finland. These pits are often situated along national highways without any sheltering. Photo A. LYYTIKÄINEN.

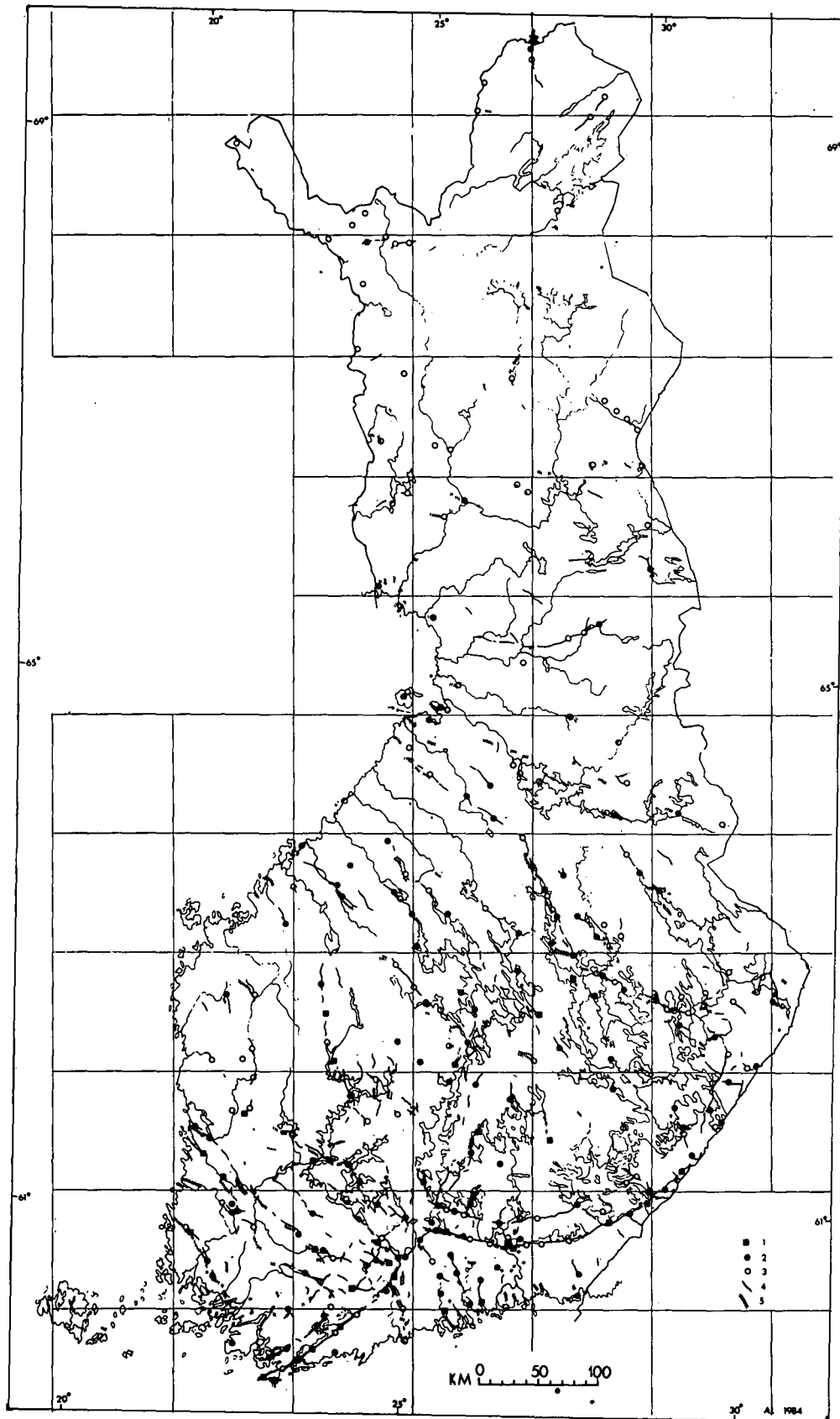


Fig. 10.
Locations of the most seriously altered and deformed esker landscapes.

This may be due to

- 1) towns,
- 2) other large built-up areas,
- 3) small built-up areas,
- 4) roads or railways,
- 5) gravel pits.

provincial investigations by the Regional Planning Associations places the total gravel consumption at the same time at only about 37 million m³ per year. The total consumption in historical times has been only about 4–5 % of the total gross resources.

Like the distribution of gravel resources, gravel consumption varies markedly in Finland. About 50 % of

the total consumption is concentrated in the four southernmost Finnish provinces, which make up only 20 % of the total land area, although they contain about 60 % of the total population. Correspondingly, about 50 % of the total consumption takes place in urban areas. The most important sectors involved in gravel use during the mid-1970's were public roads

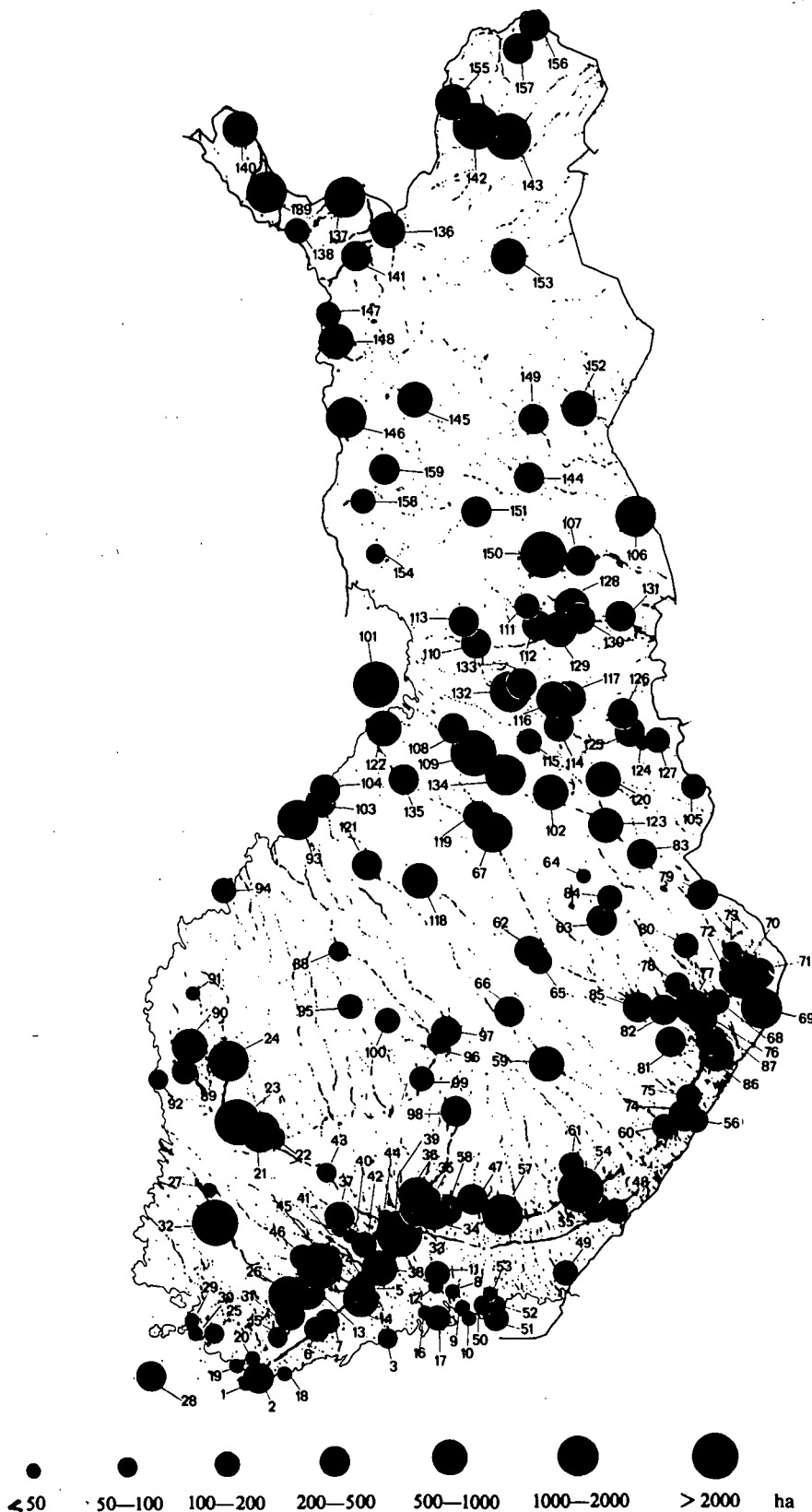
and railways (55 % of the total) and house-building and concrete production (over 20 %) (KONTTURI, 1983).

7.4. Land Use Problems

Although total gravel consumption is minor compared to the gross resources, gravel extraction has caused extensive environmental damage, e. g. destroy-

ing beautiful esker landscapes, creating groundwater hazards and detracting from the recreational use of esker areas. The large esker areas of southern and central Finland have been particularly badly damaged or destroyed, e. g. many esker chains have been exploited for many kilometres at a time. Furthermore, natural esker landscapes have largely disappeared from all areas within 40–60 km of major population centres in southern and central Finland.

Fig. 11.
Location of sites included in the National Esker Conservation Programme and selected glaciofluvial areas.



7.5. Conservation of Glaciofluvial Landscapes

A nation-wide inventory carried out in 1972–1981 showed that there are still about 220,000 hectares of natural or near-natural glaciofluvial landscapes in Finland which is 0.7 % of the total land area, and 30 % of the total esker area. Today only 15,000 of hectares glaciofluvial landscape have been protected by nature conservation acts or by resolutions of authorities and thus belong to national parks and nature reserves. However, in 1984 the Ministry of the Environment prepared a special conservation program, which included 96,000 hectares of glaciofluvial landscape (HAAPANEN, 1982).

7.6. Controlling of the Land Use of Glaciofluvial Areas

In practice, gravel extraction in Finland has altered very markedly from 1st January 1982 onwards, with the enforcement of a new law restricting the previously almost free extraction of sand and gravel. Nowadays it is necessary to have permission from the local council

and to present a plan outlining the area, the amounts of gravel concerned, and the proposed measures for restoring the landscape after exploitation.

References

- HAAPANEN, A.: Nature conservation in Finland and the recent progress in this field (in Finnish). – Publ. of the Bureau of Natural Resources. Ministry of Agriculture and Forestry, 89 pp., Helsinki 1982.
- IGNATIUS, H., KORPELA, K. & KUJANSUU, R.: The deglaciation of Finland after 10,000 B. P. – *Boreas*, **9**, 217–228, 1980.
- KONTTURI, O.: The development of the state of esker landscape in Cultural Finland and factors controlling it (in Finnish). – The Nation-wide esker investigation Rep., **12**, 96 pp., Joensuu 1980.
- KONTTURI, O.: Gravel Resources and Consumption of Finland. – MEGS 3, Europe on the Geological Map, 41–42, University Erlangen – Nürnberg 1983.
- KONTTURI, O.: The development of the state of glaciofluvial landscape in Finland. – *Fennia* **162**, 1, 62–80, 1984b.
- KONTTURI, O. & LYYTIKÄINEN, A.: Observations on methods to map glacial and glaciofluvial formation (in Finnish). – The Nation-wide esker investigation Rep., **24**, 33 pp., Joensuu 1983.
- NIEMELÄ, J. (edit): The gravel and sand resources of Finland; an inventory project 1971–1978 (in Finnish). – *Geol. Surv. Finl., Rep. Invest.* **42**, 119 pp., Espoo 1979.

Buchbesprechungen

BOWEN, R.: Isotopes in the Earth Sciences. – 647 S., 59 Tab., 63 Abb., London – New York (Elsevier Applied Science) 1988. ISBN 1-85166-145-X.

„Isotopes in Earth Sciences“ ist ein vom Thema her sehr umfassendes Buch. Es wendet sich in erster Linie an Erdwissenschaftler, spricht aber auch andere Naturwissenschaftler an und, was an einem solchen Werk neuartig ist, alle, die sich mit Umweltforschung beschäftigen.

Der erste Teil ist eine Einführung in die physikalischen Grundlagen und recht interessant dargestellt. Über Vorgänge beim Big Bang, Elementarteilchen, atomaren Aufbau, radioaktiven Zerfall etc. wird ausführlich eingegangen. Auch die Entwicklung der Forschung wird spannend referiert. Das folgende Kapitel über Massenspektrometrie ist ausführlich. Es ist nicht durchwegs allgemein gehalten, sondern der Autor beschreibt in manchen Abschnitten, aus seinen speziellen Kenntnissen heraus, die Geräte eines Herstellers, was sich dadurch wie ausführliche Firmenprospekte liest.

Im zweiten Teil des Buches werden alle Datierungsmethoden vorgestellt, die heute mehr oder weniger gängig sind. Ihre Zahl hat in den letzten Jahren zugenommen, und zu den nun seit Jahrzehnten „klassischen“ Methoden sind Verfahren hinzugekommen, die einerseits sehr alte, andererseits auch jüngste Ereignisse oder Bildungen datieren können. In diesem Teil des Buches fällt bereits auf, wie eng sich der Autor in Aufbau und Formulierung mancher Passagen an das unübertroffene Lehrbuch „Principles of Isotope Geology“ von G. FAURE hält.

Der dritte Teil des Buches heißt „Environmental Isotopes“ und ist gegliedert in die Kapitel Atmosphäre und Hydrosphäre, Biosphäre und Lithosphäre, wo die jeweils relevanten Isotope und ihre Anwendung auf den unterschiedlichsten Forschungsgebieten besprochen werden. An „Isotopes in Paleoclimatology“ schließt als letztes Kapitel „Radioactive Waste“ an, ein Thema, von dem heute jeder mehr oder weniger stark berührt ist. BOWEN beschreibt darin die Gefahr der radioaktiven Strahlung durch Kernkraft künstlich erzeugter Isotope und referiert alle größeren bekannten Reaktorunfälle. Eindrucksvoll ist der Abschnitt über die Wahrscheinlichkeit von Reaktorunfällen, die nach offiziellen Berechnungen offensichtlich allzu optimistisch eingeschätzt wird. Die Abschnitte über Endlagerstätten beziehen sich vorwiegend auf Fallstudien in U. S. A. und U. K. und schildern detailliert die gesetzlichen Begleitmaßnahmen der betreffenden Regierungen. Viele Abschnitte dieses Teiles des Buches sind journalistisch gut aufbereitet und spannend zu lesen.

Das Buch umfaßt alle Aspekte, die man von einem Werk über Isotope in den Erdwissenschaften erwarten kann. Die physikalischen Grundlagen und Daten sind ausführlich. Schätzenswert ist ein Glossar am Ende des Buches. Zwangsläufig muß das vorgegebenen Thema zu ähnlichen Inhalten und Darstellungen wie in anderen Büchern führen. Mit dem letzten Teil hat R. BOWEN sicherlich einen neuen Beitrag geliefert.

SUSANNE SCHARBERT

CHAIN, V.E. & MICHAJLOV, E.: Allgemeine Geotektonik. – 303 S., 114 Abb., Leipzig (VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie) 1989. Russische Originalausgabe: Moskau 1985. DM 65. – ISBN 3-342-00302-2.

Dieses Lehrbuch baut auf dem Lehrprogramm für Geotektonik der sowjetischen Hochschulen auf und ergänzt dieses durch den neuesten Stand der Kenntnisse.

So bekommt der deutschsprachige Leser Zugang zum Wissens- und Forschungsstand in der Sowjetunion und zudem Einblick in einen dort ablaufenden Ideenwiderstreit fixistischer und mobilistischer Auffassungen, wobei letztere von den Autoren als Neomobilismus (= Plattentektonik) überzeugend vertreten werden.

Eine sehr gründliche wissenschaftsgeschichtliche Analyse, ein aktuotektonischer Überblick, Darlegung der Methodik namentlich der Paläotektonik, eine Schilderung der Hauptstrukturelemente der ozeanischen und kontinentalen Kruste, gehen einem zentralen Kapitel voraus: Hauptetappen und allgemeine Gesetzmäßigkeiten der strukturellen Entwicklung der Erdkruste. Darin wird ausgehend von einer prägeologischen Etappe (4,6–4,0 Mrd. J. v.h.) über eine früh- (4,0–3,5) und spätarchaische (3,5–2,6), eine früh- (2,6–1,7) und spätproterozoische (1,7–0,6) zu einer paläozoischen (0,6–0,2) und mesozoisch-känozoischen Etappe (0,2–0) ausgeglichen referiert und dabei der Mesozoikum-Känozoikum-Spezialist an die zeitlichen Größenordnungen erinnert.

Vor- und Nachsatz des Buches zeigen paläogeographische Rekonstruktionen. Sonst dienen zur Bebilderung des Buches 114 instruktive Strichzeichnungen, deren Konsultation durch die räumliche Trennung der Kästchen-Legende vom Legendentext nicht erleichtert wird.

Ganz besonders beeindruckt die Dichte der Information, welche auf 303 Seiten im Format 16 mal 23 cm einen nahezu lückenlosen Gesamtüberblick zum Problemkreis Allgemeine Geotektonik bietet. Eine übersichtsfördernde Kapitelgliederung und eine das Wesentliche heraushebende Sprache in guter Übersetzung mögen dazu beigetragen haben!

Besonders lesenswert ist das Kapitel über tektonische Kartographie, eine Arbeitsrichtung, welche V.E. CHAIN im Rahmen der diesbezüglichen weltweiten Unesco-Aktivitäten in führender Position betreut.

Im Vorwort geben die Autoren ihrer Freude darüber Ausdruck, daß ihr Buch nun in der Sprache von Eduard SUSS, Leopold KOBER, Hans STILLE und Sergej von BUBNOFF's vorliegt.

RUDOLF OBERHAUSER

EMMERMANN, R. & WOHLBERG, J. (Hrsg.): The German Continental Deep Drilling Program (KTB). Site Selection Studies in the Oberpfalz and Schwarzwald. – Ca. 575 S., 259 Abb., Berlin – Heidelberg – New York (Springer-Verlag) 1989. Hardcover, DM 160.–. ISBN 3-540-50922-4.

Die Bohrarbeiten im Rahmen des Kontinentalen Tiefbohrprogrammes starteten Ende September 1987 bei Windischeschenbach/Oberpfalz. Das vorliegende Buch stellt eine Sammlung von Ergebnissen der umfangreichen Voruntersuchungen in den Gebieten Oberpfalz und Schwarzwald dar, die als Entscheidungshilfe für die Auswahl der Bohrlokation herangezogen wurden. Die 19, in englischer Sprache verfaßten Beiträge der verschiedenen Forschergruppen, die mit den erwähnten Voruntersuchungen befaßt waren, dokumentieren den gegenwärtigen Wissensstand über Bau, Zusammensetzung, Entwicklung, Vererzung und geophysikalische Merkmale beider Regionen. Ferner werden die ersten Ergebnisse der Vorbohrung vorgestellt.

ALOIS MATURA

FREDERICK, J.: *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics – 2nd rev. and enlarged ed., XIX + 461 Seiten, 246 Abb., 9 Tab., New York usw. (Springer) 1990.*
Hardcover, DM 148.–
ISBN 3-540-50920-8.

Die erste Auflage dieses Werkes erschien 1984. Die jetzt erschienene 2. Auflage ist gegenüber der ersten wesentlich ausführlicher. Der Aufbau blieb aber, bis auf wenige Ausnahmen, gleich.

F.J. SAWKINS beginnt in seinem Werk mit einer kurzen Einführung in die Plattentektonik, die, da sie die Grundlage für die abgehandelte Problematik ist, umfangreicher sein könnte. Zahlreiche Zitate verweisen aber auf die ausführlichere moderne Literatur.

Das Buch wurde in zwei Teile gegliedert, wobei im ersten Teil die Vererzungen an konvergenten Plattengrenzen und im zweiten Teil die Vererzungen an divergenten Plattengrenzen abgehandelt werden.

Teil 1 enthält die Kapitel:

- 1) Principal Arcs and Their Associated Metal Deposits.
- 2) Metal Deposits on the Inner Sides of Principal Arcs.
- 3) Metal Deposits of Arc-Related Rifts.
- 4) Additional Aspects of Arc-Related Metallogeny.

Im zweiten Teil findet man folgende Themenbereiche:

- 5) Metallogeny of Oceanic-Type Crust.
- 6) Intracontinental Hotspots, Anorogenic Magmatism and Associated Metal Deposits.
- 7) Metal Deposits Associated with the Early Stages of Continental Rifting.
- 8) Metal Deposits Related to Advanced Stages of Rifting.
- 9) Metal Deposits in Relation to Collision Events.
- 10) Metal Deposits and Plate Tectonics – An Attempt at Perspective.

Die einzelnen Kapitel sind sehr übersichtlich gestaltet. Eine klare Gliederung und die reichliche Ausstattung mit durchwegs sehr instruktiven und qualitativ hochwertigen Abbildungen machen das Werk leicht lesbar. Neben den allgemeinen Beschreibungen der verschiedenen Lagerstättentypen findet man eine Fülle von Beispielen aus aller Welt. Daß hier die doch eher bescheidenen, aber nicht weniger interessanten Lagerstätten der Alpen zu kurz kommen, ist zu bedauern. Abgeschlossen wird das vorliegende Werk von einem sehr ausführlichen Literaturverzeichnis.

MANFRED J. ROCKENSCHAUB

GRÜN, R.: *Die ESR-Altersbestimmungsmethode. – VIII + 132 S., 62 Abb., Berlin – Heidelberg – New York – London – Paris – Tokyo – Hong Kong (Springer Verlag) 1989. – 255 g, broschiert, DM 39.50.*
ISBN 3-540-50146-0.

Die Elektronen-Spin-Resonanz-Spektrometrie ist eine recht neue Methode, um natürliche, geologisch junge Substanzen und Vorgänge zu datieren. Gemessen wird in einem starken Magnetfeld die Absorption von Mikrowellen durch metastabile, durch Ladungsdefekte eingefangene Elektronen in dielektrischen festen Körpern, die einer ionisierenden Strahlung ausgesetzt waren. Zur Untersuchung eignet sich calcitisches und aragonitisches Material von Fossilien (Mollusken, Korallen, Foraminiferen), Höhlensinter, Travertine, aber auch Zähne. Bedeutsam ist die Datierung von Quarzen aus Lössen und Myloniten. Das Alter errechnet sich aus der Gesamtstrahlendosis und der jährlichen Dosisrate. Dabei gehen zahlreiche Parameter und Faktoren ein, die oft schwierig zu bestimmen oder abzuschätzen sind, sodaß Alter mit relativ hohen Fehlern behaftet und schwierig zu reproduzieren sind.

Leider ist der komplizierte Stoff didaktisch schlecht dargestellt. Warum muß der ignorante, aber wissensdurstige und bildungshungrige Erdwissenschaftler im ersten Abschnitt „Einführung in die ESR Datierung“ gleich nach dem ersten Satz in Anhang B–D tauchen, um in konzentrierter Form die theoretischen Grundlagen verdauen zu müssen? Als schriftliche

Grundlage zu einer Vorlesung mag das Buch sehr nützlich sein (es wird vom Verlag auch als Hochschultext publiziert), ansonsten ist die Darstellung zu kondensiert, und es entsteht der Eindruck, daß der behandelte Stoff mitunter flüchtig und lieblos rasch zu einem Buchtext verarbeitet worden ist. Daraus ergab sich keine flüssige, leicht verständliche Darstellung einer interessanten Methode.

Im Abschnitt über die Anwendung der ESR-Datierung werden Beispiele vorgeführt, die zeigen, wie kompliziert und heikel die Anwendung der Methode ist. In Tabellenform wird jeweils der Ablaufplan der Datierung dargestellt und werden die einschlägigen Publikationen aufgelistet. Zu erwartende methodische Verbesserungen werden in Zukunft den Erdwissenschaften, der Archäologie und der angewandten Chemie ein machtvolles Werkzeug zur Verfügung stellen, um bisher schlecht zu fassende Ereignisse zu datieren.

SUSANNE SCHARBERT

KOENSLER, W.: *Sand und Kies Mineralogie, Vorkommen, Eigenschaften, Einsatzmöglichkeiten. – 123 S., 54 Tab., 29 Abb., Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag) 1989.*
DM 38.–; ca. ÖS 265.–
3-432-97551-1.

Das einleitende Kapitel „Sand und Kies als Rohstofffaktoren“ zeigt mit einer tabellarischen Aufstellung zur Verwendung von Sanden und Kiesen nach Industriezweigen (mit Produktionsmengen aus der Bundesrepublik Deutschland 1986) den Schwerpunkt des Buches auf: Die Kenntnis des Rohstoffes als Voraussetzung für gezielten und damit sparsamen Einsatz in den klassischen und neuen Anwendungsbereichen mit ihren ganz speziellen Anforderungen und Hinweisen auf Prüfverfahren.

Hingegen ist der Abbau, mit Gewinnungs- und Aufbereitungstechnik, Umweltimplikationen, Rekultivierungsmöglichkeiten und Genehmigungsverfahren nicht Gegenstand des Buches.

Auf den ersten Blick ist für den Geologen das Kapitel über die technischen Verwendungsmöglichkeiten besonders interessant. Es macht gut die Hälfte des Buches aus, das sich mit praxisorientierten Tabellen und Abbildungen sowie übersichtlicher Gliederung auch als gut transportables Nachschlagwerk empfiehlt.

Unter den Baustoffen werden die Zuschlagstoffe für Beton und Mörtel, die Straßenbauweisen (Beton, Asphalt, ungebunden) aber auch die Bindemittel und Kunst- und Verbundwerkstoffe behandelt. Eher kurz gefaßt ist das Kapitel über die Spezialsande für Metall- und Glasherstellung und für keramische und chemische Produkte. Ausführlich und besonders aktuell sind die Erörterungen über Anwendungen von Sand und Kies ohne Bindemittel wie Strahl-, Filter-, Haft- und Streumittel und den Einsatz im Umweltschutzbereich, die in anderen Büchern häufig etwas vernachlässigt sind.

Zu erwähnen ist die nahezu ausschließliche Orientierung auf bundesdeutsche Normen, Richtlinien und Vorschriften, die in einem Anhang auch aufgelistet sind; weiterführende Literatur und Register ergänzen das Buch.

Aber nun noch einmal zum Beginn: Hat man als Geologe auch leichten Zugang zu ausführlicherer und „wissenschaftlicher“ Literatur zu Entstehung und Vorkommen, Mineralogie und granulometrischen Eigenschaften von Sand und Kies, die im ersten Teil des Buches behandelt werden, so lohnt es sich doch auf Grund der kurzen und prägnanten Darstellungen auch diese Kapitel zu studieren, wobei insbesondere die Granulometrie (Kugelpackungstheorie, Korngröße, Kornform, Kornoberfläche) als theoretische Grundlage für die praktische Verwendung von Sand und Kies hervorzuheben ist.

Ist das Buch laut Umschlagtext für Studenten, Mineralogen, Geologen, Bauingenieure, Technologen und auch als Lehrbuch gedacht, so scheint es mir unter dem Aspekt der Förderung der gegenseitigen Verständigung unter den verschiedenen Disziplinen und zwischen Theorie und Praxis besonders gut gelungen.

MARIA HEINRICH

MATTHES, S.: Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. – 3. überarbeitete Auflage, 448 S., 165 Abb., 2 Taf., Berlin etc (Springer) 1990.
Broschiert.
ISBN 3-540-51912-2.
ISBN 0-387-51912-2.

Die vorliegende 3. Auflage dieses Buches ist inhaltlich gegenüber der 2. Auflage, die in dieser Zeitschrift bereits besprochen wurde (Jb. Geol.B.-A., 131/1, S. 206) nur in einigen wenigen Punkten verändert bzw. ergänzt worden. Die wesentlichste Ergänzung stellt ein 4-seitiger Abschnitt über „Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralen“ dar.

ALOIS MATURA

MORFIS, A. & PARASKEVOPOULOU, P.: Proceedings 5th International Symposium on Underground Water Tracing SUWT Athens 1986. – Institute of Geology and Mineral Exploration, Greece, und International Working Group on Tracer Methods in Hydrology, 473 S., Athen 1986.

Die Langfassungen der Tagungsreferate zeigen die Entwicklung der Tracerhydrologie als interdisziplinäres Fachgebiet. Ausgehend von konventionellen Methoden mit zahlreichen Fallbeispielen bis zu zukünftig fortgeschrittenen Verfahren werden die Einsetzbarkeit und Interpretationsmodalitäten vorgestellt, welche die tatsächlichen unterirdischen Wasserwege und/oder – der zunehmenden Immissionsproblematik entsprechend – Schadstoffausbreitungen prognostizieren lassen sollen.

Problematisch aber dabei ist, daß derzeit grundsätzlich von wässrigen Lösungen ausgegangen wird, deren Fließeigenschaften, Viskosität, Dichte und Permeabilität (der für Wasser gültige Durchlässigkeitsbeiwert k_f) jedoch nicht jenen von organisch-chemischen Lösungsmitteln in der ungesättigten Bodenzone entsprechen. Neu zu entwickelnde Tracer mit derartigen Eigenschaften werden aber wahrscheinlich ebenfalls toxisch oder zumindest nicht umweltverträglich sein. Trotz dieser Diskrepanz zu den Anforderungen an Tracer für die Praxis können auszugsweise folgende Neuentwicklungen positiv hervorgehoben werden:

Positiva

- + Temperatur als Tracer.
- + Geothermieprospektion durch ^{13}C im CO_2 -Gas.
- + Isotopenhydrologische und hydraulisch-hydrologische Vergleiche.
- + Spezifische Trennung von Farbtracern ähnlicher Wellenlängen.

- + Neuentwicklung von Farbtracern (Pyranin, Na-Naphthionat) und der Methode des Sporennachweises.
- + Untersuchung biologischer Effekte auf Tracer.
- + Toxizität von Tracern.
- + Bestimmung der Grundwasserfließgeschwindigkeit durch Rückpumpversuche eingespeister Tracer.
- + Diskussionsbeiträge nach jedem Referat.

Weder/noch

- ± Kaum Eingehen auf den Untersuchungsanlaß und praktische Fragestellungen.

Negativa

- Einleitung bzw. Vorwort nur in Griechisch. Keine englische oder deutsche Übersetzung. Überhaupt wenige Beiträge in Deutsch, obwohl offizielle Kongreßsprache.
- Kein Gesamtinhalts- und Literaturverzeichnis. Ebenso kein Sachregister.
- Keine ISBN-Nummer.

WALTER KOLLMANN

ZEIL, W.: Brinkmanns Abriß der Geologie. Band I: Allgemeine Geologie. – 14. Auflage, neu bearbeitet von WERNER ZEIL, 278 S., 238 Abb., 12 Farbbilder, 35 Tab., Stuttgart (Enke) 1990.
Kartonierte, ca. DM 54.–
ISBN 3-432-80594-2.

Es handelt sich bei dem vorliegenden Buch um einen kurzen Überblick der Geologie in zwei Bänden. Der 1. Band behandelt die allgemeine Geologie und beginnt mit der Geschichte und dem Begriff Geologie. Die straffe und treffliche Gliederung die zahlreichen Abbildungen und Tabellen sind der Grund, daß dieses Buch zur Standardliteratur jedes Studenten der Geowissenschaften gehört, und es ist nicht verwunderlich, daß in regelmäßigen Abständen dieses Werk neu aufgelegt werden muß. Diese, bereits die 14. Auflage, wurde sehr gründlich überarbeitet und wesentlich verbessert. Dem Umstand, daß auch die Geologie sich zu einer großen Anzahl von Spezialgebieten entwickelt hat, wurde durch Hinweise auf weiterführende Literatur Rechnung getragen. In vielen Fällen wurde der Inhalt modern gestaltet, und Hinweise auf neue Methoden und Analysen gegeben. Das Kapitel Geodynamik wurde neu verfaßt. Damit fanden auch die Plattentektonik und neue Verfahren der Geophysik Eingang in dieses Werk.

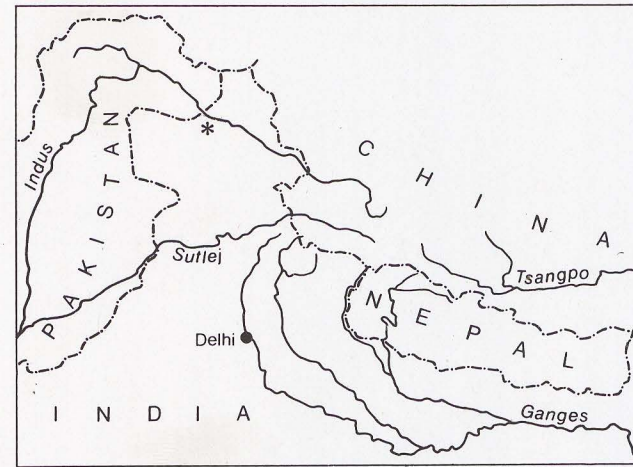
Zusammenfassend ist festzustellen, daß die Überarbeitung „Brinkmanns Abriß der Geologie“ weiterhin als Standardwerk für jeden Interessenten der Geowissenschaften zu empfehlen ist.

AXEL NOWOTNY



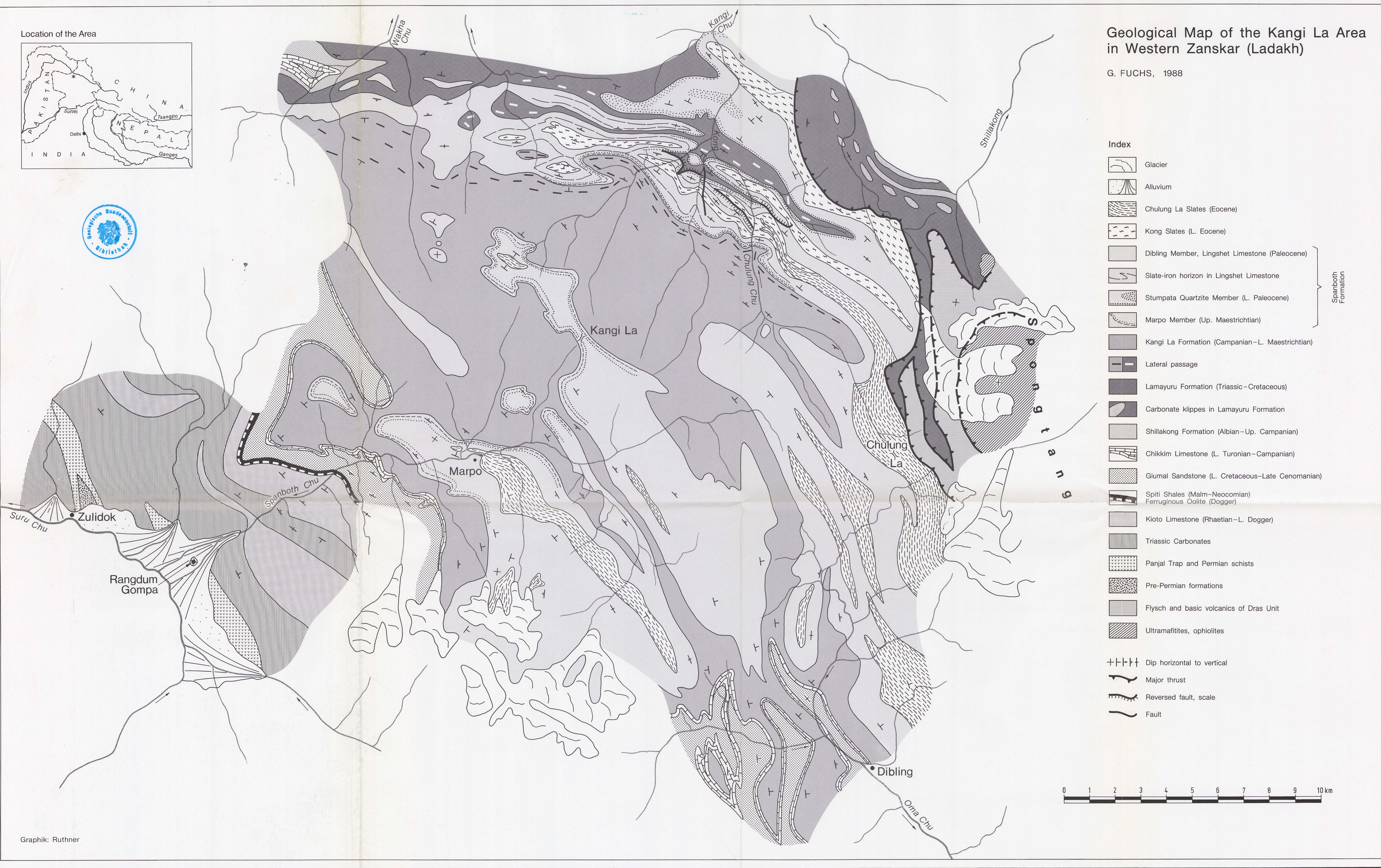
P.S. 729, 8°
 133
 2

Location of the Area



Geological Map of the Kangi La Area in Western Zaskar (Ladakh)

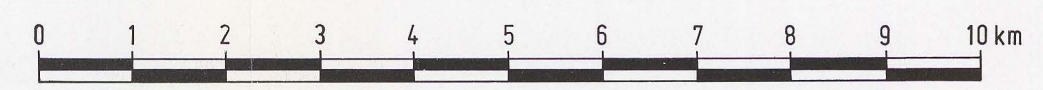
G. FUCHS, 1988



Index

- Glacier
- Alluvium
- Chulung La Slates (Eocene)
- Kong Slates (L. Eocene)
- Dibling Member, Lingshet Limestone (Paleocene)
- Slate-iron horizon in Lingshet Limestone
- Stumpata Quartzite Member (L. Paleocene)
- Marpo Member (Up. Maestrichtian)
- Kangi La Formation (Campanian-L. Maestrichtian)
- Lateral passage
- Lamayuru Formation (Triassic-Cretaceous)
- Carbonate Klippes in Lamayuru Formation
- Shillakong Formation (Albian-Up. Campanian)
- Chikkim Limestone (L. Turonian-Campanian)
- Giumal Sandstone (L. Cretaceous-Late Cenomanian)
- Spiti Shales (Malm-Neocomian)
Ferruginous Oolite (Dogger)
- Kioto Limestone (Rhaetian-L. Dogger)
- Triassic Carbonates
- Panjal Trap and Permian schists
- Pre-Permian formations
- Flysch and basic volcanics of Dras Unit
- Ultramafites, ophiolites
- Dip horizontal to vertical
- Major thrust
- Reversed fault, scale
- Fault

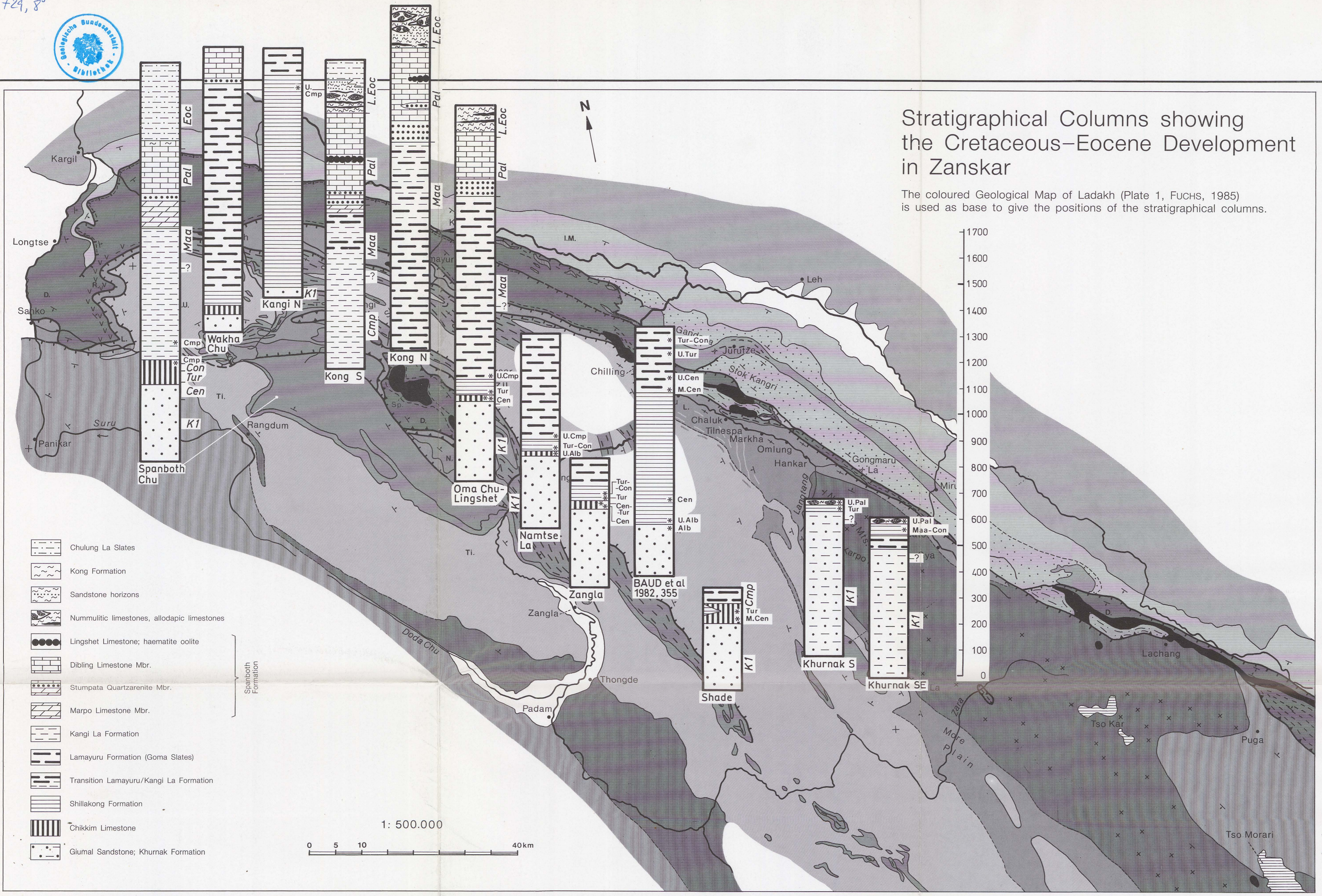
Spanboth Formation





Stratigraphical Columns showing the Cretaceous–Eocene Development in Zanskar

The coloured Geological Map of Ladakh (Plate 1, FUCHS, 1985) is used as base to give the positions of the stratigraphical columns.



- Chulung La Slates
- Kong Formation
- Sandstone horizons
- Nummulitic limestones, aliodapic limestones
- Lingshet Limestone; haematite oolite
- Dibling Limestone Mbr.
- Stumpata Quartzarenite Mbr.
- Marpo Limestone Mbr.
- Kangi La Formation
- Lamayuru Formation (Goma Slates)
- Transition Lamayuru/Kangi La Formation
- Shillakong Formation
- Chikkim Limestone
- Giupal Sandstone; Khurnak Formation

- 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
 - Giupal Sandstone, Khurnak Formation (*Lower Cretaceous*)
 - Lamayuru Formation (*Triassic–Maestrichtian*, stratigraphic range depending on position)
 - Passage zone Lamayuru Formation/Zanskar Carbonates
 - Zanskar Carbonates undivided (*Triassic–Jurassic*) (including local occurrence of Spiti Shales)
 - Palaeozoic formations
 - Intrusions of Rupshu Granite in metasediments of Tso Morari Crystalline (Nimling 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 Zanskar Unit
 - Ti.** Tibetan (Tethys) Zone
 - Sp.** Spongtang
-
- Dip
 - Thrusts (phase 1)
 - Reversed faults, overturned thrusts (phase 2)

1: 500.000
0 5 10 40km