

Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 125, Heft 1-2	S. 1-50	Wien, Dezember 1982
--------------------	----------------	--------------------	---------	---------------------

The geology of Western Zanskar

By GERHARD FUCHS*

With 18 Figures and 6 Tables (= Beilagen 1-6)
(Fig. 2, 4-10, 13-18 on Tables 3-5)

Schlüsselwörter

*NW-Himalaya
Ladakh
W-Zanskar
Stratigraphy
Tectonics
Evolution*

CONTENTS

Abstract	2
Zusammenfassung	2
1. Introduction.....	3
2. Stratigraphy	5
2.1. Stratigraphy of the Tibetan Zone	5
2.1.1. Crystalline	5
2.1.2. Panjal Trap	6
2.1.3. Permo-Triassic	6
2.1.4. Triassic	7
2.1.5. Quartzite Series and Kioto Limestone	7
2.1.6. Upper Dogger	7
2.1.7. Spiti Shales	8
2.1.8. Giumal Sandstone	8
2.1.9. Chikkim Limestone	8
2.1.10. Kangi La Flysch	9
2.1.11. Spanboth Limestone	10
2.1.12. Chulung La Slates	12
2.2. Stratigraphy of the Northern Zanskar Unit (N.Z.U.)	13
2.2.1. Triassic-Jurassic Carbonates	13
2.2.2. Jurassic-lower Upper Cretaceous	14
2.2.3. Shillakong Formation	15
2.2.4. Lamayuru Formation (Maestrichtian portion)	16
2.2.5. Lingshet Limestone	17
2.2.6. Kong Slates	19

*) Address of the author: Dr. GERHARD FUCHS, Geologische Bundesanstalt. A-1031 Wien. P.O.B.154.

2.3. The Lamayuru Unit	20
2.4. The Dras Unit	22
2.5. The Rusi La Zone	24
2.6. The Peridotites and Ophiolitic Melanges	25
2.7. The Indus Molasse	26
3. Tectonics	27
3.1. The Tibetan Zone	28
3.2. The Northern Zaskar Unit (N.Z.U.)	30
3.3. The Lamayuru Unit	34
3.4. The Rusi La Zone	35
3.5. The Dras Unit and Peridotites	36
4. Palaeogeography and the structural development of Zaskar.....	37
5. Conclusions	43
Literature	45

Abstract

Based on the work of my 1976 and 1980 expeditions a geological map of western Zaskar (Ladakh, India) is presented. The structural units of the Zaskar-Indus region exhibit individual stratigraphy, which allows to reconstruct the facies distribution. The tectonic evolution of the NW-Himalaya is very well documented in the Mesozoic to Lower Eocene sequence of Zaskar.

Zusammenfassung

Die Arbeiten im Zuge meiner Expeditionen 1976 und 1980 ermöglichten die Erstellung der geologischen Karte des westlichen Zaskar-Gebietes in Ladakh (Indien). Die tektonischen Einheiten der Zaskar-Indus-Region zeigen unterschiedliche stratigraphische Entwicklung, die die Rekonstruktion der ursprünglichen Faziesverteilung erlaubt. Aus der mesozoisch-alttertiären Schichtfolge Zaskars läßt sich das tektonische Geschehen während der Himalaya-Gebirgsbildung sehr gut ablesen.

Die Tibet-Zone besitzt von der Trias bis in den M. Jura karbonatische Schelffazies. Danach zeigt ein Wechsel von sandig-flyschoiden, pelagisch- und benthonisch-kalkigen Formationen epirogene Unruhe (Malm – O. Paleozän). Bunte siltige Schiefer schließen die Schichtfolge ab (Eozän?). Die Nördliche Zaskar-Einheit stimmt bis in die Mittelkreide mit der Tibet-Zone überein zeigt aber dann eine pelagische Schwellenfazies (Campan). Auf diese greift im Maastricht vom N her die Lamayuru-Beckenfazies über (Subduktion der nördlichen Teile des Schelfs). Im O.Paleozän zeigt benthonische Kalkfazies auch hier ein Seichterwerden an. Die Schichtfolge schließt mit untereozänen Schiefen. Die Lamayuru-Einheit ist durch eine z. T. flyschartige, z. T. kalkige, euxinische Beckenfazies charakterisiert, welche das gesamte Mesozoikum umfaßt. Ehemalige Verzahnungen mit der Schelffazies wurden später klippenartig zerlegt.

Die Rusi La-Zone ist durch Flysch und Kieselkalke, vermutlich kretazischen Alters, und gleichzeitigen alkalischen Vulkanismus geprägt. Die Dras-Einheit zeigt hingegen den für Inselbögen typischen Basaltvulkanismus mit gleichzeitiger Flyschsedimentation (Ob. Jura – Kreide – Alttertiär?).

Zwischen diesen Einheiten kennzeichnen ophiolithische Melangezonen, mit submarinen Vulkaniten, Mantelgesteinen, Tiefseesedimenten, exotischen Kalken und Flysch große Bewegungsflächen.

Die Indus-Molasse (Eozän-Miozän) entstand in einem größtenteils kontinentalen Becken. Sie transgredierte über Gesteinen der Dras-Einheit und dem im N eingedrungenen Ladakh-Batholithen (O. Kreide – Oligozän).

Die tektonische Entwicklung ist durch das Schließen der Tethys während der Kreide und des Alttertiärs geprägt. Der Indische Kontinent mit dem Zaskar-Schelf und dem nördlich anschließenden Lamayuru-Trog näherte sich dem Dras-Inselbogen, der über einer Subduktionszone entstand. Ende der Kreide kam es zur Deformation der Rest-Tethys. Es entstanden die ophiolithischen Melangezonen, Mantelgesteine wurden durch Obduktion emporgebracht und die tektonischen Großeinheiten wurden primär angelegt. Die Kollision zwischen Indien und dem Dras-Inselbogen an der Wende Paleozän-Eozän führte zum SW-gerichteten Deckenbau (Spongtag-Deckscholle). Dadurch wurde im Bereich der Nördlichen Zaskar-Einheit die jüngere Schichtfolge z. T. abgesichert und im Stirnbereich der Decken angereichert. Die endgültige Verschmelzung Indiens mit Asien am Beginn des Oligozäns hatte eine Periode starker Einengung zur Folge. Es entstand der steile, fächerförmige Faltenbau Nord-Zaskars, die N-Überkipfung der gesamten Wurzelzone und das Auffahren der Nördlichen Zaskar-Einheit über die Tibet-Zone. Z. T. an alten Bewegungsflächen entwickelten sich die NE-gerichteten „Gegenüberschiebungen“. Da an diesen noch miozäne Schichten der Indus-Molasse überfahren werden, scheint ein miozänes Alter dieser Überschiebungen gesichert (gleich alt wie Deckenbewegungen des Niederen Himalaya!). An dem Lineament, das Nördliche Zaskar-Einheit und Tibet-Zone trennt, kam es zu diapirartigem Aufdringen des noch unter Bedingungen der Regionalmetamorphose befindlichen, und daher mobilen Kristallins. Dabei wurden die bereits nicht mehr aktiven Gegenüberschiebungen gefaltet. Eine Zone mit Quertektonik (Schuppung, Brüche) ist von Kargil bis Kishtwar im Niederen Himalaya zu verfolgen. Es wird vermutet, daß jüngste Bewegungen im Quartär ein bereits entwickeltes Relief gestört haben.

1. Introduction

In 1976 when I started to work in Ladakh, much geological work was in progress along the Kargil-Leh road; the interior parts of Zaskar, however, were geologically very little known. Almost all the information goes back to LYDEKKER (1883), who made the first traverses, and LA TOUCHE (1888), who located the occurrence of nummulitic limestones in central Zaskar. The participants of the Himalayan Geology Seminar 1976 in New Delhi received series of xeroxed papers containing also some brief reports about the work of the Geological Survey of India in central and eastern Zaskar (JOSHI & ARORA, SINGH et al., SRIKANTIA & BHARGAVA). NANDA & SINGH (1976) deal with the geology of southern Zaskar.

The large outcrop of volcanic rocks reported by LYDEKKER (1883, p. 116) from the central parts of the Tibetan Zone attracted my special interest. I made a traverse from Lamayuru to Spongtag and returned through the Shillakong Valley. In Spongtag I found not only the peridotites and Dras Volcanics but also flysch and the black shale complex of the Lamayuru-Mulbekh Zone. So it became evident, that the Spongtag area is composed of an outlier of thrust sheets derived from the Indus Zone. After the discovery of the Spongtag Klippe (FUCHS, 1977, 1979) the area was visited respectively dealt with by ANDRIEUX et al (1977), BASSOULLET et al (1978 a, b, c, 1980), FRANK et al. (1977, personal comm.), STERNE (1979), ANDREWS-SPEED & BROOKFIELD (1982), KELEMEN & SONNENFELD (1981) and others. METZELTIN & NICORA (1977) made the Kangi-Rangdum traverse apparently in the same year as I. GAETANI et al. (1980) made detailed stratigraphical studies in the Upper Cretaceous-Paleocene sequence of the Tibetan Zone.

I summarised my observations in the 1977 and 1979 reports, but due to the unfossiliferous nature of several formations and the complex tectonics much uncertainty remained concerning stratigraphy, facies distribution and tectonics. The aim of my two month's expedition in summer 1980 was to solve these problems and to study the southern parts of the Spongtag Outlier. I took the following route (Fig. 1): Suru Valley – Rangdum – Spanboth Chu (Tib. Valley) – Pukdum La (Tib. Pass) – Diwing – Oma Chu – Kesi La – Lingshet – Singhe La – Photaksar – Photak La – Diwing – Chulung La – Kong – Kangi – Mezik La – Wakha Chu – Mulbekh – Wakha Chu (SW branch) – Itchu La – Phulungma – Bartu – Rusi La – Lomba – Arju La – Chaskor – Kargil. This criss-crossing of western Zanskar along with my former traverses enabled me to give a geological map of this region (Pl. 1). ERTS-satellite imagery and my panorama photos helped in filling the gaps between my traverses. The only remaining gaps are SE of Rangdum and in the upper Mulbekh Chu.

The above survey, new fossil finds and stratigraphic studies by BASSOULLET et al. (1978 b) and GAETANI et al. (1980) removed most of the uncertainties mentioned above, making it possible to present a fair picture of the geology of western Zanskar.

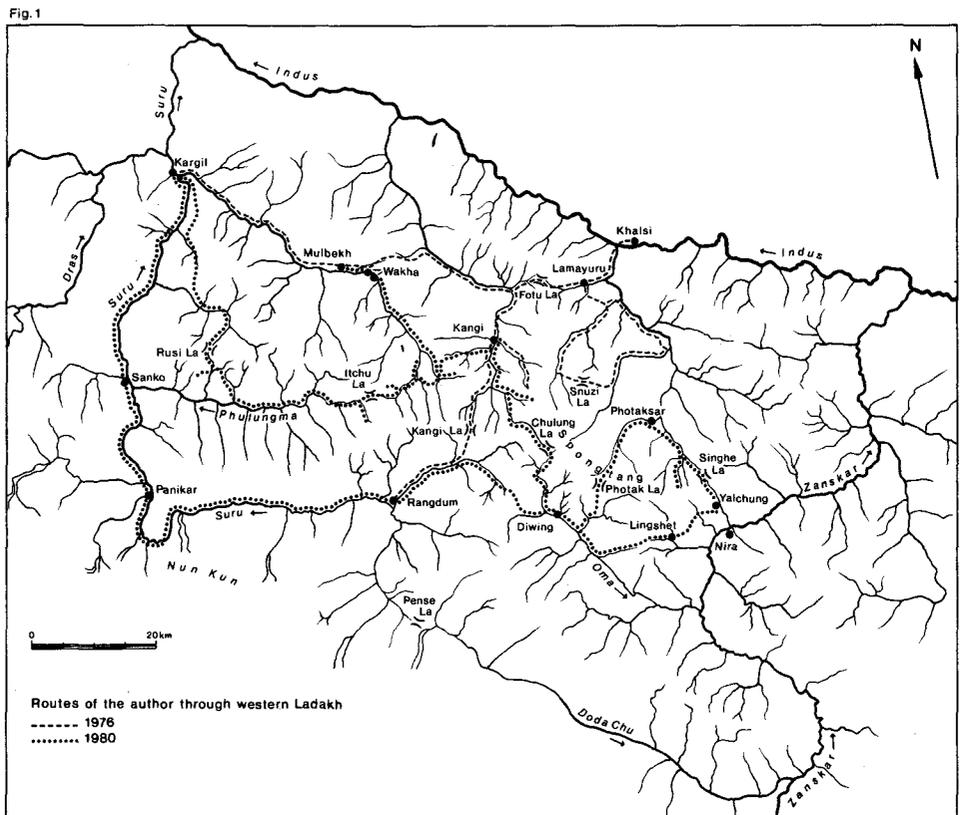


Fig. 1: Sketch map of western Zanskar showing the routes of the author.

2. Stratigraphy

The tectonic units are discerned not only by structural features, but also by their different stratigraphic-facial development. Therefore the stratigraphic successions are described in order of individual tectonic units, beginning with the southern (lower) units and going through to the northern (upper) ones.

2.1. Stratigraphy of the Tibetan Zone

Succeeding the Central Crystalline we find the fossiliferous and rather complete Palaeozoic to Early Cenozoic deposits of the Tethys. S of the Great Himalaya these sedimentaries build up the Synclinoria of Kashmir and Chamba and a few smaller occurrences. The sedimentary belt N of the Great Himalaya is known as the Tibetan Zone, which is connected with the southern synclinoria via Lahoul (upper Chandra Valley) and the Zoji La area of Kashmir.

South-western Zaskar belongs to the Tibetan Zone. The lower portions of the stratigraphic column, comprising Palaeozoics and Triassics, are metamorphosed and have become part of the Crystalline. The younger parts, the Cretaceous – Early Tertiary formations, form extensive outcrops in the western Zaskar Synclinorium. Thus in western Zaskar the rich Palaeozoic sequence of SE-Zaskar (NANDA & SINGH, 1976) is missing.

2.1.1. Crystalline

The Suru Valley from Sanko upstream to Rangdum is composed of high-grade metamorphic rocks, migmatites and granitoids (Suru Formation in SINGH et al, 1976, NANDA & SINGH, 1976, a. o.). The mica schists and paragneisses of the Panikar – Nun Kun – Chilung Pass area contain garnet, kyanite and staurolite. Marble (\pm calc-silicates) and calc-mica schist form conspicuous folds in this typical amphibolite facies assemblage. Amphibolites, partly garnetiferous, accompany the carbonate bands. Followed to the W from the Chilung Pass area the carbonates pass into the Triassic series of Zoji La, the amphibolites into the Panjal Trap (FUCHS, 1977, 1979). This connection is already shown by LYDEKKER's map (1883).

Upstream the Suru in its E-W course the content of granite-gneiss and migmatites increases. Pegmatites contain tourmaline, mica, garnet, and in one instance also beryl.

Further upstream towards Rangdum the grade of alteration decreases. The gneisses and mica schists pass into phyllitic rocks. The marbles and calc-mica schists are recognised as metamorphosed Triassics, the greenschists as altered Panjal Trap.

The passage zone between the Crystalline and the Tibetan Zone was also observed in the Phulungma Valley: The core of the Itchu Anticline consists of mica schists to phyllitic mica schists with subordinate layers of gneiss and amphibolite. They are succeeded by dark phyllites and bright green phyllitic chlorite schists (Panjal Trap?). The black phyllites contain layers of blue metamorphosed limestone, calc-mica schist, and graphite quartzite.

Above this probably Permo-Carboniferous series (Sanko Formation, NANDA & SINGH 1976) follows the thick carbonate sequence of the Trias. The lower portion of it is altered to calc-mica schist.

Thus there is a transition from the Crystalline to the sedimentary sequence of the Tibetan Zone, respectively the Kashmir Synclinorium. This is a general experience all along the Himalaya, but here the front of metamorphism reached extraordinarily high into the Tibetan succession. The formations older than the Panjal Trap are no more identifiable.

NANDA & SINGH (1976) take this gradation as „apparent“, because they found a conglomerate between their Suru Formation and the succeeding Phe Formation. Therefore they regard the crystallines as an old basement. Locally the contact may be disturbed. BAUD et al (1982) take the succession of Zanskar as allochthonous, thrust onto the Crystalline. It appears that further work is needed to clear this controversy in south-eastern Zanskar.

HONEGGER et al. (1981) give details about the Crystalline of the Suru area and its age, to which I refer.

2.1.2. Panjal Trap

The Panjal Trap was observed merely in the hill of Rangdum Gompa (tib. monastery) and in the outcrops NW and SE thereof. The light to dark green schistose trap still shows sporadic amygdales. Greenish chloritic phyllites alternate with the trap, which weathers to coarse blocks.

Boulders of agglomeratic slate and sandstones found E of Shergandik in the Phulungma Valley are probably derived from the north-western continuation of the volcanic series.

According to SINGH et al. (1976) and NANDA & SINGH (1976) the metavolcanic series extend from Rangdum south-eastwards to the Zanskar Valley and to the Lingti Valley, where they are replaced by a shale-limestone facies. These authors termed the formation Ralakung Volcanics in upper Zanskar Valley. According to them the volcanism started with Upper Carboniferous outbursts producing agglomerates, which were succeeded by Lower to Middle Permian lava flows. Intertrappean limestones yielded fossils of Zewan affinity (lower Middle Permian). The composition is essentially of a tholeiitic basalt with spilitic variation. On the basis of their detailed studies SINGH et al. also correlate the Zanskar volcanics to the Panjal Volcanic Series of Kashmir. According to HONEGGER et al. (1981) the volcanics have alkaline trend and show affinity to Mid-Ocean Ridge Tholeiite.

2.1.3. Permo-Triassic

The Panjal Trap of the Rangdum section is overlain by a 100 – 150 m alternation of dark blue schistose limestones, calc schists and black phyllites exhibiting brown weathering colour (FUCHS, 1979). In absence of fossils it is difficult to decide whether this metamorphosed series represents the Middle to Upper Permian only or also lower portions of the Triassic. JOSHI & ARORA (1976) describe calcareous sandstones overlying the volcanics of eastern Zanskar, then follow carbonaceous shales with thin limestone bands. This Permian series is poor in fossils in the Zanskar Valley, but highly fossiliferous towards the SE (Lingti Valley).

2.1.4. The Banded Triassic Series

The conspicuously banded series, which builds up the mountains N and NE of Rangdum, represents the Triassic. The thickness of the folded succession is estimated a 500 m. The lower part of it (100–120 m) is a thick-bedded alternation of light to dark grey limestone and light dolomite. Then comes a band of cream to light brown cellular dolomite, 50–70 m thick. It is succeeded by an alternation of light grey or blue limestone, dark calc schist, dark phyllite and light coloured dolomite. This sequence, 300–350 m thick, still contains some beds of cellular dolomite. Intraformational breccias, lenticular and current bedding, as well as shell beds underline the shallow-water origin of the series. The whole sequence is recrystallised and shows phyllitic metamorphism and thus the fossils are undeterminable. NANDA & SINGH (1976, p. 376) report a series of Triassic fossils from their Zangla Formation, which correlates with the beds described above.

The Triassic series of the Rangdum area resembles very much that of the Zoji La regarding its composition and the grade of alteration. I tried to recognise the lithounits of the Spiti Trias, which I had studied in 1978, but found no similarity.

In the Spanboth Valley I found blocks of green coarse-grained diabase, which seem to be derived from dikes in the Triassic.

2.1.5. Quartzite Series and Kioto Limestone

The Quartzite Series (Up. Noric? – Rhaetic, 70–80 m) is characterised by white, grey, brown, or dark quartzites and carbonate quartzites; in the lower portion there are also beds of dark grey, sandy, or silty argillite. The upper part of the formation consists of an alternation of light, partly cellular dolomite, dark limestone and calc schist resembling the banded Triassics below. There are also breccia and arenaceous layers interbedded. The top of the Quartzite Series is formed by a conspicuous band of light dolomite, 8 m thick. Corals, crinoids and shell layers indicate deposition in shallow water, the fossils, however, are undeterminable.

The Kioto Limestone (350–400 m) contrasts in the scenery by its dark colour with the predominantly light Quartzite Series and the light-dark banded Triassic sequence. The thick-bedded formation is made up mainly of blue and grey limestone with thin argillaceous layers. Oolites and intraformational breccias show that the sedimentation occurred in agitated shallow water. In a fallen block I found *Lithiotis*, a leading fossil of the Kioto Limestone. I assume that the formation, which is rather constant throughout the Himalaya (FUCHS, 1967), comprises the Rhaetic to Middle Dogger also in south-western Zanskar.

2.1.6. Upper Dogger

The Kioto Limestone is overlain by a conspicuous ochre weathering band, 7–10 m thick, composed of a medium grey, current-bedded carbonate sandstone and grey to blue-grey arenaceous limestone. Reworking is indicated by fragments of limestone contained in certain layers of the thick-to thin-bedded series. Crinoids and sections of recrystallised coarse shells were observed.

2.1.7. Spiti Shales

The Upper Jurassic – Lower Cretaceous formation is only 15 m thick in the section along the Spanboth Valley. It consists of black fissile shales and silty slates showing bleaching weathering colours. According to KELEMEN & SONNENFELD (1981) the Spiti Shales form a constant horizon in the Zaskar Valley region.

2.1.8. Giupal Sandstone

In the scenery the Giupal Sandstone is easily identified by its thick-bedded, brown weathering arenites and the black to dark grey argillite intercalations. It forms the best marker horizon in false colour ERTS imagery.

The formation is 150–200 m, occasionally 250 m thick and consists of medium to coarse-grained quartzite, greywacke and sandstone showing white, grey, green (glauconitic!) or dark grey to black colours; the thick-bedded, brown weathering arenites are irregularly interbedded with dark grey to black micaceous silty or sandy slates. Breccia layers in the arenites contain components up to 1 cm size.

The sandstones and greywackes commonly are ill-sorted and the grains are predominantly angular. The matrix is siliceous, carbonate, ferruginous or in a few cases phosphoric. Some sandstones also contain coaly matter or phosphoric nodules. KELEMEN & SONNENFELD (1981) observed graded beds, flute casts, and cross-bedding in the Giupal Sandstone.

The rare fossiliferous layers yielded crinoids, belemnites, and bivalves. The poor preservation does not allow determination. From the fossils found in the type area in Spiti (SPITZ, 1914) and the fossiliferous beds under- and overlying, an Upper Neocomian age of the Giupal Sandstone is generally accepted (PASCOE, 1959, GUPTA, 1975).

KELEMEN & SONNENFELD (1981) report of Giupal Sandstone alternating with limestone, this repetition however, is tectonic in my view.

2.1.9. Chikkim Limestone

The Giupal Sandstone – Chikkim Limestone boundary is very clear on satellite pictures by the contrast from brown to light, almost white colour; the Chikkim Limestone however, shares this light colour with the succeeding Kangi La Flysch and the bleaching shales of the Lamayuru Formation. In the landscape the Chikkim Limestone forms a hard resistant band of 30 to 50 m thickness (Fig. 2 on Pl. 3). Tectonically it may swell up to 100 m or be reduced to 20 m. The thickness of 1000 m reported by KELEMEN & SONNENFELD (1981) certainly is the product of tectonic repetition.

The formation is predominantly thick-bedded and shows light weathering colour. It is composed of very light to medium grey, rarely blue, dense limestone. Depending on the grade and type of tectonisation the rocks may be flasy, schistose, or occasionally rich in veinlets of calcite. The lower part of the series, up to 20 m thick, may be developed as a bluish nodular limestone containing wavy shale laminae. KELEMEN & SONNENFELD (1981) record algal mats and stromatolites.

At the top the content of carbonate decreases and the rock becomes silty and thus passes into the Kangi La Flysch without a hiatus.

The Chikkim Limestone is a typical pelagic sediment free of sand or silt and crowded by foraminiferas, which, however, are mostly recrystallised. Dr. R. OBERHAUSER, Geol. B.-A. Vienna, kindly made the following determinations:

Sample 80/7 from lower, nodular part of the formation near Chumse Tajok – Oma Chu junction, yielded *Oligostegina* sp., 80/6 near top (tectonic complication possible) yielded plenty, but ill-preserved Globotruncanas of probably Cenomanian to Turonian age. Samples 80/9 and 10, from upper boundary, Chumse Tajok, contain:

Pseudotextularia cf. *elegans*

Globotruncana sp. (types with one and two keels)

These foraminiferas along with *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* (see FUCHS 1979, p. 520) suggest a Cenomanian to Campanian age of the formation, which is in agreement with KOHLI & SASTRI (1956).

Sporadic belemnites and the remains of an ammonite were undeterminable.

2.1.10. Kangi La Flysch

Above the steep rock faces of the relatively thin band of the Chikkim Limestone and below the rough morphology of the overlying Spanboth Limestone the terrain is ochre coloured and shows soft geomorphological forms (Fig. 2 on Pl. 3). It is composed of an argillaceous – silty – arenaceous series named the Kangi La Flysch by FUCHS (1977). Due to the folding of the Kangi La area the thickness was overestimated at 1000 m. GAETANI et al. (1980) regard it to be approximately 400 m only. After my recent survey I estimate the thickness at 400–600 m. The Kangi La Flysch consists of grey, green and dark slates, sandy and silty slates and marls and argillaceous or carbonate sandstones, all weathering in rusty colour. The sandstones contain quartz, muscovite, feldspar partly replaced by carbonate, and tourmaline (GAETANI et al., 1980). The matrix is mainly carbonate. The planes of the rocks are frequently irregular and uneven; transversal shearing is not rare. Fucoids and *Zoophycus* are often observed. Black concretions are common. The succession is thin-to thick-bedded and shows poor cyclicity. Turbiditic structures also are scanty (GAETANI et al., 1980). Therefore there may be dispute whether the term „Flysch“ is justified. One thing, however, is certain from the character of the formation, that it was triggered by one of the early phases of the Himalayan orogenesis.

Apart from hieroglyphs no fossils were found in the Kangi La Flysch, but its age can be deduced from the under- and overlying formations. The passage beds from the Chikkim Limestone to the Kangi La Flysch suggest a Campanian age (80/9 and 10) and the fossiliferous basal beds of the succeeding Spanboth Limestone are Maestrichtian. So the Kangi La Flysch is predominantly Campanian to Lower Maestrichtian. The Chikkim Shales, the youngest beds of Spiti, are exposed in a thickness of 50 m only. They show similar lithology and are regarded Lower Maestrichtian from their microfauna (GUPTA, 1975).

Towards the top of the Kangi La Flysch the content of silt and sand increases in certain areas (e.g. S of Kesi La). There are even beds of quartzitic sandstone interbedded with the silt- and sandstones and thus the boundary to the basal beds of the Spanboth Limestone, which are rich in arenites, is not sharp. In the Spanboth Chu GAETANI et al. (1980) describe

silty marls, densely burrowed mainly of the Zoophycus type, as unit 1 of the Maestrichtian-Paleocene limestone series. I regard them as passage beds forming the top of the Kangi La Flysch.

2.1.11. Spanboth Limestone

The Kangi La Flysch is succeeded by an approximately 300 m thick limestone formation of Maestrichtian to Paleocene age. In the Spanboth Valley GAETANI et al. (1980) studied the petrography and the rich fossil content of the formation in much detail; therefore I name this series the Spanboth Limestone. It is surprising that the said authors do not mention the mixed arenaceous-calcareous beds, which make up the lowest 20–80 m of the formation. Probably these beds are not represented in the Spanboth Valley and occur further N and E indicating a change of facies.

The basal unit consists of a thick- to thin-bedded alternation of current-bedded white, grey, green quartzites and carbonate quartzites rich in burrows, green-grey sand- and siltstones, impure, sandy limestones, blue, partly nodular limestones and green to black silty argillites. The series weathers in rusty colour. The arenites are rather resistant and disintegrate in coarse blocks. Fossils are abundant in these beds: Foraminiferas, corals, bryozoa, gastropods, bivalves and crinoids. From the few samples taken the following determinations are given:

Omphalocyclus macroporus LAMARCK (76/35)

Omphalocyclus sp. (80/24)

Heterohelix sp. (76/36)

? *Siderolites* sp. (76/36; 80/24)

Siderolites calcitrapoides LAMARCK (80/36)

? *Globotruncana* sp. (76/37)

The samples of 1976 are determinations by Dr. M. SCHMID (Geol. B.-A.) and listed in FUCHS (1979 p. 521), whereas the samples of 1980 were kindly examined by Dr. R. OBERHAUSER, Geol. B.-A., Vienna.

A large gastropod was kindly determined by Director Dr. H. KOLLMANN (Naturhistorisches Museum, Vienna) as *Campanile ganesha* (NOETLING) (80/36).

By kind determination of Dr. A. DHONDT (Bruxelles) a lumachelle (Fig. 3) yielded:

Neithea regularis (SCHLOTHEIM)

Plicatula foliacea (NOETLING)

Chlamys or *Mimachlamys* sp. (indet.)

From the bivalves an Upper Campanian age can not be excluded, but the species of *Campanile* seems to occur in the Maestrichtian only. This age is also supported by the foraminiferas.

Above the basal unit a well-bedded complex follows, composed of dark blue to grey limestones with a few light coloured dolomitic beds, dark to grey marls, and one horizon of white quartz arenite. Some of the limestones contain black chert or balls of white calcite or gypsum. The occurrence of sulphur appears to be related with the latter mineral.

This sequence was subdivided into several lithounits by GAETANI et al. (1980). They discern five faunal assemblages in the succession abounding in fossils: Benthonic

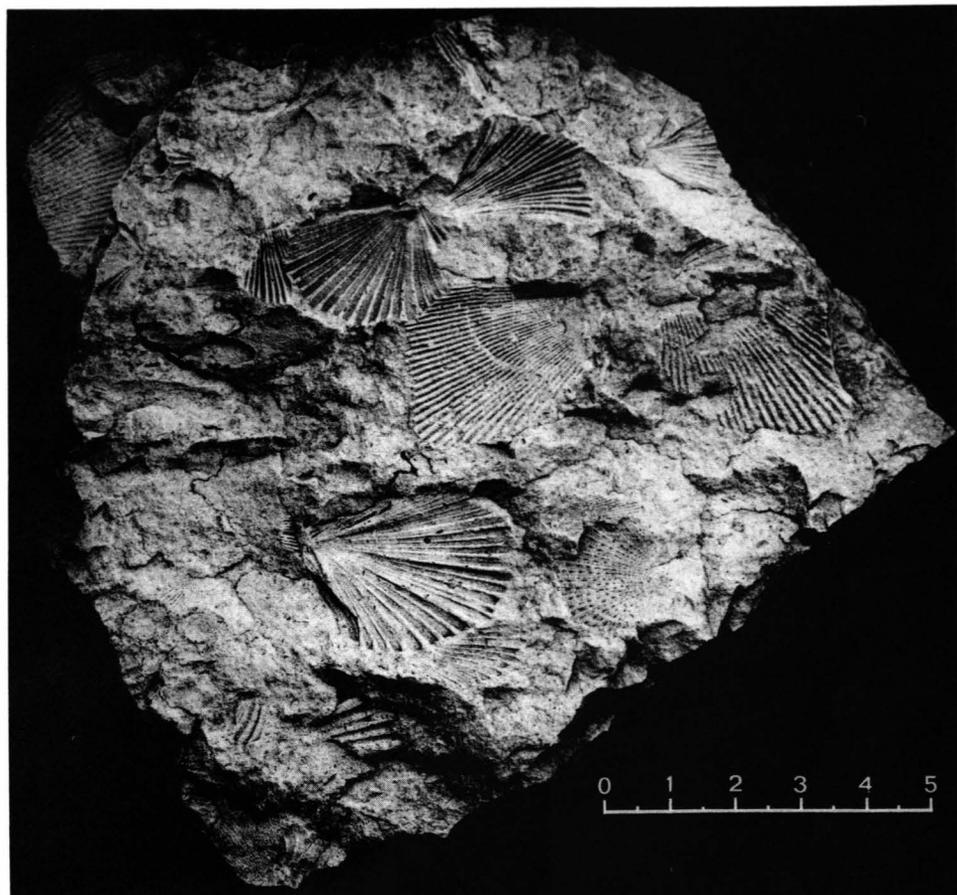


Fig. 3: Lumachelle from the basal arenaceous beds of the Spanboth Limestone; orogr. left side of the Chulung Valley.

foraminiferas, algae, corals and molluscs. The lower three assemblages are Late Maestrichtian, the upper two are Paleocene.

R. OBERHAUSER identified in my samples:

80/25: *Omphalocyclus macroporus* LAMARCK and in

80/5 and 5 a (upper part of the formation):

Robulus sp.

Alveolinids

Rotaliids

arenaceous tests

large foraminiferas of *Sorites* type suggesting probable Paleocene age 80/23, a sample taken from the topmost bed of the Spanboth Limestone, was kindly examined by Prof. Dr. L. HOTTINGER (Palaeont. Inst. Univ. Basle, CH):

Dasycladacea

Glomalveolina cf. sp. 1 in HOTTINGER (1971, pl. I fig. E)

Lockhartia conditi or tipperi

Orbitolites sp.

This faunula suggests Middle Ilerdian (Upper Paleocene) age.

These determinations substantiate the observation of the Italian geologists that the succession does not extend into the Eocene*).

The fossiliferous typical shelf deposits are overlain by a varicoloured silty argillaceous formation, the youngest beds of the Tibetan Zone of Zanskar.

2.1.12. Chulung La Slates

Above the blue, thick-bedded Spanboth Limestones the purple and green Chulung La Slates are very conspicuous. The formation is named after the Pass, where the schistose rocks are exposed in a thickness of several hundred meters. This, however, is not the original thickness, because the emplacement of the Spongtang Outlier sheared off the younger formations at its base and enriched them in front of the klippe (Pl. 1, 2).

The formation commences with a few meters of dark grey slates, succeeded by green, partly laminated slates (10–15 m) and a thick series of purple and green slates, siltites and impure fine-grained sandstones. In the litharenites GAETANI et al (1980) indentified "abundant well-sorted small quartz grains, rarer white mica, tourmaline, very altered feldspar, altered iron oxides. Autigenic carbonates in grains and in large dots" (p. 136). Current bedding, ripple cross-laminations, graded bedding, clay gall breccias and cm-sized sandstone fillings in the underlying layer etc. are structures indicating rapid sedimentation in an agitated environment. Cleavage oblique to the sedimentary s-planes is very common.

In the Spanboth syncline I found a green fine breccia, which seems to be formed by reworking of a marly layer. In the above area the rocks of the formation exhibit relatively strong alteration. Blastesis of chlorite and clinozoisite is observed. Thus it is not surprising that rare remains of microfossils are generally indeterminable. In one slide a *Globigerina* could be identified, which may be reworked. From the character of the formation I infer that the scarcity of fossils is primary and that the series is non-marine. Regarding the age it merely can be said that the Culung La Slates are of post-Paleocene, probably of Lower Eocene age. They mark the end of sedimentation in the Tibetan Zone. The above age is suggested by the following observation: N of the Tibetan Zone in the frontal parts of the Northern Zanskar Unit purple and green slates occur together with the foraminiferal Kong

*) GAETANI et al. (1980, p. 130) argue against the term „Nummulitic Limestone“ used in my preliminary report 1977, but they overlooked in that paper that in footnotes I had revised that term after having received the first determinations of my samples. In my 1979-report I designated the limestones to Maestrichtian but was not aware that the upper part, from which I had no samples, reached into the Paleocene.

Slates of Lower Eocene age. They fill a squeezed syncline in the Paleocene Lingshet Limestones. The outcrop, high up in the orographic right slope of the lower Chulung Valley, unfortunately, was not studied. Facial interfingering of Kong- and Chulung La Slates, however, is very likely.

2.2. Stratigraphy of the Northern Zanskar Unit (N. Z. U.)

The northern parts of the Zanskar Synclinorium were most difficult to understand and therefore opinions about the stratigraphy and tectonics of that region were rather divergent (BASSOULLET et al. 1978 a, 1980; FUCHS, 1977, 1979). The Campanian fauna found by BASSOULLET et al. (1978 b) in the "multicoloured series" now named the Shillakong Formation, the determination of my 1980-samples by R. OBERHAUSER and my recent survey of western Zanskar show the area in a new light: Successions hitherto regarded to belong to different tectonic units turned out to form one stratigraphic sequence. The Triassic-Jurassic part resembles that of the Tibetan Zone, whereas the Cretaceous to Eocene portion exhibits individual features.

Structurally the Northern Zanskar Unit is parautochthonous, marginally overriding the Tibetan Zone in the S.

2.2.1. Triassic-Jurassic Carbonates

The rugged mountains of northern Zanskar are composed of much disturbed steeply dipping to vertical carbonates. The varicoloured Shillakong Formation (Campanian) is dealt with in chapter 2.2.3., the rest of the carbonates being of Triassic-Jurassic age is described here.

There is a thin-, predominantly thick-bedded complex of grey, blue, locally black limestones and light dolomites; part of the dolomites is of secondary origin. Compared to the Triassic series of the Tibetan Zone argillites are much more subordinate. They occur as a few and rather thin layers. Generally the rocks are strongly recrystallised and often show schistose and flasy structure. The whole complex seems to reach 1000 m thickness and comprises the main part of the Triassic as well as the Upper Triassic to Mid-Jurassic Kioto Limestone.

S of Baltikar, in the Lomba Valley, conspicuous green horizons a few tens of meters thick were observed in the basal portion of the carbonates. In the field I took them as tuffites, which is confirmed by the microscopic examination, kindly done by Dr. A. DAURER (Geol. B.-A., Vienna):

Sample 80/41 exhibits a deformed homaeoblastic carbonate aggregate with quartz, chlorite and albite. Carbonate (71 vol.%) shows deformed twin lamellae; chlorite (12 vol.%), dark green-violet interference colours (Mg-Fe chlorite), partially radial growth; quartz (5 vol.%); albite (5 vol.%) round grains; white mica (5 vol.%) larger, mostly deformed plates, and recrystallisation aggregates intergrown with chlorite?, ore and graphites (2 vol.%) very fine-grained and therefore difficult to distinguish, together with limonite forming lenticular aggregates parallel to s.

Thus the green horizons consist of carbonate with a distinct tuffaceous influence.

In the rather uniform mass of carbonates the Kioto Limestone is ill-defined. Separation is possible, where the Quartzite-Series forming the base of the Kioto Limestone is represented. This series consists of green grey, white quartzites, carbonate quartzites, impure micaceous sandstones, green-grey silty argillites, and blue limestones. The Kioto Limestone is easily identified, where shell beds occur, containing *Megalodon*, *Dicerocardium* or *Lithiotis* (FUCHS, 1979, fig. 4-7, p. 526). Other fossils like corals, bryozoa, brachiopods, gastropods, pelecypods (FUCHS, 1979, p. 526) and crinoids stress the benthonic nature of the limestone. Frequent oolites, intraformational breccias and current-bedding in arenaceous limestones indicate shallow-water deposition.

From SW of the village Honupatta FUCHS (1979) reported Dogger represented by ochre weathering arenaceous-calcareous beds a few meters thick.

2.2.2. Jurassic – lower Upper Cretaceous

In the steeply folded carbonates of northern Zaskar black silty argillites occur in narrow zones. In absence of fossils I pointed out the ambiguity whether they are Spiti Shales (Up. Jurassic – Lower Neocomian) or overthrust parts of the Lamayuru Unit (1969). Now there is a third possibility that the black slates represent the Maestrichtian portion of the Lamayuru Formation, which overlies the multicoloured Campanian limestones stratigraphically. So each case has to be considered separately. The black argillites SW of Honupatta, which seem to occur in a stratigraphic succession, probably are Spiti Shales, whereas those NE of that village forming a syncline in the Shillakong Formation appear to be Upper Cretaceous. Recently BROOKFIELD & WESTERMANN (1982) report about a berriasellid, ? *Kilianella*, which BROOKFIELD found in the area SW of Honupatta. The fossil proves a Valanginian age, which is in agreement with Spiti Shale. In both branches of the Wakha Chu a few meters up to 15 m black slates overlie the Triassic-Jurassic limestones and are succeeded by Giumal Sandstone; thus with some safety they may be regarded as Spiti Shales.

In most sections the Giumal Sandstone overlies directly the carbonates. The Spiti Shales either may be missing primarily or are tectonically squeezed out; their thickness, however, was definitely small.

The Giumal Sandstone (Upper Neocomian) exhibits the same rock types as in the Tibetan Zone, its thickness, however, is rather variable. In the upper Wakha Chu – Phulungma area 30 to 80 m is an average, but locally the thickness may exceed 100 m. In the lower Wakha Chu, however, the formation dwindles down to a few meters. Probably this is a sedimentary reduction. Tectonics also may be responsible, for it is proved that there was intensive shearing above the Triassic-Jurassic carbonate complex. Thus the Giumal Sandstone was torn out to form lenticular bodies of 10 to 50 m thickness N of Kangi. The fine – to medium-grained green sandstones and dark phyllitic slates of this occurrence were described as flysch by FUCHS (1979).

Mapping of the Wakha Chu and upper Phulungma showed that these rocks occur stratigraphically between the Triassic-Jurassic carbonates and the Chikkim Limestone or directly below the Shillakong Formation, where the Chikkim Limestone is missing. Also the pinching out of the Chikkim Limestone is due to the strong deformation (shearing) above and below the Giumal Sandstone.

The Chikkim Limestone (Cenomanian-Campanian) occurs as light grey to bluegrey dense limestone often showing rusty weathering. Sporadic fragments of belemnites were found. In the area around Itchu La the formation is 20–50 m thick or may be reduced entirely. In the lower course of the Wakha Chu I did not observe this limestone between Giupal Sandstone and the succeeding Shillakong Formation.

2.2.3. Shillakong Formation

This multicoloured formation is the most characteristic series of the Northern Zanskar Unit. (Fig. 4, 5 on Pl. 3). I introduce the term Shillakong Formation, because the series is typically developed in the valley of this name. Further the name has been made popular by BASSOULLET et al (1978 a, b, 1980). Their term „serie de la Shillakong“, however, comprises also other formations.

The formation consists of an alternation of white, grey, blue, cream, red, and green limestones, some being dolomitic, and red, purple, green slates, phyllites, and calc schists. This varicoloured series is banded in a dm- to m-rhythm and also shows major cycles up to tens of meters thick. The rocks generally exhibit phyllitic metamorphism and the fine-grained carbonates have recrystallised during deformation. Transversal cleavage is common.

I assumed a Triassic age from the apparent superposition of the Kioto Limestone near Honupatta (FUCHS 1977, p. 223). BASSOULLET et al. (1978 b) discovered an Upper Campanian microfauna in the formation S of Fotu La. This important fossil find is evidence of the presence of an Upper Campanian horizon, but it is derived from a much deformed belt and thus can not give the precise stratigraphic range of the formation. From its superposition on Chikkim Limestone and the fact that it is succeeded by Lamayuru Formation yielding Maestrichtian microfossils, the Campanian age is well-established. This implies that the pelagic formation, which is almost free of terrigenous detritus and represents a „couches rouges“ facies, is roughly of the same age as the Kangi La Flysch S of thereof. Thus the Shillakong Formation was deposited on a sill separating the Kangi La basin in the S from the Lamayuru trough in the N (Pl. 2 A). The Shillakong Formation is several hundred meters thick in the range SW of the Lamayuru belt. Its limestones also occur in form of klippe in the Lamayuru Formation. Therefore it may be concluded that the Campanian limestones of the sill were interfingering with the basin facies N thereof, or portions of it slipped into the adjoining trough. Towards the SW the thickness dwindles down to a band of 20 to 30 m (e. g. upper Phulungma).

KELEMEN & SONNENFELD (1981) report that the multicoloured limestones (Shillakong Formation) grade into the Giupal Sandstone, Chikkim Limestone and even the dark argillites of the Kangi-Photaksar belt. I am rather sceptic regrading these passages, particularly those of Upper Zanskar where the Shillakong Formation should pass laterally into Giupal Sandstone and Chikkim Limestone of the Tibetan Zone. In my view these formations come in touch along a tectonic plane separating the Tibetan Zone from the Northern Zanskar Unit. The contacts between the Shillakong Formation and the black argillites of the Lamayuru Formation I found always to be sharp. However it is quite likely that the upper portions of the Chikkim Limestone are replaced by the Shillakong

Formation. In the Northern Zaskar Unit the thickness of the Chikkim Limestone decreases towards the N, whereas the overlying Shillakong Formation increases from a few tens to several hundred meters.

2.2.4. Lamayuru Formation (Maestrichtian portion).

The Spongtag Outlier in Central Zaskar is surrounded in the W, N, and SE by a wide belt of dark argillites. They form relatively low terrain with soft scenery (Fig. 6 on Pl. 3). A series of passes like Singhe La, Sirsir La, Snuzi La, and Kesi La are found in that belt and villages like Lingshet, Photaksar, and Kangi could develop there. From work in the Spongtag-Shillakong area I regarded these black argillites as Lamayuru Unit forming part of the outlier. Recent mapping of the Lingshet area and the region Kong-Wakha Chu-Phulungma revealed that the major part of this black shale complex is parautochthonous. They form one stratigraphic sequence with the Shillakong Formation just described and the succeeding Paleo-Eocene beds. Only the black argillites overlying the Eocene series seem to represent an outlier of the Lamayuru Unit. Where the separating Tertiary formations are missing, distinction between allochthonous and parautochthonous Lamayuru Formation is almost impossible.

The rocks are dark grey to black slates and silty slates often exhibiting oblique cleavage. Locally the argillites are altered to phyllites. On the surface of the bleaching argillites sometimes foraminiferas can be recognised by means of the lens. In certain zones subordinate blue marly or calcareous, partly nodular layers or thin, rusty weathering, fine-grained, impure, micaceous sandstones may be interbedded with the slates. Black concretions are not rare. Under the microscope the argillites show flasy or lenticular structure; sedimentary lamination was not observed and seems to be non-typical. Tests of foraminiferas are frequent but ill-preserved. Dr. R. OBERHAUSER (Geol. B.-A. Vienna) kindly identified:

- Globotruncana stuarti* (LAP.) (80/15,)
- Globotruncana arca* (CUSHMAN) (80/11,)
- Globotruncana* sp. (80/12, 17, 33)
- Pseudotextularia* sp. (80/11)
- Globigerina* cf. *bulloides* (80/15)
- Globigerina* (?) (80/33)

Besides these fossils shell fragments were observed but are rather rare. The microfauna indicates Upper Campanian – Maestrichtian age. From the fact that the underlying Shillakong Formation has yielded an Upper Campanian fauna (BASSOULLET et al., 1978 b) the Lamayuru Formation of the Northern Zaskar Unit seems to be mainly Maestrichtian.

It is quite likely that the Lamayuru Formation reaches up into the Early Tertiary; there is, however, no fossil evidence.

NE of Kesi La the upper boundary of the Lamayuru Formation was examined (from top to bottom):

- Quartzite Series (base of Paleocene Lingshet Lms.): rusty weathering, dark quartzites with ferruginous layer at the base.
- Dark sandy slates – schistose sandstones, rusty weathering (6 m).

- Black sandy slates – sandstones (containing black concretions) interbedded with dark, nodular, mostly impure limestone (20–30 m).
- Grey, green, white quartzite, ferruginous weathering (2 m)
- Black silty slates (badly exposed)

This section shows increasing arenaceous influx towards the top of the Lamayuru Formation which points to a regression. The ferruginous layer at the base of the quartzite series may indicate a gap.

The dark pigmented silty argillites of the Lamayuru Formation succeeding the Shillakong Formation mark an abrupt change in facies. Apparently the Campanian sill subsided in the Maestrichtian and was overlapped by the Lamayuru basin facies from the N (Pl. 2 A, B).

There is also a marked facies difference between the Lamayuru Formation of the Northern Zaskar Unit and Maestrichtian portion of the Spanboth Limestone of the Tibetan Zone. According to Dr. R. OBERHAUSER the contrast between the basin facies and benthonic shelf facies is also obvious from the comparison of the coeval foraminiferal faunas.

KELEMEN & SONNENFELD (1981) regard the dark argillites of the Kangi – Photaksar – Lingshet belt as continuation of the Kangi La Flysch. The age of the latter formation, however, is Campanian to Lower Maestrichtian, whereas the Lamayuru Formation is post-Upper Campanian. Thus the two formations are not equivalent, but the highest portions of the Kangi La Flysch are contemporaneous with the lower part of the Maestrichtian Lamayuru Formation. This may explain the difficulties in demarcating the lithologically similar formations in the Kong area. Former passages are not entirely destroyed there by the disturbances along the Tibetan Zone – Northern Zaskar Unit boundary: in the lower Chulung Valley the uppermost Kangi La Flysch (Tibetan Zone) is coloured dark (30–40 m). The Lamayuru Formation of the Kong-Wakha region (N. Z. U.) contains zones lithologically similar to the Kangi La Flysch.

It is difficult to estimate the original thickness of the Lamayuru Formation of the Northern Zaskar Unit. Certainly it measures up to 1000 m in some sections, but intercalated Shillakong Formation (Fig. 7, 8 on Pl. 3,4) or Lingshet Limestone are proof of the intensive internal tectonisation of the formation. This is easily explained from its position below the Sponglang Outlier.

2.2.5. Lingshet Limestone (Fig. 7, 8, on Pl. 3, 4)

In undisturbed sections the formation commences with rusty weathering quartzite beds, generally 20 to 40 m thick. The quartzites are thick-bedded and of white, green, grey and brown colour. There are sandstones, carbonate quartzites, sandy limestones, and brown, grey, and dark, silty slates interbedded. Burrows are frequent. Oolitic iron ore found in the highly disturbed zone of the lower Chulung Valley appears to be derived from this ferruginous Early Tertiary horizon. A specimen, not found in situ, was kindly examined by Dr. R. FISCHER (Mineralogical Institute of the University of Vienna):

The diffractometric examination of the powder showed haematite and chamosite (thuringite) in approximately equal amounts, quartz is very subordinate.

Under the ore microscope three kinds of ooids may be discerned:

a. Concentric ooids around a non-ore nucleus

b. Ooids around a core of haematite, which is sometimes fragmental. This nucleus is surrounded by concentric shells of fine-grained haematite or non-ore minerals. Some ooids consist of practically pure haematite, whereas in others haematite is subordinate.

c. Ooids containing fragments of earlier ooids. The radius of these former ooids is predominantly larger than that of the unbroken ooids. The structure of the „new“ ooids appears undisturbed by the fragments enclosed. Fragments of earlier ooids are found also in the matrix.

Pyrite is found in the matrix but in very subordinate quantity. This mineral was never observed in the ooids. The pyrite grains may be well-preserved, but with a marginal rim of limonite, or may be entirely replaced by limonite (pseudomorphs). Limonite is observed only in connection with pyrite.

The above examination shows that the ferruginous beds were deposited in an agitated and well-aerated environment.

It is possible that the arenaceous-ferruginous beds indicate a hiatus between the Lamayuru Formation and the Lingshet Limestone, which however is not proved.

Upwards these beds pass into blue, dark grey to blackish, partly cherty limestones, which are mostly nodular and interstratified with dark silty slates. Indeterminable fossil debris of crinoids, corals, pelecypods, and gastropods indicates shallow-water origin.

It follows a thick-bedded to massive sequence of blue to black limestone and light grey to cream dolomitic limestone. The rocks are partly cherty, oolitic and contain stromatolitic layers (LLH-C type) and intraformational breccias. Shrinkage cracks filled by calcite are not rare. Commonly, but not always, the rocks are rich in fossils:

Foraminiferas (up to 3 cm size), corals, bryozoa, brachiopoda, pelecypoda, and crinoids. Prof. Dr. L. HOTTINGER (Palaeontol. Inst., University Basle, CH) kindly gave the following determinations of the foraminiferas:

80/ 13 A, B: *Alveolina (Glomalveolina) lepidula* SCHWAGER

Alveolina ilerdensis HOTT.

Alveolina sp. ex gr. *elipsoidalis*

Lockhartia haimei (DAVIES)

Orbitolites ex gr. *complanatus* LK.

Orbitolites cf. *minimus* HENSON

Nummulites sp.

80/ 13 C, D: *Alveolina* ex gr. *elipsoidalis*

Nummulites sp.

Assilina sp.

Operculina cf. *canalifera* A.

Lockhartia sp.

80/ 16: *Orbitolites* ex gr. *minimus* HENSON

Orbitolites ex gr. *complanatus* LK.

Alveolina (Glomalveolina) lepidula SCHWAGER

Alveolina cf. sp. 1 in HOTTINGER, 1971, pl. I, fig. E

Alveolina cf. *ilerdensis* HOTT.

Alveolina aff. *pasticillata* n. sp. in HOTTINGER, 1971, pl. III, fig. A, B

These faunas from the Lingshet-Singhe La area suggest Middle Ilerdian (Up Paleocene) age.

- 80/ 22 (S of Photak La): *Globigerina* indet.
Truncorotalia indet. – Paleo-Eocene
- 80/ 27 (lower Chulung Valley):
Orbitolites gr. *minimus* HENSON
Rotalia aff. *trochidiformis*
Lockhartia haimeii
Lockhartia conica altispira SMOUT
Rotalia hensoni SMOUT
- Up. Paleocene-L. Eocene indet.
- 80/ 28: indeterminable Miliolids, Spirolinas
Glomalveolina cf. *lepidula*
- 80/ 30: *Rotalia* ex. gr. *trochidiformis*
Operculina jiwani (DAVIES)

L. Ilerdian (Up. Paleocene)

80/ 27–28, 30 from the southernmost limestone of the lower Chulung Valley are in ascending order, 30 from the topmost portion.

From these determinations by L. HOTTINGER follows an Upper Paleocene age of the Lingshet Limestone. Thus its stratigraphic range is much more limited than that of the Upper Maestrichtian – Upper Paleocene Spanboth Limestone. Though I do not follow KELEMEN & SONNENFELD (1981) equating the two limestone formations, I agree that they were continuous before their tectonic separation. The benthonic limestone deposition started in the Upper Maestrichtian in the S and spread to the N reaching Northern Zanskar in the Upper Paleocene. Still within the Paleocene the limestone sedimentation ended. In the S it was followed by the Chulung La Slates, in the N by the Kong Slates to be described next.

After a first report of nummulites from Zanskar by THOMSON (cit. LA TOUCHE, 1888) LA TOUCHE rediscovered the Eocene beds in the Singhe La area. From his description, no doubt, they are identical with the Lingshet Limestone.

The strong deformation at the base of the Spongtang Outlier entirely squeezed out the formation in the Photaksar – Snuzi La area. W of Lingshet, however, its thickness swells up to several hundred meters. The original thickness of the carbonates overlying the quartzite beds seems to be about 100 m.

2.2.6. Kong Slates

The Lingshet Limestone is succeeded by cream, light grey to greenish slates, schistose marls and limestones with a few beds of blue grey limestone. The rocks abound in large foraminiferas recognisable for the naked eye. Ostreas and snails were also observed. These beds pass into medium to dark grey bleaching slates, which are laminated, partly graded. In contrast to the bleaching slates of the Lamayuru Formation sandy and silty layers seem to be absent. The thickness of the calcareous-argillaceous series overlying the Lingshet Limestone varies around 100 m. It is not always easy to separate the slate series from the overthrust slates of the Lamayuru Unit and they may be mistaken, when seen from afar.

Fossils predominantly occur in the lower portion of the formation.

Prof. Dr. L. HOTTINGER (Palaeont. Inst., Univ. Basle, CH) kindly examined my samples:

- 80/31 (close to the base of the Kong Slates, Chulung Valley):
 „*Assilinas*“
Nummulites sp.
 probably Lower Eocene
- 80/32: *Assilina daviesi* var. *nammalensis* GILL (1953)
Assilina granulosa + *daviesi* in GILL (1953)
Nummulites sp.
Alveolina sp.
- 80/34: *Operculina escheri* HOTT. (ex gr. *O. canalifera*)
Nummulites cf. *bombitus* HOTT. (ex gr. *N. spirectypus*)
 Lower Eocene
- 80/35: Small *Nummulites* and *Assilinas*.

These determinations along with those referred by METZELTIN & NICORA (1977, p. 807-809) and G. FUCHS (1979, p. 522) indicate that the Kong Slates are mainly Lower Eocene, the sedimentation, however, may have commenced already in the Upper Paleocene.

As the fossils are derived from the lower parts of the formation the higher portion may be somewhat younger. The Eocene series, the youngest beds of the Northern Zaskar Unit, are evidence that the Spongtag Outlier was overthrust after the Lower Eocene and not pre-Maestrichtian as inferred by ANDREWS-SPEED & BROOKFIELD (1982) and BROOKFIELD & REYNOLDS (1981 a, b).

2.3. The Lamayuru Unit

The much disturbed tectonic unit consists of a thick complex of dark slates and phyllites in certain zones alternating with thin-bedded flyschoid impure sand- and siltstones or bluish marls and limestones. This characteristic lithounit representing a basin facies was called the Lamayuru Formation and I refer to the description on p. 517-519 in FUCHS (1979).

The terms „Lamayuru Flysch“ (GANSSE, 1976) and „Flysch Zone“ (HONEGGER et al., 1981) are not used here, because only a part of the formation exhibits flysch character. The latter name may easily be confused with the Cretaceous flysch of the Dras Unit or Indus Flysch (s. s., GANSSE, 1976).

Rare fossils proved a Triassic-Jurassic age and after the Maestrichtian fossil finds in the Lamayuru Formation of the Northern Zaskar Unit and the interfingering with the Shillakong Formation (Campanian) it is rather probable that the eugeosynclinal facies persisted into the Upper Cretaceous. Along the terminating ophiolite zones various klippen of limestone (e. g. BASSOULLET et al. 1978 c), radiolarite or serpentinite are found within the Lamayuru complex, however only klippen of Kioto Limestones type (DE TERRA, 1935; FRANK et al., 1977; FUCHS, 1979; BASSOULLET et al, 1981) and Shillakong Formation occur throughout the Lamayuru Unit (FUCHS, 1979). These rocks, typical of the Northern Zaskar Unit adjoining in the S, either were interfingering with the eugeosynclinal facies or slumped into the basin. Anyhow they show that the Lamayuru basin was adjacent in the N to the Zaskar shelf.

BASSOULLET et al (1981) studied the limestone intercalations and distinguish three types: 1) olistolites (sedimentary klippen) or olistolite breccias 2) grainstones resedimented grain

by grain at the outer border of the shelf 3) „grain flows“ deposited in the flysch. Later these sedimentary intercalations were tectonically broken. New fossil finds in the above limestones prove that the Lamayuru-Formation comprises Middle Triassic to Middle Jurassic parts. Thus the careful studies of the French workers agree very well with my views (FUCHS, 1977, p. 222, 227; 1979 p. 518).

In the recent scenery the rigid limestone klippen stand out as cliffs from the soft predominantly argillaceous rocks of the Lamayuru Formation.

SRIKANTIA & RAZDAN (1979, 1980) took the Kangi-Photaksar belt of mainly Maestrichtian Lamayuru Formation als Spiti Shales and Giumal Sandstone, the Lamayuru-Mulbekh zone as Kuling Formation (Permian). They refer to the Permian fossils found by TEWARI & PANDE (1970) which, however, are derived from a klippe. On the other hand the Mesozoic fossils found by FRANK et al. (1977) and FUCHS (1977, 1979) are not from „Lilang limestone bands“, but from the Lamayuru Formation itself. Like SHAH et al. (1976) SRIKANTIA & RAZDAN (1979, 1980) regard the Lamayuru Zone and the limestones of Northern Zaskar as one stratigraphic sequence neglecting the thrust contact of the formations.

As already mentioned my 1980 survey has shown that most of the Lamayuru Formation in the Spong tang area belongs to the Northern Zaskar Unit. Only the Lamayuru Formation overlying the Lingshet Limestone represents the Lamayuru Unit. It is not always easy to distinguish these Lamayuru argillites from Kong Slates of the topmost portions of the Northern Zaskar Unit. In the same way separation is difficult where the Lingshet Limestones are squeezed out and Lamayuru Formations of the two tectonic units join each other (e. g. Photaksar-Kangi).

The (?) *Prograyiceras* of Callovian-Oxfordian age reported by BROOKFIELD & WESTERMANN (1982) seems to be derived from the allochthonous Lamayuru Formation of the Spong tang area.

Apart from a chloritic carbonate bed observed at Lamayuru, which probably represents a tuffite (FUCHS, 1979, p. 517), I did not find volcanic rocks associated with the Lamayuru Formation. HONEGGER et al. (1981), however, describe „Triassic volcanics“, which according to them are related with the Lamayuru Formation („Flysch Zone“) of the Sanko region. Based on field observation in the area S of Rusi La I regarded these metavolcanic rocks as belonging to the Dras Unit. The chemical-mineralogical examination by HONEGGER et al. (1981) however, showed that these alkali-basalts to alkali-rhyolites, a type known from many oceanic islands and some continental rift valleys, are distinct from the Dras Volcanics, which are indicative of an island arc. I do not follow the named authors because:

a. The Triassic age of the volcanics may be contested, as the Lamayuru Formation comprises not only the Triassic, but reaches higher up, most probably into the Upper Cretaceous. The volcanics in question (Rusi La) are very distant from the Triassic fossil localities at Lamayuru. The volcanic rocks associated with the exotic Permian and Scythian carbonates (BASSOULET, 1978 c) just prove that they are post-Scythian, but do not document „Triassic age“. Further these carbonates and volcanics occur as a block in the ophiolitic melange zone terminating the Lamayuru Unit in the N and thus do not belong to the latter.

b. The greenish flysch sediments associated with the volcanics S of Rusi La are lithologically quite different from the rocks of the Lamayuru Formation. They resemble the

flysch associated with the Dras Volcanics and are of a type unknown from the Lamayuru Unit. Furthermore it is a characteristic feature of the Lamayuru Formation to be free of volcanics. Serpentinities in the marginal parts belong to the ophiolitic melanges terminating the Lamayuru Unit in the N and S.

In view of these field observations along with the petrochemical data recorded by HONEGGER et al. (1981) the referred volcanic belt probably represents an individual unit (Rusi La Zone), which has to be separated from the Lamayuru – as well as from the Dras Unit.

2.4. The Dras Unit

In the type area (WADIA, 1934) and eastwards towards Lamayuru volcanic rocks predominate in the Dras Unit. Further east the volcanics gradually become replaced by flysch (GANSSE, 1976; FRANK et al., 1977). In the Spongtang Klippe the Dras Unit is composed of volcanics and flysch (FUCHS, 1977, 1979). Other sedimentary rocks associated with the volcanics are synchronous marls, limestones and radiolarian cherts and exotic carbonate blocks.

The volcanics form massive or irregularly stratified, rusty rock faces disintegrating to coarse blocks (Fig. 9 on Pl. 4). Fresh, the rocks are mostly green or red and comprise flows of fine-grained or dense basalt and diabase, often in form of pillow lava and amygdaloid lava, porphyrite, medium-to coarse-grained doleritic, dioritic, gabbroic rocks, volcanic breccias, agglomerates and tuffs. The phenocrysts of the porphyric rocks pyroxene, hornblende, and plagioclase are mostly transformed due to the greenschist metamorphism, which the whole complex has undergone. Besides basalts also andesitic and dacitic rocks occur, which however are subordinate (HONEGGER et al., 1981). According to these authors petrographic and petrochemical data indicate that the Dras Volcanics formed an island arc.

The flysch consists of brownish weathering, green, grey, fine to coarse-grained sandstones, which may pass into breccias, greenish siltstones, dark grey, green, purple slates and phyllites. Frequently these rocks are alternating in a cyclic way. Graded lamination, flute casts, load convolutions, and hieroglyphs stress the flysch character. There is no sharp line between flysch and volcanics because many of the sandstones are made up of reworked volcanic material or are contaminated by tuffaceous substance. In breccias also volcanic material is found in form of clasts as well as in the matrix.

N of Photak La breccias become very coarse and build up a good portion of the flysch-volcanic series. This complex is best termed „wildflysch“: In the unsorted brecciate zones the rock fragments may attain sizes of several meters. Ultimately also the light-coloured limestone klippe, building up the conspicuous peak NE of Photak La and having almost km-dimension, represents a component in this wildflysch (Fig. 10 on Pl. 4). From this klippe the light grey, cream to pink, dense limestones seem to be derived, which are found as boulders embedded in the breccias of the wildflysch (Fig. 11). Unfortunately no good sample could be extracted from these fossiliferous rocks. They contain large stems of crinoids, single corals, snails, ammonoids and sections of brachiopod or pelecypod shells. From my description Dr. L. KRISTYN (Palaeont. Inst. Univ. Vienna) supposed these limestones to be of Permian age. The limestone, which appears almost unstratified, certainly



Fig. 11: Wildflysch N of Photak La: A m-sized exotic block of cream to pink, dense limestone containing large crinoid stems and sections of brachiopods, corals, and cephalopods is embedded in brecciateous flysch matrix (right side).

was formed in a benthonic environment. As an exotic block it slumped into the mobile Cretaceous trough, in which the wildflysch and volcanics were formed. Besides the above limestone the following components are found: Reworked carbonate breccias, cherts, sandstones, and argillites. The rock fragments are irregularly embedded in an argillaceous-arenaceous groundmass.

Carbonate rocks are found not merely as blocks but also interstratified in the flysch. They are dense marls and limestones of grey, cream, and red colour, reminiscent of the „couches rouges“ of the Alps. The carbonates are frequently schistose. In sample 80/ 14, a red cherty marl, Dr. R. OBERHAUSER (Geol. B.-A., Vienna) kindly determined small globigerinas and heterohelicids suggesting Middle to Upper Cretaceous age. 80/ 18 yielded spherical fossils, probably large radiolaria, and very fine-grained indeterminate detritus of microfossils.

The dense carbonates grade into fine-clastic limestones, carbonate breccias, carbonate sandstones etc. by increasing contamination with clastic and volcanic matter. These rocks yielded double-carinated globotruncanas pointing to Upper Turonian – Santonian age (80/ 19, det. R. OBERHAUSER). Sample 80/ 21 contains single and double-carinated globotruncanas; among the ill-preserved fossils *Globotruncana stuarti* (LAP.) was detected, suggesting Maestrichtian age.

Similarly the Mid-Cretaceous Khalsi Limestone is interbedded with volcanic layers of the Indus Flysch (FUCHS, 1979, p. 516). Boulders of Orbitolina limestone I found enclosed in agglomerates of the Dras Volcanics of Arju La (SE of Kargil).

Red and green bright coloured cherts are frequently associated with the volcanics and flysch.

HONEGGER et al. (1981) report on radiolarian cherts yielding Callovian to Tithonian age near Dras.

Considering all these indications a Jurassic to Upper Cretaceous age of the Indus Flysch – Dras Volcanic complex is proved, which may reach into the Paleogene. K/Ar whole rock ages of 77.5 ± 1 m. y. for the Dras Volcanics were obtained by K. K. SHARMA et al. (1978) and fit well with the age suggested above.

2.5. The Rusi La Zone

In the Rusi La region the dark coloured Lamayuru Formation is underlain by a brown weathering, greenish flysch-volcanic complex, which in analogy to the Lamayuru area, I have mapped as Dras Unit. Recently HONEGGER et al. (1981) demonstrate that these volcanics are petrochemically distinct from those of the Dras Unit. They comprise alkali-basalts to alkali-rhyolites, basic to intermediate types being dominant. This volcanic suite is known from many oceanic islands and a few continental rift valleys. Accepting the discrimination from Dras Volcanics, I do not agree with HONEGGER et al., who speak of the „Triassic Volcanism“ and regard it as part of the Lamayuru Unit (their „Flysch Zone“). From the fact that comparable volcanics are generally missing in the Lamayuru Formation and from the lithology of the associated flysch I am convinced that the volcanics are not related with the Lamayuru Unit. Though no fossils could be obtained from my samples, I suppose a Cretaceous age for the bulk of the Rusi La Zone and a palaeogeographic position S of the Dras island arc and N of the Lamayuru trough.

The fine- to coarse-grained volcanites form irregular flows tens of meters thick.

The microscopic examination of a sample kindly done by Dr. A. DAURER (Geol. B.-A., Vienna) reveals the metamorphism the rock has undergone:

The fabric is heteroblastic, slightly lenticular around aggregates of albite. Chlorite (37 vol.%, estim.) with light green to brown interference colours (Mg-Fe-chlorite); quartz (25 vol.%); albite (7 vol.%) almost idiomorphous, slender crystals, slightly filled by sericite and epidote; ore (1 vol.%). The rock reminds of epi-metamorphic hyaloclastic tuffs from ophiolites of the Alps (Engadiner Window, Idalpe).

The volcanics are interstratified with light green to dark grey phyllites and thin-bedded arenaceous slates and sandstones. The rocks frequently show graded bedding, flute casts, and hieroglyphs. The series, which directly underlies the Lamayuru Unit, contains carbonate bodies up to 50 m thick and disrupted to klippen. They consist of grey to cream cherty limestone interlayered with rusty weathering detrital and arenaceous limestone and light to dark grey slate in a cm- to dm-rhythm (Fig. 12). Like the surrounding series the banded limestone exhibits much small scale folding and flaserly-lenticular structures. At the contact intermingling with volcanic material can be observed indicating contemporaneous origin.



Fig. 12: Banded limestone with cherty and arenaceous layers. The limestone has not yielded fossils, the volcanic flows of the Rusi La Zone, however, show magmatic contacts to the carbonates; SSW of Rusi La.

Underlying these carbonates I observed the following rock assemblage: (Fig. 10 on Pl. 4): red, purple, and green slates to phyllites, green and purple schistose effusiva, agglomerates and tuffs, fine-clastic carbonate breccias, impure flaserly limestones mainly as lenticular bodies. This multicoloured association of sedimentary and volcanic rocks is quite distinct from the sombre-coloured Lamayuru Formation.

2.6. The Peridotites and Ophiolitic Melanges

Ophiolitic melanges (GANSSEER, 1974) separate the major stratigraphic-structural units of the Indus Zone. They mark very much tectonised zones made up of ultramafic rocks, mainly serpentinites, basaltic lavas and pyroclastics, gabbros, ophicalcite, flyschoid shales and sandstones, radiolarian cherts, quartzites and blocks of Permian-Mesozoic carbonate rocks of a facies unknown from the adjacent Himalayan zones. TEWARI & PANDE (1970) and BASSOULLET et al. (1978 c) record Permian respectively Scythian ages of limestone blocks; S. K. SHAH & M. L. SHARMA (1977) and HONEGGER et al. (1981) found Upper Cretaceous microfaunas in cherts respectively limestones of the Mulbekh-Dras ophiolite zone. The basaltic rocks show tholeiitic affinities characteristic of mid-ocean ridges (HONEGGER et al.

1981). Blue schists, indicating high-pressure/ low temperature conditions, are occasionally found in these belts (KUMAR, S. 1978; VIRDI, 1981; DESIO & SHAMS, 1980). According to GANSSER (1974) the melanges are produced by the obduction of oceanic crust of basins, which were obliterated during the collision and subduction of continental plates. Though there is dispute on that problem, the mantle material within the melanges indicates that they definitely mark deep reaching and very important structural planes.

It appears that the ophiolitic melanges are most characteristic in the root zone, the Indus Suture belt, and are less pronounced in the frontal portions of the Spongtag Klippe.

The highest parts of the Spongtag Outlier consist of masses of peridotite, mainly harzburgites. The coarse-grained, dark green rocks disintegrate to round, rusty weathering blocks. Occasionally dioritic dikes may penetrate the peridotite. BASSOULLET et al. (1980) record about the occurrence of chrome bearing dunites, besides harzburgite, pyroxenites, gabbros, and diabase dikes. Regarding the petrography of the peridotitic masses I refer to the detailed studies of HONEGGER et al. (1981) and KELEMEN & SONNENFELD (1981).

2.7. The Indus Molasse

It is the merit of A. P. TEWARI (1964) to recognise the Indus Molasse as an entity, which is separated from the Indus Flysch and Dras Volcanics by a thrust. The Indus Molasse consists mainly of thick-bedded conglomerates, sandstones, and sandy argillites, frequently of bright purple, green, and beige colours. It was deposited in a continental basin after the first Himalayan nappe movements. In the N the Indus Molasse transgresses on the Ladakh batholith (TEWARI, 1964; GANSSER, 1976). Most of the pebble content is derived from the reworked Ladakh Intrusives. FRANK et al. (1977), SRIKANTIA & RAZDAN (1979, 1980), BROOKFIELD & REYNOLDS (1981 a, b), BROOKFIELD (1981) give a detailed review on the Indus Molasse belt, to which I refer.

In the Lomba Valley, S of Kargil, the Indus Molasse is found sandwiched between Dras Volcanics. It is excellently exposed around Chaskor and in the gorge between Lomba and Patambis. In spite of the scale tectonics the transgressive contacts of the Indus Molasse on the Dras Volcanics are locally preserved. They are unconformable and the basal conglomeratic beds are made up almost exclusively of reworked Dras Volcanics (W of Lomba). The boulders and pebbles (cm- to m-sizes) are sub- to well-rounded but ill-sorted. In higher portions of the conglomerate complex purple arenaceous argillites and sandstones are interbedded.

From these observations follows that the Indus Molasse is younger than the Dras Volcanics and post-dates their first deformation.

SRIKANTIA & RAZDAN (1979, 1980) take the Chaskor-Lomba occurrence as a window of the Indus Molasse (their „Indus Group“) framed by Dras Volcanics. They are right regarding the superposition of overthrust Dras rocks, but overlook the unconformable transgressive contacts of the molasse on underlying Dras Volcanics.

My recent survey of Zanskar proves that the units making up the Spongtag Outlier took their present position after the sedimentation of the underlying Lower Eocene formations of the Northern Zanskar Unit. These nappe movements most probably initiated the molasse deposition. LYDEKKER (1883) and DAINELLI (1934) on the other hand mention intercalations of nummulitic limestones in the molasse. Recently BROOKFIELD (1981) made

a traverse E of the Zaskar River, where DAINELLI has described his Eocene rocks, and found a Lower to Middle Eocene series deposited in marginal marine to freshwater environment (Unit III, member 1) which passes up into shelf facies. These beds are succeeded by thick flysch containing thin nummulitic limestones (member 2). The flysch is unconformably overlain by coarse-clastic series of the Indus Molasse. My interpretation of BROOKFIELD's observations is that the Eocene flysch represents a lower stage in the trough of the Indus Molasse, probably formed in the central portions. It is succeeded unconformably by the younger typical molassic stages.

It may be inferred that BROOKFIELD's Unit III member 1 marks the beginning of the Indus Molasse. In central portions of the basin, however, deposition still was of flysch type. After a younger tectonic phase molasse type sedimentation spread over the whole basin.

Limestone pebbles in the conglomerates are Lower Eocene, Paleocene, Upper Cretaceous and older (BECKMANN in FRANK et al., 1977, p. 99). From the fact that the molasse transgresses on the Ladakh Intrusives their age is of great importance.

HONEGGER et al. (1981) interpret their U/Pb results of 103 ± 3 m.y. as the formation of the magma. Intrusion ages of 80 ± 3 m.y. for the Somau granodiorite and 60 ± 10 m.y. for the granites of Shey Gompa indicate composite intrusion. K. K. SHARMA, et al. (1978) obtained an age of $27,8 \pm 0,6$ m.y. (Up. Oligocene) by K/Ar whole rock method for the porphyritic granites in the core of the Ladakh Pluton. Kailas intrusives and volcanics yielded a well-defined isochrone of $38,8 \pm 2$ m.y. (HONEGGER et al., 1981). Thus at least some portion of the molasse must be Oligocene or younger. TEWARI (1964, p. 47-48), considering the few fossil references and structural aspects, concludes that the Indus Molasse is post-Eocene, possibly post-Middle Miocene.

In view of all these facts and arguments the Indus Molasse seems to commence in the Eocene and reach into the Miocene. Probably it started after the Eocene nappe tectonics of the Indus-Zaskar region and came to an end by the Mid-Miocene nappe movements of the Lesser Himalayas, which produced the „counterthrusts“ in the Ladakh-Tibetan area.

3. Tectonics

The following structural units are discerned:

The Tibetan Zone, an autochthonous unit showing gradational contacts to the underlying Central Crystalline. The Northern Zaskar Unit formed the northern portions of the Zaskar shelf and thus was continuous with the Tibetan Zone. The unit became parautochthonous, overthrusting the Tibetan Zone marginally from the N. The Lamayuru Unit composed of continental slope- to eugeosynclinal sediments was dragged to the S onto the units of Zaskar by the overthrusting nappes. The Rusi La Zone represents a wedge between the Lamayuru Unit and the Dras Unit, which consists of Dras Volcanics and Cretaceous flysch. As shown by the Spongtang Outlier the Dras Unit and the succeeding peridotite masses were thrust to the SW in form of nappes. The boundaries of the structural units of the Indus Zone are frequently marked by ophiolitic melanges. After the nappe movements directed SW, the whole pile of units was overturned towards the NE by later compression in the Indus Zone.

3.1. The Tibetan Zone

The unit is characterised by open folds, which are upright or directed towards the SW. These folds are described starting in the SW with the passage zone to the Crystalline: The metamorphosed Triassic carbonates, crossing the Suru Valley just W of Zulidok, represent a syncline. Towards SE this syncline crosses the Sang Po Valley about 7 km S of Rangdum.

An anticline composed of Palaeozoic rocks is exposed in the slope N of Zulidok. S of the Suru Valley a stock of porphyric granite intruded into the core of this anticline.

After a syncline of Triassic carbonates another anticline follows; Panjal Trap makes up the core, building the monastery hill of Rangdum. All the fold elements mentioned strike NW-SE. The prevailing north-eastern dip indicates SW-directed fold movements (Pl. 1, 2, [6-8]).

The Kioto Limestone NE of Rangdum marks a syncline, which is just one of several megafolds observable in the Mesozoic carbonate series N and E of Rangdum (FUCHS, 1979, Fig. 3 on Pl. 5).

In the Cretaceous series of the Spanboth Valley the bright coloured Chulung La Slates form the core of a large syncline. The SW-limb of this syncline shows conspicuous folding in the orographic right flank of the Spanboth Valley. The NE-limb also is deformed by minor folds: The Spanboth Limestones branching off from the main syncline in the valley leading to the Pukdum La represent a minor syncline. Towards the NW the synclines end due to axial rise. But also towards the SE the older formations only can be followed.

An anticline composed of Kangi La Flysch strikes from the southern slopes of the Kangi Pass region to the Pukdum La and crosses the upper Oma Chu. There the core of the anticline consists of intricately folded Giupal Sandstone.

NE of this anticline the Spanboth Limestone of the Kangi La forms a much folded syncline. The limestone formation ends in the mountains W of the Oma Chu and the syncline is indicated in that valley by Kangi La Flysch (Fig. 2, on Pl. 3). Further SE Chikkim Limestone surrounded by a thick development of Giupal Sandstone marks the utmost extension of the syncline. In the Oma Chu area too the folds are strictly directed SW (Pl. 1, 2).

At Diwing an anticline of Giupal Sandstone follows the course of the Oma Chu. Towards the W this anticline is indicated by Kangi La Flysch separating synclines of Spanboth Limestone.

The area N of Diwing and towards the Chulung Pass represents a structural depression: The Chulung La Slates, the youngest formation, fill several SW vergent synclines, separated from each other by anticlines of Spanboth Limestone. The most pronounced of these synclines is that of Chulung La, which can be followed SE to the Chumse Tajok Valley leading to the Kesi La. Near the junction of that valley with the Oma Chu folding and imbrication leads to repetitions of Chikkim Limestone and Giupal Sandstone, which were mistaken by KELEMEN & SONNENFELD (1981) for stratigraphic repetitions.

A glance on the map (Pl. 1) shows that the folds built by the Cretaceous series strike NW-SE and are slightly oblique to the Triassic belt of the south-western limb of the Zanskar Synclinorium. Further the area Spanboth - Pukdum La - Chulung La represents an axial depression. I infer that both, the slightly aberrant strike and the axial depression, are related with the emplacement of the Spong tang Outlier. The axial depression either is responsible

that the outlier was preserved from erosion there or is the effect of the emplacement of the Spongtang Klippe.

The northern boundary of the Tibetan Zone is rather complicated. The geological map clearly shows that there must be a structural line terminating the Tibetan Zone in the N: various formations and different structural units come in touch with each other. Regionally the strike in the adjoining units is rather divergent. There is also much distortion; nevertheless it is not always easy to locate the tectonic contact, as can be seen from the following description:

At the village Itchu a marked anticline composed of the Crystalline crosses the Phulungma Valley (Pl. 1). To the W and the N these Crystallines are overlain by the Triassic-Jurassic carbonates of the N. Z. U.; E of the Itchu structural high these carbonates are folded together with their Cretaceous cover. The folds show a strict E-W strike and are overturned to the N (Fig. 4, 5 on Pl. 3; Pl. 2). The Triassic-Jurassic carbonate series, which strike from Rangdum towards the NW to the Phulungma Valley and overlie the Itchu Crystallines in the E, no doubt belong to the Tibetan Zone. Thus the Triassic-Jurassic carbonates of this zone are in contact with those of the N. Z. U. I suppose that the boundary between these structural units is located in the disturbed zone crossing the Phulungma Valley W of its marked N-convex bow (Pl. 1). There, the rather horizontal carbonates of the N. Z. U. are underlain by a zone of intricate folding, which strikes NW-SE and shows NE dip at medium angles.

Further E in the upper Wakha Chu the folds of the frontal portion of the N. Z. U. strike E-W and are directed N, whereas all the folds of the Tibetan Zone show NW-SE strike and SW-vergency (Pl. 1, 2). Thus a structural disconformity between these units is obvious. But the Maestrichtian Lamayuru Formation of the N. Z. U. contains portions lithologically rather similar to the Kangi La Flysch and therefore it is certainly not easy to locate the tectonic boundary. This is to be sought N of the drainage divide between the Wakha Chu and the Suru. I have not crossed this range except on my 1976 traverse over the Kangi La.

In the upper Kangi Valley (Kong area) the Cretaceous-Eocene formations of the N. Z. U. are steeply folded (Fig. 13 on Pl. 5). Their contact to the Kangi La Flysch of the Tibetan Zone appears disturbed. The southernmost of the Paleocene Limestones (samples 80/27-28, 30) crossing the lower course of the Chulung Valley, however, is linked with the Tibetan Zone. Followed SE this limestone overlies stratigraphically the Kangi La Flysch with a dark band in between and is succeeded by the Chulung La Slates. No doubt, the limestone belongs to the Tibetan Zone there. In the Chulung section mentioned above the limestone is folded in the N by a syncline composed of Lower Eocene Kong Slates typical of N. Z. U. and Chulung La Slates characteristic for the Tibetan Zone. This limestone therefore has a position between N. Z. U. and Tibetan Zone in respect of facies as well as tectonically. These observations seem to substantiate the concept of KELEMEN & SONNENFELD (1981), who correlate the Lamayuru Formation of the Kangi-Photaksar belt with the Kangi La Flysch, the Spanboth Limestones with the Lingshet Limestone. I agree that the named formations once were continuous, but their fossil content clearly shows that their stratigraphic range is different. A shifting of facies is indicated, which is dealt in chapter 4. Tectonics brought more distant portions of the formations in juxtaposition and thus accentuated facies and age differences. Therefore I discern the N. Z. U. and Tibetan Zone. But as shown by the Chulung section the horizontal displacement is not too large,

because a connecting link is still preserved there between the two units. The tectonic plane at the base of the southernmost Lingshet Limestone observed in the Kangi La section (FUCHS, 1977, 1979) loses its importance in the Chulung Valley. The more active structural plane seems to follow the syncline N of the named limestone (Pl. 1, 2, [7, 8]).

N of Chulung La the N. Z. U. and the Lamayuru Unit are squeezed out or overlapped by the Dras Unit of the Spongtag Outlier. Multicoloured slates and volcanics come in touch with the Chulung La Slates. Further SE in the region of the Photak La the Lamayuru Unit and N. Z. U. are exposed again. It is obvious there that the multicoloured flysch of the Dras Unit is a separate unit unrelated with the similarly coloured Chulung La Slates of the Tibetan Zone. KELEMEN & SONNENFELD (1981) mistake the red slates of the Photak La (= Flysch) with the red slates (Chulung La Slates) overlying the limestones of Kangi La (= Spanboth Limestone). The Lingshet Limestone is stratigraphically followed by the Lower Eocene Kong Slates and then come overthrust Lamayuru Unit and the multicoloured series of the Dras Flysch (Fig. 10 on Pl. 4).

The N. Z. U. consisting of much folded Lingshet Limestone and Lamayuru Formation comes in contact with Chulung La Slates, Spanboth Limestone, and Kangi La Flysch of the Tibetan Zone. Pl. 1 clearly shows that there is a tectonic contact between the Tibetan Zone and N. Z. U. south of Photak La. From there to the Zanskar Valley Kangi La Flysch and Lamayuru Formation border each other. Similar lithologies make it difficult to locate the tectonic boundary exactly. KELEMEN & SONNENFELD (1981) report that the Giumal Sandstone and Chikkim Limestone of the lower Oma Chu pass into the multicoloured limestones (Shillakong Formation). From my experience with the Tibetan Zone-N. Z. U. contact I suppose that the Giumal Sandstone and Chikkim Limestone end along a tectonic plane and instead of these formations of the Tibetan Zone the multicoloured limestones are found in the N. Z. U. Thus I opine that there is a tectonic juxtaposition and not a facial replacement.

3.2. The Northern Zanskar Unit (N. Z. U.)

This unit comprises the carbonate belt building up the rugged mountains of northern Zanskar and the Cretaceous to Eocene sedimentary series framing the Spongtag Outlier. The N. Z. U., once continuous with the Tibetan Zone, is now sheared off and overrides this zone marginally. Thus its southern frontal portions are parautochthonous (FUCHS, 1981, Pl. 1, section 1). The Cretaceous-Eocene sequence of the N. Z. U. is mostly sheared off from its base in the N and is enriched in the S, in the frontal parts of the unit. It is a characteristic that compression post-dating the SW-directed nappe tectonics deformed the northern parts of the N. Z. U. into tight vertical folds. Along its northern and western margins the N. Z. U. overrides the adjoining Lamayuru Unit ("Zanskar Thrust", FRANK et al., 1977). FUCHS (1977) regards this thrust and other counterthrusts as the product of younger compression, which has led to the inversion of the entire Indus Zone.

The Triassic-Jurassic carbonates of the N. Z. U. are connected with the Itchu Crystallines by gradational contacts. Conspicuous green horizons built of chloritic rocks and metamorphosed dark argillaceous - calcareous series in the upper parts of the Crystalline probably represent the Panjal Trap and Upper Palaeozoic to Lower Triassic beds. The Triassic-Jurassic carbonates also show varying grade of alteration (up to greenschist facies).

Crystallines and Mesozoic rocks are folded together as observable in the flanks N of the Phulungma Valley. A syncline reaches the bottom of the valley and can be followed into the slopes S of the village Shergandik. According to HONEGGER et al (1981) the syncline continues further towards the W.

The vast mountaineous terrain between the Phulungma Valley and the Mulbekh depression and E of Rusi La consists mainly of Triassic-Jurassic carbonates. This region is almost unexplored. From binocular observation gentle dip towards the central parts of this carbonate platform predominates. Locally, however, horizontal or vertical folds also are observed.

All along their margins the Zanskar carbonates overlie the dark Lamayuru Formation with tectonic contacts. SW of Baltikar an outlier of the carbonate mass rests on the Lamayuru Unit.

S of Wakha the Shillakong Formation overrides the Lamayuru Unit dipping S at medium to steep angles. A syncline of dark Lamayuru rocks may either stratigraphically follow as Maestrichtian series on the Campanian Shillakong Formation or form an outlier of the Lamayuru Unit. Upstream the Wakha Chu the Triassic-Jurassic carbonates are exposed in a small N-vergent anticline. They are mantled by a few meters of Giumal Sandstone. Further upstream another anticline brings up the Triassic-Jurassics. In the rock faces overtopping the valley of Mulbekh in the S, Triassic-Jurassic carbonates and bands of Giumal Sandstone overlie the Shillakong Formation. These rocks are continuous with the folds overturned to the N observable in the Wakha Chu gorge. In the rock faces of this gorge W of the river, Shillakong Formation builds the core of a syncline with NW-SE axis.

The Triassic-Jurassic carbonate series are gently dipping to horizontal. In a local anticline they are much disturbed by intricate folding. Quartzitic rocks in the core of this anticline seem to represent the Quartzite Series; shell beds contain ill-preserved specimens of *Dicerocardium* or *Megalodon*, corals, and other fossil debris.

S of the bifurcation of the Wakha Valley the Triassic-Jurassic carbonates dip SSE at medium angles and are succeeded by a few meters of Spiti Shales, thick development of Giumal Sandstone, very thin Chikkim Limestone, Shillakong Formation, and several hundred meters of Lamayuru Formation. The Lower Tertiary Lingshet Limestone is preserved in the syncline of the uppermost Wakha Chu, which may be followed to the ridge NW of Itchu La (Fig. 4, 5 on Pl. 3).

The Cretaceous-Eocene succession of the upper Wakha Chu is more or less in stratigraphic connection with the Triassic-Jurassic carbonates. Further E this connection is disturbed more and more.

The whole pile of formations is isoclinally folded, dipping S at medium angles (Pl. 1, 2 [5,6] Fig. 4, 5, on Pl. 3). Thus there is a marked vergency towards the N in the upper Wakha Chu-Phulungma area. Due to axial rise towards the W the synclines end and strike into the air in the upper Phulungma Valley. SSW-lineations crossing the regional E-W strike are observed in Kioto Limestone of the western branch of the Wakha Chu. Probably the cross axes are younger.

In the eastern branch of the Wakha Chu and particularly in the Kangi Valley the younger formations gain in areal extent due to axial plunge towards the E. Followed E the S-dipping isoclinal folds become vertical and finally dipping N (Pl. 1, 2 [7, 8]). The conspicuous folds of the upper Kangi Valley are composed of Lamayuru Formation, Lingshet Limestone and the Lower Eocene Kong Slates (Pl. 1, 2, Fig. 13). In my 1977 and 1979 papers I have mistaken

the limestones for Kioto Limestone. After my visit to the Lingshet Limestones of the type locality, which abound in fossils, I found fossils also in the poorly fossiliferous Kong occurrence. SRIKANTIA & RAZDAN (1979, 1980) recognised the Eocene age of these beds (their Kanji Group), but regarded the Lamayuru Formation (Maestrichtian) as Spiti Shales-Giumal Sandstone.

S of Kangi it is questionable whether there exists Lamayuru Unit or not and the separation of Lamayuru Formation of this unit from that of N. Z. U. is problematic. In the upper tributary reaching the Kong cirque from ENE, however, Kong Slates are tectonically overlain by Lamayuru Unit (Fig. 14 on Pl. 5). This unit appears to overlap the folds of the N. Z. U. disconformably and both units finally are squeezed out in the Chulung La area.

Concerning the northern parts of the N. Z. U. in the Kangi-, Shillakong-, and Yapola Valleys I refer to my 1977 and 1979 papers and KELEMEN & SONNENFELD (1981). The boudined bodies of flyschoid sandstones, siltstones, and argillites N of Kangi I have taken as flysch. Seen along with the observations in the Wakha Chu I am certain now about their being Giumal Sandstone. Their position near the Kioto Limestone – Shillakong Formation boundary is stratigraphic. From the nature of this occurrence it is clear, however, that the post-Jurassic series are sheared off from their base. Thus there and further E the upper boundary of the Triassic-Jurassic carbonates was transformed to a tectonic horizon (Kangi-Naerung Fault, KELEMEN & SONNENFELD, 1981). In the Shillakong section the Shillakong Formation overlies directly the Kioto Limestone without remains of the Giumal Sandstone. In the Spongtang section a thin band of dark argillites between Kioto-Limestone and Shillakong Formation may represent Spiti Shale or Lamayuru Formation squeezed along the zone of disturbance. Due to inversion this plane dips steeply NE. KELEMEN & SONNENFELD (1981) found a broad zone of black shales between Kioto Limestone and the Shillakong Formation in the Machu-Photaksar section. They noted an extreme angular unconformity between the two units and term this zone of disturbance the Kangi-Naerung (Nira) Fault. At Nira these authors observed disrupted and dismembered Giumal Sandstone along this fault. This occurrence resembles closely to the Giumal Sandstones N of Kangi.

From these observations it is probable that the contacts between Kioto Limestone and Shillakong Formation are largely tectonised, also in the northern portions of the carbonate belt.

The stratigraphic boundary between the Campanian Shillakong Formation and the Maestrichtian Lamayuru Formation also is frequently tectonised. Serpentinite bodies near this boundary are observed E of Snuzi La and N of Sirsir La (FUCHS, 1979; KELEMEN & SONNENFELD, 1981). KELEMEN & SONNENFELD regard these serpentinites as outliers derived from the Spongtang Allochthon. As it may be, the ultramafics do not indicate an ophiolitic zone, but show that some movements occurred along the stratigraphic boundary.

Regarding the order of the sequence it is evident that the Lamayuru Formation is higher than the Shillakong Formation. This is shown by the fact that the Lamayuru Formation forms synclines (e. g. Kangi, W of Snuzi La, N of Singhe La) and builds up high terrain, whereas the Shillakong rocks come from below and are exposed predominantly in valleys (E and W of Snuzi La) (see FUCHS 1977, 1979; KELEMEN & SONNENFELD, 1981). From Kangi to the Shillakong Valley the Shillakong rocks steeply dip SSW beneath the La-

mayuru Formation and come up again in anticlines (Pl. 1, 2 [7]). E of the Shillakong Valley the boundary is vertical or overturned dipping NE. This and the NE-dipping schistosity of the Shillakong Formation brought BASSOULLET et al. (1977, 1978 a, 1980 a) to the view that the carbonate belt of northern Zanskar was an outlier of a higher nappe overriding the Lamayuru rocks. It can be observed that the Shillakong Formation is tightly folded with shear planes dipping NE, the folded sedimentary bands, however, plunge beneath the Lamayuru Formation in the SW. The latter formation too shows the NE-dipping or vertical schistosity, which is transverse to the gently S-dipping ophiolitic melange and Dras Volcanics overlying (Fig. 6 on Pl. 3).

I put arguments against the opinion of BASSOULLET et al. (FUCHS 1979, p. 530). The superposition of the Lamayuru Formation on Shillakong Formation is evident particularly in the Lingshet-Zanskar area (see below, and KELEMEN & SONNENFELD 1981).

N of the Spongtang Outlier Lamayuru Formation represents the youngest beds of the N. Z. U. The highest portions of the dark argillite belt, higher than sporadic klippen of quartzites, carbonate rocks and serpentinites are probably belonging to the Lamayuru Unit.

W of Singhe La the Lingshet Limestones appear again and we find a rich development of the Cretaceous-Lower Eocene formations of the N. Z. U. in the Singhe La – Lingshet area (Fig. 6–9, 15–17 on Pl. 3–6). The first report on these youngest beds of Zanskar is given by LA TOUCHE (1888). The Lamayuru Formation of Singhe La is overlain by highly contorted and folded Lingshet Limestones. At the pass it can be observed that these limestones form a syncline, the northern limb of which is overturned towards the SW (Fig. 15 on Pl. 5). The basal quartzitic beds of the limestone series are lain into several folds overturned to the SW (scale of the folds: tens of meters). These beds dip NE as the Lamayuru and Shillakong rocks do (Pl. 1, 2 [12], Fig. 15 on Pl. 5).

Between the much folded Lingshet Limestone and the Dras Volcanics of the Spongtang Outlier there is a zone of dark argillites. This band is composed of Kong Slates following stratigraphically on the Lingshet Limestone and of rocks of the Lamayuru Unit dragged onto the N. Z. U. by the overthrust nappes. The separation is somewhat problematic and needs detailed study.

NW of Yalchung the limestones turn to the SW and build up the precipices above the villages Goma and Lingshet (Fig. 7, 8, 16, 17 on Pl. 3–6). They are predominantly horizontal or gently dipping, but locally the limestone band is intensely folded. The axis of these folds is partly directed WSW, thus being transverse to the regional NW-SE strike (e. g. W of Goma, N of Lingshet). A broad band of Kong Slates fills the core of a WSW-ENE trending syncline in the limestones above Lingshet (Fig. 16, 17 on Pl. 6). These transverse folds are related with the eastern edge of the Spongtang Outlier. The cross-folding probably follows the shape of the allochthonous mass.

The Lingshet Limestones are underlain by a thick development of Lamayuru Formation, which builds up the morphologically soft terrain E and S of Lingshet. There is steep detail folding in the area around Kesi La, but generally the dip of the schistosity is NE at medium angles. This implies that the schistosity is transverse, because the extent of the formation suggests a rather horizontal position. The dark argillites have this transverse schistosity in common with the multicoloured rocks of the underlying Shillakong Formation. These beds are exposed in SW vergent anticlines SE of Lingshet and E of Stumpata Goma (Fig. 7, 8 on Pl. 3, 4). Around the latter village the relations are somewhat disturbed: The Shillakong

rocks forming the core of the anticline end in the flank E of the village. They are in direct abnormal contact with overlying quartzites and carbonates, probably belonging to the Lingshet Limestone. The surrounding Lamayuru argillites contain several klippen of similar limestones and Shillakong Limestone (Fig. 7 on Pl. 3). These block-shaped occurrences represent sheared off wedges, anti- and synforms and thus indicate intense internal deformation of the Lamayuru Formation, which in absence of characteristic horizons is difficult to note.

KELEMEN & SONNENFELD (1981) attended a trip by boat down the Zanskar River. In course of this adventure they explored the geology of the Zanskar gorge, which can not be reached on foot. Their investigations along with the described geology of the Lingshet area leave no doubt that the Shillakong Formation underlies the Lamayuru rocks and that the Shillakong Formation of the Zanskar area continues via Singhe La, Photaksar, Kangi to the NW to the Wakha Chu. Therefore it is proved that inspite of NE-dipping schistosity the carbonate belt of northern Zanskar is a lower element than the Lamayuru argillite zone (Kangi-Photaksar) (Pl. 1, 2). This is unequivocal evidence against the view of BASSOULLET et al. regarding their allochthonous Shillakong Unit (1977, 1978) respectively „nappe du Zanskar“ (1980 a).

If we follow the N. Z. U. around the south-eastern edge of the Spongtang allochthonous mass towards the W we find again reduction: The thick development of Lingshet Limestone in the type area is disrupted to several thin bands in a matrix of Lamayuru Formation (S of Photak La) (Fig. 10, 18 on Pl. 4, 6). SW of Photak La this series is deformed in megafolds (Pl. 1, 2 [10]). Further W the N. Z. U. ends and the overthrust Dras Unit overlaps the lower units coming in contact with Chulung La Slates of the northernmost syncline of the Tibetan Zone.

The boundary of the Tibetan Zone and N. Z. U. is problematic in the area between Lingshet and the lower Oma Chu. The Kangi La Flysch and Maestrichtian Lamayuru Formation are in juxtaposition. These formations are much deformed and the lithological contrast is low. Therefore KELEMEN & SONNENFELD (1981) take them as one unit. From the stratigraphic and structural reasons already given I accept a tectonic boundary also there. In the traverse from the Chumse Tajok Valley (Barmi Valley of KELEMEN & SONNENFELD) to Lingshet I would place the tectonic boundary near Kesi La.

3.3. The Lamayuru Unit

Between the carbonate belt of northern Zanskar and the Dras Volcanics-Flysch Zone there is a zone of dark argillites with calcareous and silty-sandy interstratifications (Lamayuru Formation). Larger bodies of Triassic-Jurassic limestones and Shillakong Formation occur as blocks in this series. Marginally serpentinites and exotic blocks occur related with the terminating ophiolitic melange zones. SHAH et al. (1976), SHARMA & KUMAR (1978) and others regard this zone as part of the Tethyan (Tibetan) Zone of Zanskar. GANSSER (1976), FRANK et al. (1977) named this zone the Lamayuru Flysch, whereas FUCHS (1977, 1979) and BASSOULLET (1978 a, 1980 a) term it the Lamayuru Unit. I use this name for the tectonical unit; the lithonunit Lamayuru Formation is not restricted to the Lamayuru Unit, but occurs also in the N. Z. U. adjoining in the S.

In the type area the unit shows much internal folding. The s-planes generally dip SW at medium to vertical angles. Serpentinites and exotic blocks are found near the margins. They are derived from the terminating thrust planes and ophiolitic melanges. In the SW the carbonate belt of northern Zaskar overrides the Lamayuru Unit, which overthrusts the Dras Unit in the NE. These relations to the adjoining zones remain constant if we follow the Lamayuru Unit towards the W via Fotu La – Bodhkarbu – Namika La – Wakha – Mulbekh – Shergal. In this region the strike gradually becomes E-W and towards Baltikar SW. Dipping SE beneath the Zaskar carbonates the black argillites zone may be followed to the ridge E of Rusi La. Always underlying the carbonates, dipping E at medium angles, the Lamayuru Unit continues to Bangbar and Bartu in the Phulungma (Sanko) Valley. Due to increasing grade of metamorphism in that region the rocks are generally black phyllites. They are intricately folded and dip NE around Bangbar. Towards the S the s-planes become vertical and finally dip steeply S near Bartu. Thus the Lamayuru phyllites form an anticline, in the core of which rocks of the underlying Rusi La Zone are exposed (Pl. 1, 2). I have not followed the Lamayuru rocks further W, but according to HONEGGER et al (1981) they continue to Sanko and to the region S of Dras.

Thus the structures of the Phulungma-Sanko Valley are very much complicated: The counterthrusts directed N, which are younger than the S-directed nappe tectonics, are deformed there in steep folds. This seems to be related with the Ichu crystalline dome and the convergence of the Tibetan Zone and N. Z. U. The complicated polyphase tectonics of this region, which are important for the understanding of the orogenic mechanism, shall be discussed in chapter 4.

In the Spongtag area the Lamayuru Unit is found underlying the ophiolitic melange at the base of the Dras Unit. As already noted it is sometimes difficult to separate the unit from similar formations of the N. Z. U.

3.4. The Rusi La Zone

In the Rusi La area the dark argillaceous series of the Lamayuru Unit are underlain by green and grey volcanic and flyschoid series weathering in rusty colours. In the lower portions purple slates and breccias and cherty limestones are associated with the volcanics.

SHARMA & KUMAR (1978) regard the volcanics S of Rusi La as Panjal Trap. From field evidence I took this series as Dras Unit like NANDA & SINGH (1976) and SRIKANTIA & RAZDAN (1979, 1980). HONEGGER et al. (1981) show that from petrochemical reasons, however, the Rusi La and Dras Volcanics are principally different. In consequence the Rusi La Zone, in my view, has to be regarded as a separate entity.

Structurally the rocks of the Rusi La Zone dip E to NE south of Rusi La, towards the Sanko Valley the dip changes to SSE indicating an anticlinal structure. The multicoloured beds and limestones are exposed in the core of the anticline, which affects the rocks of the Rusi La Zone and the Lamayuru Unit as well. HONEGGER followed the Rusi La Zone east towards Mulbekh. Detailed petrochemical studies might show that upper portions of the Dras Unit actually belong to the Rusi La Zone. To the W an extension of the Rusi La Zone beyond Sanko is recorded by HONEGGER et al. (1981, fig. 2).

3.5. The Dras Unit and Peridotites

The Dras Unit consists predominantly of volcanics in the type area, towards the E (Lamayuru) Cretaceous flysch becomes important. Ophiolitic melanges mark the tectonic boundaries against the Lamayuru Unit, respectively Rusi La Zone (HONEGGER, pers. comm.) in the S, and the Indus Molasse in the N. But there are ophiolitic melange zones within the Dras Unit also, e. g. S of Khalsi, where the Indus Flysch s. s. (GANSSEER, 1976; FUCHS 1977, 1979) is separated from the Dras Volcanics-Flysch. Apart from the internal disturbance evident from such ophiolitic melanges, intense folding shows the deformation of the Dras Unit.

The dip of the beds is predominantly SW or S and the direction of the movements is NE or N. This, however, is the effect of younger structural phases, because the Spongtang Outlier documents that the earlier nappe movements were directed S (FUCHS, 1977).

In the Patambis-Chaskor area the Dras Unit is imbricated with the Indus Molasse. The latter transgressed and reworked the volcanics of the Dras Unit. Later movements, which apparently were directed W and NW, led to the wedge structures. Smaller bodies of serpentinite are not rare near the tectonic contacts of the Dras Unit overriding the Indus Molasse. In the Valley of Chaskor an additional wedge of Dras Volcanics protrudes into the Indus Molasse. The latter is sandwiched between the stratigraphically underlying and the overthrust Dras rocks (Pl. 1, 2 [2, 3]). SRIKANTIA & RAZDAN (1980) regard the Indus Molasse of the Patambis area and the granitoid intrusion of Longtse as a tectonic window. Like FRANK et al. (1977) and HONEGGER et al. (1981) I take the granitoid as an intrusion of the Ladakh Intrusive complex into the Dras Unit. The Indus Molasse transgressed on already deformed Dras Unit, like it overlies the Ladakh Batholith unconformably in the N and was imbricated with the Dras Unit by later tectonic phases.

The Dras Unit not only forms a broad and continuous belt along the upper Indus Valley and from the Suru area westwards to the Nanga Parbat spur, but builds up a large volume of the Spongtang Outlier. There flysch and volcanics of the Dras Unit overlie black argillites of the Lamayuru Unit or, where they are missing, even rocks of the Tibetan Zone. N of Chulung La the Dras Unit seems to be imbricated with rocks of the Lamayuru Unit.

The base of the Dras Unit is of ophiolitic melange type: we find thin slices of various carbonate rocks, radiolarites, jaspillites and serpentinites (nappe ophiolitique, BASSOULLE et al. 1980 a, b). The contact to the underlying series is frequently unconformable, e. g. S of Photaksar, where the schistosity of the underlying slates is vertical or steeply dipping NNE, whereas the Dras rocks show gentle dip towards the S. Generally the Dras rocks dip towards the center of the allochthonous mass, at a low angle in the W, N and E, at low to medium angles in the south. KELEMEN & SONNENFELD (1981) point to the fact that their „Spongtang Allochthon“ forms a complex group of isolated blocks and contest my view that the Dras Volcanics and flysch form a continuous unit underlying the peridotites. They are right, inasmuch, as the Dras Unit is inhomogeneous: there is the huge volcanic mass S of Photaksar, sedimentaries predominate around Photak La, N of this pass the wildflysch represents a breccia of gigantic dimensions and there are mixed volcanic-sedimentary series. The multicoloured slates of Photak La being part of the flysch were mistaken by KELEMEN & SONNENFELD (1981) as Chulung La Slates. The primary inhomogeneities probably were accentuated in the course of the tectonic transport. But the different lithologic series all belong to the Dras Unit, which no doubt underlies the peridotites. These form a huge fla

lying mass building up the high mountains of Spongtang and W of Photaksar. The Dras Unit and peridotites are separated by ophiolitic melange indicating a thrust zone. In the section Photaksar – Photak La the central parts of the allochthonous mass are folded. In a syncline the ophiolitic melange at the base of the peridotites reaches the bottom of the valley, crosses it and strikes towards the SE to a smaller peridotite mass NNW of Lingshet.

4. Palaeogeography and the structural development of Zaskar

(Pl. 2, A, B)

From the present position of the tectonic units and the lithologic character of the successions the palaeogeography may be reconstructed:

The Zaskar Synclinorium is composed of the Tibetan Zone and the N. Z. U. Both formed a shelf at the northern margin of the Indian continent. The tuffite layers in the Triassic of Baltikar excepted, the development is non-volcanic. The sediments of the shelf interfinger with the monotonous sequence of the Lamayuru Unit deposited on the continental slope and in a basin N thereof. Flyschoid and euxinic conditions predominated. This facies belt also is characteristically non-volcanic. Our knowledge about the ocean N of the Lamayuru trough is meagre. Some information is given by the composition of the ophiolitic melanges : There was volcanic oceanic crust and there were Permian and Mesozoic fossiliferous limestones deposited in warm shallow water. We must be aware that these rocks may belong to different facies belts, microcontinents (HONEGGER et al., 1981) etc. and have been mixed up in the ophiolitic melanges.

The Panjal Trap, the oldest identifiable formation of western Zaskar, may represent final basic to intermediate volcanism after a Hercynian disturbance or indicates rifting, the opening of the Mesozoic Tethys (ANDREWS-SPEED & BROOKFIELD, 1982; HONEGGER et al., 1981; SEARLE, 1981). The Triassic-Jurassic carbonates of the Tibetan Zone and N.Z. U. were deposited in shallow water almost undisturbed by tectonics. The Quartzite Series found in the whole Tibetan Zone and in the Kashmir Synclinorium appears to reflect an epirogenetic event in the Rhaetic. Probably due to climatic conditions reefs did not develop.

The Spiti Shales (Malm-Neocomian), indicating a short phase of deepening, are rather subordinate in Zaskar. The Giumal Sandstone (Up. Neocomian) signals a marked change in the conditions of sedimentation brought about by a first, probably epirogenetic phase of the Himalayan orogenesis. The arenaceous-argillaceous flyschoid material, which was deposited after long times of carbonate sedimentation, is derived from the S (Himalayan Ridge, FUCHS, 1967). This is shown by the decreasing thickness of the formation if followed northwards.

The Giumal Sandstone was not found in the Lamayuru Unit, but some of its sandy and silty zones may correlate with the Giumal Sandstone. We have to face the problem where the clastic non-carbonate material of the Lamayuru Formation is derived from. I suppose, that like the Kyoto Limestone and Shillakong Formation slumped into the Lamayuru basin or were intertonguing with the Triassic to Cretaceous Lamayuru Formation, the clastic influx also predominantly is of southern provenance. On the Zaskar shelf, however, the Quartzite Series and the Giumal Sandstone are the only clastic horizons, documenting clastic influx from the S.

N of the Lamayuru basin the Dras Volcanics formed in an island arc associated with flysch (FRANK et al., 1977; KLOOTWIJK et al., 1979; ANDREWS-SPEED & BROOKFIELD, 1982; BROOKFIELD & REYNOLDS, 1981 a, b; KELEMEN & SONNENFELD, 1981 a. o.). According to HONEGGER et al. (1981) the volcanics commenced in the Upper Jurassic, because they are interbedded with radiolarian cherts of this age. The main mass, however, is Cretaceous probably reaching into the Early Tertiary. Besides the prevailing flysch shallow-water limestones (Astor-Deosai, Khalsi, Mid-Cretaceous) also are associated with the Dras Volcanics. This island arc formed N of a subduction zone active from Upper Jurassic to Eocene times. We do not know the original distance of this subduction zone from the Lamayuru basin. The Rusi La Zone with its alkaline volcanism typical of seamounts and oceanic islands (HONEGGER et al., 1981) had a position between the Lamayuru trough and the Dras Volcanic arc.

The continued subduction of oceanic crust resulted in anatexis and the production of enormous intrusive masses of basic, predominantly intermediate to acid composition – the Ladakh and Transhimalayan plutons N of the Indus Suture Zone; further N intermediate to acid extrusives are found (POWELL & CONAGHAN, 1973, 1975; FRANK et al., 1977; ANDREWS-SPEED & BROOKFIELD, 1982; HONEGGER et al., 1981, a. o.). HONEGGER et al. (1981) got U-Pb ages on zircons of 103 ± 3 m. y. interpreted as the time of magma formation; Rb/Sr age of muscovite (biotite) of the Somau granodiorite gives a cooling age immediately after intrusion 80 ± 3 m. y. This rock intruded Dras Volcanics as does the syenite dated 82 ± 6 m. y. by BROOKFIELD & REYNOLDS (1981 a, b); granite samples of Shey Gompa yielded an intrusion age of 60 ± 10 m. y. and K/Ar biotite ages of 45–50 m. y. The latter data concur with those recorded by DESIO et al. (1964). BROOKFIELD & REYNOLDS (1981 a, b) record mineral ages of 39 and 42 m. y. and regard the Ladakh Intrusives Eocene to Oligocene. SHARMA et al. (1978) report K/Ar ages of $27,8 \pm 0,6$ m. y. from pink porphyritic granite, a very late intrusion in the composite magmatic complex. Obviously the intrusive activity spans from Upper Cretaceous to Oligocene.

After the first disturbance at the northern margin of the Indian continent resulting in the deposition of the Giurnal Sandstone, pelagic foraminiferal limestones of Cenomanian to Campanian age were formed. This Chikkim Limestone is free of sandy or silty material and indicates sedimentation under quiet conditions. In the N. Z. U. the higher parts of the Chikkim Limestone may be replaced by multicoloured pelagic limestones and argillites of the Shillakong Formation (Pl. 2 A). In the S the Chikkim Limestone is succeeded by the Kangi La Flysch. The formation documents increased terrigenous influx in the Campanian-Lower Maestrichtian. This material is derived from the S, because the Campanian Shillakong Formation of the N. Z. U. is free of such contamination. It probably formed on a sill not reached by the silty material of the Kangi La basin in the S and Lamayuru trough in the N.

The pelagic Shillakong Formation of the N. Z. U. is overlapped by Maestrichtian argillites in Lamayuru basin facies. These dark series correlate with the upper part of the Kangi La Flysch in the S. Regarding this correspondence KELEMEN & SONNENFELD (1981) are right, but there is no stratigraphic equivalence of the two formations (Pl. 2 A). The increasing extension of the Lamayuru basin facies overstepping the Shillakong sill and getting connection with the Kangi La basin documents a general downward movement of the Zanskar shelf. This, in my view, is related with the subduction along the Indus Suture. Thus the Zanskar shelf seems to have approached the subduction zone in the Maestrichtian;

the closing of the Tethys ocean was far advanced. In accordance with other ophiolite belts and observations from the Dras Unit BROOKFIELD & REYNOLDS (1981), M. SEARL (pers. comm. and 1981) argue for a Late Cretaceous emplacement of the ophiolitic melanges of the Indus Zone. It is suggestive that the deformation of the remaining Tethys floor started at that time. Separated by ophiolitic melange zones the principal tectonic units were pre-formed under submarine conditions.

In the Upper Maestrichtian the silty to arenaceous sedimentation of the Kangi La Flyshet stopped and the benthonic Spanboth Limestones prove a marked shallowing in the Tibetan Zone. In the N. Z. U. the silty and euxinic Lamayuru sedimentation persisted. With the Upper Paleocene the benthonic carbonate sedimentation extended from the S to the N. Z. U. The Lingshet Limestones show arenitic beds at their base like the Spanboth Limestones, but they yielded Upper Paleocene ages only, whereas the Spanboth Limestones commence in the Upper Maestrichtian. The development of shallow-water limestones gradually shifting northwards indicates a rise of the northern edge of the Indian continent. This probably was caused by some resistance against further northward drift. Thus I see the facies changes on the Zanskar shelf related with the beginning deformation of the Tethys floor.

The Spanboth-Lingshet Limestone sedimentation ends in the Upper Paleocene. The Lower Eocene Kong Slates of the N. Z. U. are still marine, whereas the Chulung La Slates of the Tibetan Zone in the S seem to represent a silty fresh-water facies. Again we find terrigenous influences from the S. Both formations named are the youngest beds of the Zanskar Synclinorium. It appears that their deposition was immediately followed by the nappe movements. KLOOTWIJK et al. (1979) and KLOOTWIJK (1980) – based on palaeomagnetic data – come to the result that the initial collision between India and the Ladakh magmatic arc was in Late Paleocene – Early Eocene times. This event caused the already pre-formed tectonic units of the Indus Suture Zone to be thrust towards the SW: The Dras island arc was deformed to the Dras Unit and was thrust onto the Zanskar Synclinorium; at the base of this nappe the Lamayuru Unit also was dragged to the SW. The peridotite masses seem to be derived from ophiolite zones within the Dras Unit (e. g. S of Khalsi) or terminating this unit in the N.

KELEMEN & SONNENFELD (1981) assume a first phase of folding (Late Cretaceous) prior to the deposition of the Lingshet Limestones, a second phase affecting also these limestones, and the emplacement of the Spongtag Allochthon in a third tectonic phase (after the folding of the Lower Eocene beds). I explain the observable differences in tectonic style in another way: The Cretaceous to Lower Eocene sequence seems to be complete in the Zanskar Synclinorium. If there is a gap below the quartzitic beds of the Spanboth or Lingshet Limestones, it was not of the same age and thus the result of epigenetic movements. The latter also caused the facies changes shifting with time. The assumption of a phase producing tight isoclinal folds requires a marked unconformity beneath the succeeding beds, which is nowhere observed. In spite of the beginning deformation of the Indus basin in the Upper Cretaceous, the Zanskar platform remained undisturbed by folding.

Differences in tectonic style are partly due to different mechanical properties of the formations or to their position in the orogene.

The first phase (post-Lower Eocene) produced the open SW-vergent folds of the Tibetan Zone. In the N. Z. U. the tectonic forces were stronger leading to tight isoclinal folds directed SW. This is the effect of the overthrusting Spongtag Nappes. Under their

influence the Cretaceous - Lower Eocene sequence of the N. Z. U. was partly sheared off from the Triassic-Jurassic carbonate platform. The Lamayuru argillites probably played a great part in these decollement tectonics. It is not surprising that the type of folding is different below and above this shaly mass (e. g. at Lingshet). Below there are isoclinal SW-vergent folds, the band of Lingshet Limestone above is rather horizontal with occasional intricate folding, partly along WSW-axes (Pl. 1, 2 [12, 13]); Fig. 7, 8, 16, 17 on Pl. 3-6). This limestone band seems to have slipped on the Lamayuru Formation and moved independently also from the overlying argillites (Kong Slates, Lamayuru Unit). Thus the sheared off younger formations of the N. Z. U. formed a lubricant for the Spongtag Nappes.

The above tectonic event is immediately subsequent to the initial collision of the Indian continent and the Ladakh magmatic arc in the Late Paleocene - Lower Eocene deduced from palaeomagnetic studies (KLOOTWIJK et al, 1979; KLOOTWIJK, 1980). After the merging with the Ladakh magmatic arc the Indian continent moved about 10° latitude northwards in the interval between 55 and 38 m. y. before the present.

The post-Lower Eocene phase initiated the molasse stage of the Indus basin lasting from the Eocene into the Miocene. The fact that Indus Molasse transgresses on Dras Volcanics and reworks them is evidence that the molasse is younger than the Dras Volcanic - Flysch stage. SRIKANTIA & RAZDAN (1979, 1980) have assumed penecontemporaneous sedimentation in two parallel basins (Indus Group, Sangeluma Group).

The Indus Molasse was deposited in a remnant basin between the Ladakh batholith and the roots of the Dras Unit, transgressing on both sides. The sedimentation was predominantly of fresh-water type in a continental basin. Recent studies by BROOKFIELD (1981) show that there are also marine beds in the sequence: E of the Zanskar BROOKFIELD found a thick flysch sequence containing nummulitic limestones (member 2 of his Unit III). The Lower to Middle Eocene beds at the base of this flysch (member 1) already described by DAINELLI (1933-34) represent marginal marine to fresh-water environments. Because of these beds I interpret the flysch as marine ingression in the continental molasse basin, probably in its deeper parts, and not as a continuation of the Dras Flysch.

In my view the Indus Molasse commenced in the Eocene and lasted into the Miocene as shown by fresh-water fossils (SAHNI & BHATNAGAR, 1962, cit. by TEWARI, 1964 and GUPTA & KUMAR, 1975).

After these considerations on the Indus Molasse I continue to describe the structural history of Zanskar.

In a second tectonic phase the Indus Zone was subdued to intense compression. The root zone of the nappes was steepened and finally overturned to the NE (FUCHS, 1977, 1979). The northern marginal parts of Zanskar were deformed to tight upright isoclinal folds in the area between the Kangi and Yapola Valleys. The beds are vertical in the central parts of that fold belt, dip steeply SW in the N, and NE in the S (Pl. 1, 2). thus the most compressed parts (e. g. in the Shillakong and Yapola sections) show fan structure. KELEMEN & SONNENFELD (1981) termed this zone the Honupatta Anticlinorium. The decollement structure of the N. Z. U. related with the overthrusting Spongtag Nappes is deformed by these folds. It appears that parallel with the Honupatta Anticlinorium the Spongtag Synclinorium was formed. The limb connecting these structures is overturned to the SW (Spongtag, Photaksar, Singhe La, Zanskar Valley).

The Kangi-Naerung Fault (KELEMEN & SONNENFELD, 1981) is a very complex

structure: First there was the decollement of the post-Jurassic beds of the N. Z. U. caused by the Spongtag Nappes. Then this movement plane was folded and overturned towards the SW (see above). This SW-vergency probably was still active even in Quaternary times disturbing the already developed relief. Fig. 6 (on Pl. 3) shows the discrepancy between the rugged rock faces NE of the Kangi-Yalchung line and the relatively mature landscape of central Zaskar.

It is significant that the Honupatta Anticlinorium is tightly folded and faulted N of the Spongtag Outlier. Towards the E in the section along the Zaskar River (KELEMEN & SONNENFELD, 1981) the fan structure of the anticlinorium is still recognisable, but the fold belt is wider and not so compressed. Going to the W the section of the Wakha Gorge shows no fan structure, all the folds are N-vergent and not so tight. Between the Wakha River and the Rusi La the Triassic-Jurassic carbonates dip at prevailing low angles. There are some recumbent folds, steeply folded beds occur only locally (Pl. 1, 2). The area is partly unexplored but it is certain that the tectonic style is quite unlike the intensely compressed zone N of the Spongtag Outlier.

It is very much suggestive that the Spongtag Klippe formed the south-western abutment, against which the northern carbonate belt was pressed. This infers that the original extent of the Spongtag Outlier was not much larger than the present one: from the Zaskar River to the Kangi Valley. This means that there was not a continuous Flysch-Volcanics nappe and peridotite nappe from Ladakh to SW-Tibet. There are so many analogies between the Spongtag area and the region described by GANSSER (in HEIM & GANSSER, 1939), GANSSER (1976, 1980), FRANK et al (1977), FUCHS (1979, 1981), KELEMEN & SONNENFELD (1981) and others pointed to these great similarities. There exists no doubt that the main lithologic-tectonic units continue from Ladakh to Tibet along the Indus Suture zone. This however does not imply that the thrust sheets derived from that root zone were continuous. The folding along WSW-axes observed at Lingshet probably is parallel to the original eastern edge of the allochthonous mass. Thus the crossfolding follows the shape of this mass, it is determined by its form and does not necessitate the assumption of a different folding phase.

Another argument for a limited extent of the Spongtag Nappes is the fact that the Cretaceous-Eocene sequence of the N. Z. U. is sheared off from its base along the Kangi-Yalchung line; W and SE thereof the normal succession is preserved. If it were the Spongtag Nappes, which have caused this decollement, again a limited extent of the thrust mass may be deduced. Finally the erosion of a volcanics-flysch-peridotite thrust sheet continuous from SW-Tibet to Ladakh should be indicated in the boulder spectra of the Indus Molasse and younger deposits, which however is not substantiated.

In an advanced stage of folding phase 2, which produced the Honupatta Anticlinorium and Spongtag Synclinorium, thrusts are formed: along the S- and SW-dipping Zaskar Thrust the Honupatta Anticlinorium overrides the Lamayuru Unit; the latter overthrusts the Dras Unit, and this one in turn is moved onto the Indus Molasse. Thus the whole sequence of tectonic units in the root zone becomes inverted. The older thrust planes and ophiolitic melange zones are reactivated to NE- and N-vergent counterthrusts.

I think that conform with the fan-structure of northern Zaskar also SW-directed thrusts developed. The movement plane separating the N. Z. U. and the Tibetan Zone probably was formed then. The displacement along this thrust seems to be moderate, in the order of a few km only (FUCHS, 1981, Pl. 1, section 1). This is inferred from the fact that in the Kong

area, though disturbed, facies passages between the N. Z. U. and the Tibetan Zone still can be observed.

The N. Z. U. exhibits SW-vergent isoclinal folding E of the Spong tang Outlier, W of it there are tight upright folds, and further W all the folds are isoclinal and directed N (Pl. 1, 2). The tectonic style of the N. Z. U. and the Tibetan Zone is disconformous all along their boundary. This is apparent from different strike direction as well as different style of folding.

The change in the vergency of the movements observed in the N. Z. U. mentioned above is a very much interesting feature. It is significant, inasmuch as it shows how far the N. Z. U. became allochthonous in the N. In the Lamayuru area the Zanskar Thrust is steep and it seems that only the SW-dipping parts N of the central vertical zone of the Honupatta Anticlinorium are allochthonous. In the Wakha Chu region all the isoclinally folded beds dip S at medium angles (N-vergency). Not far from there in the Rusi La area the counterthrusts can be followed towards the S into the Sanko Valley. Thus the vergency of folding seems related to the distance the counterthrusts can be followed back to the S, that means to the allochthony of northern Zanskar. In consequence it may be expected that the root of the Zanskar Thrust follows roughly the line Sanko Valley – S Itchu La – Shopa La – S of Kangi – central part of Shillakong Gorge – Honupatta. Thus the allochthonous portion of northern Zanskar is much wider in the W. This difference within the mapped area may be explained in the way that the north-western spur of Zanskar moved as platform over the zones adjacent to the N, whereas in the E more space was consumed by the strong internal deformation of the Honupatta Anticlinorium.

The timing of the second tectonic phase of Zanskar is not as easy as the dating of the first phase: The Indus Molasse containing Miocene beds is overridden by the Dras Unit along counterthrusts and shows N-vergent structures. This on one hand suggests a connection with the post-Lower Miocene nappe tectonics along the Main Central Thrust and other thrusts of the Lesser Himalaya. On the other hand based on palaeomagnetic data MOLNAR & TAPPONNIER (1975), KLOOTWIJK et al (1979) proposed the final intimate collision between India and Asia to have taken place 38 m. y. ago. If the second compressive phase is correlated with this event it was active over a rather long period from the beginning of the Oligocene up to the Middle Miocene. Probably the compression first resulted in steep and tight folding of northern Zanskar and of the root zone of the nappes. Later, when no further folding was possible the N-vergent counterthrusts and the S-directed thrust of the N. Z. U. became active. Then the Indus Molasse was deformed and overthrust from the south.

It is very likely that in course of the second folding phase the Spong tang klippe too slipped further SW. The unconformable contact with various overthrust units along its south-western frontal parts and the disharmonic tectonics with the Lamayuru Formation near Photaksar may be due to such younger and independent movements of the outlier.

A third phase of folding is indicated in the Sanko – Rusi La – Phulungma area – a very complicated region: The map (Pl. 1) clearly shows that the different tectonic zones converge there and come very close to each other: From the SE the Central Crystalline and connected series of the Tibetan Zone strike to the Itchu Anticline. From the E the folded frontal portions of the N. Z. U. strike towards Itchu. The carbonates N of the Itchu Crystalline belong to the N. Z. U. and pass into the metamorphicum. They overlie tectonically in turn the Lamayuru Unit, Rusi La Zone, Dras Unit, which strike S into the

Sanko Valley, where they turn to the W. N of Bartu this tectonic sequence is deformed in upright megafolds along E-W trending axis. This observation shows that, when the counterthrusts were already dead, they themselves were folded in a late tectonic phase.

The folding occurs close to a deep-seated rupture. This line appears to follow the E-W striking northern margin of the Central Crystalline S of the Sanko River; towards the E it continues in the tectonic plane separating the N. Z. U. and the Tibetan Zone.

The Itchu crystallines, which are connected by gradational contacts with both the N. Z. U. and the Tibetan Zone, form a conspicuous anticline at Itchu. I explain this structure as a diapiric fold. The metamorphic complex still in a mobile state intruded along the deep-seated movement plane. The uplift of plastic and hot material along the rupture led to intensive folding with the surrounding beds (e. g. folds N and W of Itchu). The already inactive counterthrusts also were folded there. For the dating of this event the age determinations and studies of the metamorphism by HONEGGER et al (1981) are of great interest. From the Sanko Dome, which has a position comparable to the Itchu Anticline (see their Fig. 14), biotite and a phengite yielded K/ Ar ages of 21,5 respectively 26 m. y. therefore „a somewhat earlier cooling of this northernmost frontal part of the Suru Crystalline in comparison to its center“ is assumed. We may infer that the Crystalline remained in a mobile state also somewhat after these cooling ages, but it appears to be reasonable that the diapiric tectonics of Itchu still occurred in the Miocene.

Not far from the complex structure described above a N-S-lineament is indicated which, however, is not explored in detail. This Kargil-Kishtwar Lineament must be seen in connection with the Lesser Himalaya: At Kishtwar the Chenab (Chandra) River makes a sharp bend to the S. There the window of Chail Nappes framed by the Central Crystalline is terminated to the W by a fault (FUCHS, 1975; 1981, Pl. I). The Kashmir side is down thrown. HONEGGER's mappings of the Warwan region (SW of Nun Kun) show a pronounced N-S-strike of the crystallines and synclines of Kashmir sedimentaries (HONEGGER et al. 1981, Fig. 2). In that zone we find the marked bend of the Suru River. The Suru takes an E-W course and bends abruptly N in the area NW of Nun-Kun. Downstream the Suru the Indus Molasse, wedged between Dras Volcanics, exhibits N-S-strike. This direction of the molasse band is not only the result of erosion of the pile of thrust sheets plunging E. There appears to be also a strong component of movement towards the W (Pl. 2 [1, 2.]). At Kargil the outcrops of Ladakh Intrusives reach further S west of the Suru River. Thus the Kargil-Kishtwar Lineament crosses the Lesser and High Himalayas. It appears that the eastern Chamba-Zaskar block was lifted and moved against the western Kashmir block.

5. Conclusions

In the previous chapters the great importance of Zaskar for the understanding of the evolution of the Indus Zone was shown. Particularly the Cretaceous-Eocene sequence is a key for the dating of orogenic events at the northern edge of the Indian continent and in the Tethys. Studies of the structural units found in Zaskar give more information about the tectonic development of the Indus Suture Zone than work in that zone itself, because from the squeezed and inverted units of the Indus Valley the nature and direction of earlier movements hardly can be deduced.

The evolution of Zaskar and adjoining regions may be summarised: In the Mesozoic Zaskar was a shelf attached to the Indian continent. N of this shelf monotonous series were deposited in the Lamayuru basin. Subduction of oceanic crust during Upper Jurassic to Eocene times led to the formation of the Dras island arc with basic to intermediate volcanism and flysch; N of it anatectic melts intruded forming the huge Ladakh batholith (Upper Cretaceous to Oligocene).

On the Zaskar shelf the Giumal Sandstone and Kangi La Flysch signal first epigenetic movements along the margin of the Indian continent in the Upper Neocomian respectively Upper Campanian. In the Maestrichtian the transgression of Lamayuru facies indicates downward movement of the northern portions of the shelf by subduction. At the same time the floor of the closing Tethys was deformed – ophiolites and the melanges formed by obduction. The principal structural units, Lamayuru Unit, Rusi La Zone, Dras Unit and peridotite masses were pre-formed. The Upper Maestrichtian Spanboth Limestone shows shallowing in the S of the shelf propagating to the N in Upper Paleocene times (Lingshet Limestone).

After the Lower Eocene (Kong Slates) the nappes from the Indus Zone (Lamayuru Unit, Dras Unit, peridotites) were thrust onto the Zaskar shelf.

This was the first folding phase of Zaskar. The northern parts overridden by the nappes show stronger deformation (isoclinal SW-vergent folds) than the southern ones. Partially the Cretaceous-Tertiary formations were sheared off from their base. This event is related with the initial collision between India and the Dras island arc (KLOOTWIJK et al, 1979). In the remaining basin N of the Dras belt the Indus Molasse was deposited in Eocene to Miocene times. In part sedimentation was marine (e. g. Eocene flysch, BROOKFIELD, 1981), predominantly it was continental and fresh-water. The molasse transgresses on the Dras Unit as well as on the Ladakh Intrusives.

The final collision between India and Eurasia at the beginning of the Oligocene (MOLNAR & TAPPONNIER, 1975; KLOOTWIJK et al., 1979) initiated further deformation. Northern Zaskar was tightly folded and got fan structure (Honupatta Anticlinorium), the Spongtang area became a syncline. Continued compression led to northward inversion of the root zone, and the counterthrusts were activated. The N. Z. U. was formed and moved marginally onto the Tibetan Zone along a NE-dipping plane. The tectonics along the counterthrusts deformed the Indus Molasse and put an end to the molasse stage. Since the youngest beds of the Indus Molasse are Miocene, this compressional phase is correlated with the post-Lower Miocene nappe tectonics of the Lesser Himalaya.

The Palaeozoic sequence and partly even the Mesozoic formations were metamorphosed in western Zaskar, and were incorporated into the Crystalline. In the Miocene regional metamorphism was still active and the Crystalline was in a mobile state. Along the deep-seated fault separating the N. Z. U. and Tibetan Zone the Crystallines intruded forming the diapiric fold of Itchu. Related with this event the counterthrusts, which apparently were already inactive, were folded near the named rupture.

Probably younger a lineament crosses the Himalaya from Kargil to the Chenab in the Lesser Himalaya. Along this line the Zaskar-Chamba block seems to have moved towards the WNW onto the Kashmir block. The wedge structures of the Indus Molasse of Patambis and the fault terminating the Kishtwar Window in the W are tests of these transverse tectonics.

If we compare the rather mature morphology of the Spongtang heights with the precipices towards the Oma Chu or the rugged carbonate belt of northern Zaskar, it appears that Quaternary tectonics disturbed a relief already formed. Particularly the Kangi-Photaksar furrow and the carbonate range NE of it suggest a very young accentuation of morphologic differences, which are not fully explained by the difference in material. JAROS & KALVODA (1978) documented the existence of a series of Quaternary relief thrusts in Nepal, which, in my view, are not restricted to that part of the Himalaya. However, special studies are needed to demonstrate the existence of such sub-recent tectonics.

Though the present studies in Zaskar are still of reconnaissance type a varied and complex geological history is documented. Much more information can be expected from further work in that remote and rather inaccessible region.

Acknowledgement

My geological research in Ladakh was financed by the "Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung", for which I want to express my sincere gratitude. The "Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung" granted me special leave. Hofrat Prof. Dr. F. RONNER, head of the "Geologische Bundesanstalt" took much interest in my work and supported my application for special leave. I am very much obliged for his aid. Further I owe thanks to Mrs. D. MASSIMO who typed the manuscript. Last not least I want to thank the members of the "Fachabteilung für Kartographie und Reproduktion" of the Geological Survey for the preparation of the plates and figures.

Literature

- ANDREWS-SPEED, C. P. & BROOKFIELD, M. E.: Middle Palaeozoic to Cenozoic Geology and the Tectonic Evolution of the Northwestern Himalaya. – (Cambridge Earth Science Ser., Contr. 108), Tectonophysics, 82, p. 253–275, Elsevier Amsterdam 1982.
- ANDRIEUX, J., BRUNEL, M. & SHAH, S. K.: La Suture de l'Indus au Ladakh (Inde) – C. R. Acad. Sc. Paris, t. 284, Sér. D, p. 2327–2330, Paris 1977.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M. & MOUTERDE, R.: Esquisse paléographique et essai sur l'évolution géodynamique de l'Himalaya. – Mem. h. sér. Soc. géol. France 8, p. 213–234, Paris 1977.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: Une transversale de la zone de l'Indus de Khalsi à Phothaksar, Himalaya du Ladakh. – C. R. Acad. Sc. Paris, 286, p. 563–566, Paris 1978 a.
- BASSOULLET, J. P., BELLIER, J. P., COLCHEN, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: Découverte de Crétacé supérieur calcaire pélagique dans le Zaskar (Himalaya du Ladakh). – Bull. Soc. géol. France (7) 20 (6), p. 961–964, Paris 1978 b.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., GUEX, J., LYS, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: Permien terminal neritique, Scythien pélagique et volcanisme sous-marin, indices de processus tectono-sédimentaires distensifs à la limite Permien-Trias dans un bloc exotique de la suture de l'Indus (Himalaya du Ladakh). – C. R. Acad. Sc. Paris 287, Sér. D., p. 675–676, Paris 1978 c.
- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: L'édifice de nappes du Zaskar (Ladakh, Himalaya). – C. R. Acad. Sc. Paris 290, Sér. D, p. 389–392, Paris 1980 a.
- BASSOULLET, J. P., BOULIN, J., COLCHEN, M., MARCOUX, J., MASCLE, G. & MONTENAT, Ch.: L'évolution des domaines téthysiens au pourtour du Bouclier indien du Carbonifère au Crétacé. – 26. Congr. Geol. Int., C 5, p. 180–198, Paris 1980 b.

- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G.: Les masses calcaires du flysch Triassico-Jurassique de Lamayuru (Zone de la suture de l'Indus, Himalaya du Ladakh): klippe sédimentaires et éléments de plate-forme remanies. – Riv. Ital. Paleont. 86 (4), p. 825–844, Milano 1981.
- BAUD, A., GAETANI, M., FOIS, E., GARZANTI, D., NICORA, A. & TINTORI, A.: Les Series Tibétaines de l'Himalaya sont-elles Allochtones: Nouvelles observations dans le Zaskar Oriental (Inde du N). – Vol IX RAST, pp1, Paris 1982.
- BERTHELSEN, A.: A Geological Section through the Himalayas. A Preliminary Report. – Bull. geol. Soc. of Denmark, 12 (1), p. 102–104, Copenhagen 1951.
- BERTHELSEN, A.: On the Geology of the Rupshu District, N. W. Himalayas. – Medd. dansk. geol. Foren, 12, p. 350–414, Copenhagen 1953.
- BROOKFIELD, M. E.: Reconnaissance Geology of the area between Leh and the Markha valley, Ladakh. – (i. press) 1981.
- 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, p. 157–162, Elsevier, Amsterdam 1981 a.
- BROOKFIELD, M. E. & REYNOLDS, P. H.: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of rocks from the Indus Suture zone and Karakorum mountains, northwestern India and Pakistan. 1. The age of the Ladakh batholith complex and ophiolite emplacement. – Nature, London, 1981 b (in press).
- BROOKFIELD, M. E. & WESTERMANN, G. E. G.: Mesozoic ammonites from the Spong valley, Zaskar, Ladakh, N. W. India. – Jour. geol. Soc. Ind. (in press) 1982.
- CAREY, S. W.: The orocline concept in geotectonics. – Pap. Proc. Roy. Soc. Tasmania 89, p. 255–288, 1955.
- CHANG CHENG-FA & CHENG HSI-LAN: Some tectonic features of the Mt. Jolomo Lungma area, southern Tibet, China. – Scientia Sinica, 16 (2), p. 257–265, Peking 1973.
- COLCHEN, M.: Sur le Flysch et la Molasse de l'Indus, Himalaya du Ladakh. – 5. Réunion. Ann. Sc. Terre, p. 160, Rennes 1977.
- CRAWFORD, A. R.: Indus Suture Line. The Himalayas, Tibet and Gondwanaland. – Geol. Mag. 111 (5), p. 369–383, London 1974.
- DAINELLI, G.: La Serie dei Terreni, I and II. Sped. ital. De Filippi nell'Himalaya, Caracorum e Turchestan Cinese (1913–1914) – II/2, 1096 p, Zanichelli, Bologna 1933–1934.
- DAINELLI, G.: Beiträge zur Geologie des Himalaya. – Mitt. geol. Ges. Wien 30/31 (1937–1938), p. 1–36, Wien 1939.
- DESIO, A.: On the Geology of the Deosai Plateau (Kashmir). – Mem. Accad. Naz. Lincei Sc. fisiche ecc. Ser. 8, v. 15, Sez. 2 (1), p. 1–19, Rome 1978.
- DESIO, A.: Geologic evolution of the Karakorum. – In: FARAH, A. & DE JONG, K. A. (Ed.), Geodynamics of Pakistan. – Geol. Surv. Pak., p. 111–124, Quetta 1979.
- DESIO, A. & SHAMS, F. A.: The age of the blueschist and the Indus-Kohistan Suture Line, NW Pakistan. – Accad. Naz. Linc., Cl. Sci. fis. mat. e nat., Ser. 8, 68 (1), p. 74–79, Roma 1980.
- DESIO, A., TONGIORGI, E. & FERRARA, G.: On the geological age of some granites of the Karakorum, Hindu Kush and Badakhshan (Central Asia). – 22nd Int. Geol. Congr., Proc., Sec. 11, p. 479–496, Delhi 1964.
- DE TERRA, H.: Yale North India Expedition, Article II, Geological Studies in the Northwest Himalaya between the Kashmir and Indus Valleys. – Mem. of the Connecticut Academy of Arts and Sciences, Vol. 8, p. 18–76, New Haven, Connecticut 1935.
- DEWEY, J. F. & BURKE, K. C. A.: Tibetan, Variscan, and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. – J. Geol. 81, p. 683–692, Chicago 1973.
- DIENER, C.: The Trias of the Himalayas. – Mem. G. S. I. 36 (3), p. 1–159, Calcutta 1912.

- FRANK, W., HOINKES, G., MILLER, Ch., PURTSCHHELLER, F., RICHTER, W. & THÖNI, M.: Relations between Metamorphism and Orogeny in a Typical Section of the Indian Himalayas. – *Tscherm. miner. petr. Mitt.*, (3) **20**, p. 303–332, Wien 1973.
- FRANK, W., THÖNI, M. & PURTSCHHELLER, F.: Geology and Petrography of Kulu – South-Lahul Area. – *Colloqu. Intern. C. N. R. S. No 268, Écologie et Géologie de l'Himalaya*, p. 147–172, Paris 1976.
- FRANK, W., GANSSER, A. & TROMMSDORFF, V.: Geological Observations in the Ladakh Area (Himalayas). A preliminary Report. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* **57**, p. 89–113, Zürich 1977.
- FUCHS, G.: Zum Bau des Himalaya. – *Denkschr. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl.* **113**, p. 1–211, Wien 1967.
- FUCHS, G.: Contributions to the Geology of the North-Western Himalayas. – *Abh. geol. B.-A.* **32**, p. 1–59, Wien 1975.
- FUCHS, G.: The Geology of the Himalayas in Synoptic View. – *Colloqu. Intern. C. N. R. S. No 268, Écologie et Géologie de l'Himalaya*, p. 173–180, Paris 1976.
- FUCHS, G.: The Geology of the Karnali and Dolpo Regions, Western Nepal. – *Jb. geol. B.-A.* **120** (2), p. 165–217, Wien 1977 a.
- FUCHS, G.: Traverse of Zaskar from the Indus to the Valley of Kashmir – a preliminary note. – *Jb. geol. B.-A.* **120** (2), p. 219–229, Wien 1977 b.
- FUCHS, G.: On the Geology of Western Ladakh. – *Jb. geol. B.-A.* **122** (2), p. 513–540, Wien 1979.
- FUCHS, G.: Outline of the Geology of the Himalaya. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, Bd. 74/75 (1981/82), p. 101–127, Wien 1981.
- GANSSER, A.: Geology of the Himalayas. – Interscience Publishers, p. 1–289; London etc. (J. Wiley & Sons) 1964.
- GANSSER, A.: The Indian Ocean and the Himalayas: a geological interpretation. – *Eclogae geol. Helv.* **59**, p. 831–848, Basel 1966.
- GANSSER, A.: The Ophiolitic Melange, a World-wide Problem on Tethyan Examples. – *Eclogae geol. Helv.* **67**, p. 479–507, Basel 1974.
- GANSSER, A.: The great Suture Zone between Himalaya and Tibet. A preliminary account. – *Colloqu. Intern. C. N. R. S. No. 268, Écologie et Géologie de l'Himalaya*, p. 181–191, Paris 1976.
- GANSSER, A.: The Significance of the Himalayan Suture Zone. – *Tectonophysics* **62**, p. 37–52, Elsevier, Amsterdam 1980 a.
- GANSSER, A.: The Division between Himalaya and Karakorum. – *Proc. Intern. Commit. Geodynamics, Grp. 6, Mtg. Peshawar 1979*, p. 9–22: Spec. Issue (Vol. 13) *Geol. Bull. Univ. Peshawar* 1980 b.
- GANSSER, A.: The Peri-Indian suture zone. – *26. Congr. Geol. Int.*, C 5, p. 140–148, Paris 1980 c.
- GILL, W. D.: The Genus *Assilina* in the Laki Series (Lower Eocene) of the Kohat-Potwar Basin, Northwest Pakistan. – *Contr. Found. Foram., Res. IV*, 2, p. 76–84, Washington D. C. 1953 a.
- GILL, W. D.: Facies and Fauna in the Bhadrar Beds of the Punjab Salt Range, Pakistan. – *Jour. Paleont.* **27/6**, p. 824–844, Tulsa 1953 b.
- GUPTA, V. J.: Indian Palaeozoic Stratigraphy. – 207 pp., Hindustan Publ. Corp., Delhi 1973.
- GUPTA, V. J.: Indian Mesozoic Stratigraphy. – 265 pp., Hindustan Publ. Corp., Delhi 1975.
- GUPTA, V. J. & KUMAR, S.: Geology of Ladakh, Lahaul and Spiti regions of Himalaya with special reference to the stratigraphic position of flysch deposits. – *Geol. Rdsch.* **64**, p. 540–563, Stuttgart 1975.
- HAYDEN, H. H.: The Geology of Spiti, with Parts of Bashahr and Rupshu. – *Mem. G. S. I.* **36** (1), p. 1–129, Calcutta 1904.
- HEIM, A. & GANSSER, A.: Central Himalaya, geological observations of the Swiss expedition 1936. – *Mem. Soc. Helv. Sci. nat.* **73** (1), p. 1–245, Zürich 1939.
- HENNIG, A.: Zur Petrographie und Geologie von Südwesttibet, in HEDIN, S., Southern Tibet. – *Lithographic Inst., General Staff, Swedish Army.* **5**, 219 p., Stockholm 1916.

- HONEGGER, K., DIETRICH, V., FRANK, W., GANSSER, A., THÖNI, M. & TROMMSDORFF, V.: *Magmatism and Metamorphism in the Ladakh Himalayas*. – *Earth and Planetary Sci. Letters* (in press), Amsterdam 1981.
- HOTTINGER, L.: Larger Foraminifera common to Mediterranean and Indian Paleocene and Eocene Formations. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. LIV/4/1*, p. 145–151 Budapest 1971.
- HOTTINGER, L.: Foraminifères Operculiniformes. – *Mém. Mus. Nat. Hist. Naturelle (Paris)*, NS., C, XL, p. 1–159, Paris 1977.
- JAROS, J. & KALVODA, J.: Quaternary relief thrusts in the Himalaya, East Nepal. – In SAKLANI, P. S. (Ed.): *Tectonic Geology of the Himalaya*, p. 167–220, New Delhi (Today and Tomorrow's Printers & Publ.) 1978.
- JOSHI, V. K. & ARORA, R. K.: On the Palaeontological Finds in Zaskar Area, Ladakh, with Reference to the Permo-Carboniferous and Triassic Sequence. – *Himal. Geol. Seminar*, New Delhi 1976.
- KELEMEN, P. B. & SONNENFELD, M. D.: Observations on Stratigraphy, Structure, Petrology and Tectonics from Traverses in Central Ladakh and Zaskar. – (In press) 1981.
- KLOOTWIJK, C. T.: A Summary of palaeomagnetic data from Extrapeninsular Indo-Pakistan and south central Asia: implications for collision tectonics. – In: SAKLANI, P. S. (Ed.): *Structural Geology of the Himalaya*, p. 307–360, New Delhi (Today and Tomorrow's Printers & Publ.) 1980.
- KLOOTWIJK, C., SHARMA, M. L., GERGAN, J., TIRKEY, B., SHAH, S. K. & AGARWAL, V.: The Extent of Greater India, II. Palaeomagnetic Data from the Ladakh Intrusives at Kargil, Northwestern Himalayas. – *Earth and Planet. Sci. Letters*, **44**, p. 47–64, Amsterdam (Elsevier), 1979.
- KOHLI, G. & SASTRI, V. V.: On the age of the Chikkim Series. – *Jour. pal. Soc. Ind.* 1, p. 199–201, Bangalore 1956.
- KUMAR, S.: Presence of Parallel Metamorphic Belts in the Northwest Himalaya. – *Tectonophysics* **46**, p. 117–133, Amsterdam 1978.
- LA TOUCHE, D.: Re-discovery of Nummulites in Zaskar. – *Rec. G. S. I.* **21**, p. 160–162, Calcutta 1888.
- LE FORT, P.: Himalayas: the Collided Range. Present Knowledge of the Continental Arc. – *Amer. J. Sci.* **275-A**, p. 1–44, New Haven 1975.
- LYDEKKER, R.: The Geology of the Kashmir and Chamba Territories and the British District of Khagan. – *Mem. G. S. I.* **22**, p. 1–344, Calcutta 1883.
- MAC MAHON, C. A.: Petrological Notes on some Peridotites, Serpentine, Gabbros, and Associated Rocks, from Ladakh, North-Western Himalaya. – *Mem. G. S. I.* **31** (3), p. 303–329, Calcutta 1901.
- MAMGIN, V. D. & RAO, B. R. J.: Orbitolines from the limestone intercalations of Dras Volcanics, J & K State. – *Journ. geol. Soc. Ind.*, **6**, p. 122–129, Bangalore 1965.
- METZELTIN, S. & NICORA, A.: A New Eocene Outcrop from Zaskar Range, Himalaya. – *Riv. ital. Paleont.* **83** (4), p. 803–824, tav. 47–50, Milano 1977.
- MISCH, P.: Metasomatic Granitization of batholithic Dimensions. *Amer. J. Sci.* **247**, p. 209–245, p. 372–406, 673–705, New Haven 1949.
- MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P.: Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. – *Science* **189**, p. 419–426, New York 1975.
- MU AN-TZE, WEN SHIH-HSUAN, WANG YI-KANG, CHANG PING-KAO & YIN CHI-HSIANG: Stratigraphy of the Mount Jolmo Lungma Region in Southern Tibet, China. – *Scientia Sinica*, **16** (1), p. 96–111, Peking 1973.
- NANDA, M. M. & SINGH, M. P.: Stratigraphy and Sedimentation of the Zaskar area, Ladakh and adjoining parts of Lahaul region of Himachal Pradesh. – *Himal. Geol.* **6**, p. 365–388, Dehra Dun 1976.
- NORIN, E.: Geological explorations in western Tibet. – *Rept. Sino-Swedish Expedition*, pub. 29, p. 1–214, Aktiebolaget Thule, Stockholm 1946.
- OLDHAM, R. D.: Some Notes on the Geology of the North-West Himalayas. – *Rec. G. S. I.* **21** (4), p. 149–159, Calcutta 1888.

- PAL, D., SRIVASTAVA, R. A. K. & MATHUR, N. S.: Tectonic framework of the Miogeosynclinal Sedimentation in the Ladakh Himalaya: A Critical Analysis. – *Himal. Geol.* 8, p. 500–523, Dehra Dun 1978.
- PANDE, I. C. & SAXENA, M. N.: Birth and Development of Himalaya. – *Publ. Centre Advanced Study Geol. Panjab Univ.*, 4, p. 1–19, Chandigarh 1968.
- PASCOE, E. H.: A Manual of the Geology of India and Burma. – Vol. 2, p. 1–1343, 3rd, Ed., Calcutta (Govt. Press) 1959.
- POWELL, C. MAC A. & CONAGHAN, P. J.: Plate tectonics and the Himalayas. – *Earth & Planetary Sci. Letters* 20, p. 1–12, North Holland Publ. Comp. 1973.
- POWELL, C. MAC A. & CONAGHAN, P. J.: Tectonic models of the Tibetan plateau. – *Geology*, Dec. 1975, p. 727–731, Washington 1975.
- PRASAD, U., SINGH, B., VENKATRAMAN, K. & GHOSH, D. B.: Petrochemical characteristics of basic and ultrabasic rocks of Dras area, Indus ophiolite belt, Ladakh, India. – p. 444–453, *Proceedings Intern. Ophiolite Symp. Cyprus* 1979.
- SAHNI, M. R. & SASTRI, V. V.: A monograph of the orbitolines found in the Indian continent (Chitral, Gilgit, Kashmir), Tibet and Burma, with observations on the age of the associated volcanic series. – *Mem. G. S. I., Pal. Ind., N.S.*, v. 33 (3) p. 34, Delhi 1957.
- SCHNEIDER, H. J.: Tektonik und Magmatismus im NW-Karakorum. – *Geol. Rdsch.* 46 (2), p. 426–476, Stuttgart 1957.
- SEARLE, M. P.: Stratigraphy, Structure and Evolution of the Tibetan-Tethys Zone in Zaskar and the Indus Suture Zone in the Ladakh Himalayas. – (in press) 1982.
- SHAH, S. K.: Indus Ophiolite Belt and the Tectonic Setting of the Malla Johar-Kiogad Exotics in Himalaya. – *Colloqu. Intern. C. N. R. S. No 268 – Écologie et Géologie de l'Himalaya*, p. 361–368, Paris 1976.
- SHAH, S. K., SHARMA, M. L., GERGAN, J. T. & TARA, C. S.: Stratigraphy and structure of the western Part of the Indus suture belt, Ladakh, Northwest Himalaya. – *Himal. Geol.* 6, p. 534–556, Delhi 1976.
- SHAH, S. K. & SHARMA, M. L.: A preliminary report on the Fauna in Radiolarites of Ophiolite-Melange Zone around Mulbekh, Ladakh. – *Curr. Sci.* 46 (23), 817. 1977.
- SHANKAR, R. PADHI, R. N., PRAKASH, G., THUSSU, J. L. & DAS, R. N.: The Evolution of the Indus Basin, Ladakh, India. – *Himal. Geol. Seminar*, New Delhi 1976.
- SHARMA, K. K. & GUPTA, K. R.: Some Observations on the Geology of the Indus and Shyok Valleys between Leh and Panamik, District Ladakh, Jammu and Kashmir, India. – *Recent Res. Geol.* 7, p. 133–143, Delhi (Hind. Publ. Corp.) 1978.
- SHARMA, K. K. & KUMAR, S.: Contribution to the Geology of Ladakh, North Western Himalaya. – *Himal. Geol.* 8, p. 252–287, Dehra Dun 1978.
- SHARMA, K. K., SINHA, A. K., BAGDASARIAN, G. P. & GUKASIAN, R. Ch.: Potassium-Argon Dating of Dras Volcanics, Shyok Volcanics and Ladakh Granite, Ladakh, Northwest Himalaya. – *Himal. Geol.* 8, p. 288–295, Dehra Dun 1978.
- SINGH, M. P., NANDA, M. M. & SINHA, P. K.: The Ralaking Volcanics of the Zaskar Valley, Ladakh – Its Geological Setting, Petrography, Petrochemistry and a Comparative Study with the Panjal Volcanics of the Northwestern Himalaya. – *Himal. Geol. Seminar*, New Delhi 1976.
- SPITZ, A.: A Lower Cretaceous fauna from the Himalayan Giumal Sandstone together with a description of a few fossils from the Chikkim Series. – *Rec. G. S. I.*, 44 (3), p. 197–224, Calcutta 1914.
- SRIKANTIA, S. V. & BHARGAVA, O. N.: An Outline of the Structure of the Area between the Rohtang Pass in Lahaul and the Indus Valley in Ladakh. – *Himal. Geol. Seminar*, New Delhi 1976.
- SRIKANTIA, S. V. & BHARGAVA, O. N.: The Indus Tectonic Belt of Ladakh Himalaya: Its Geology, Significance and Evolution – In SAKLANI, P. S. (Ed.): *Tectonic Geology of the Himalaya*, p. 43–62, Today and Tomorrow's Printers & Publishers, New Delhi 1978.

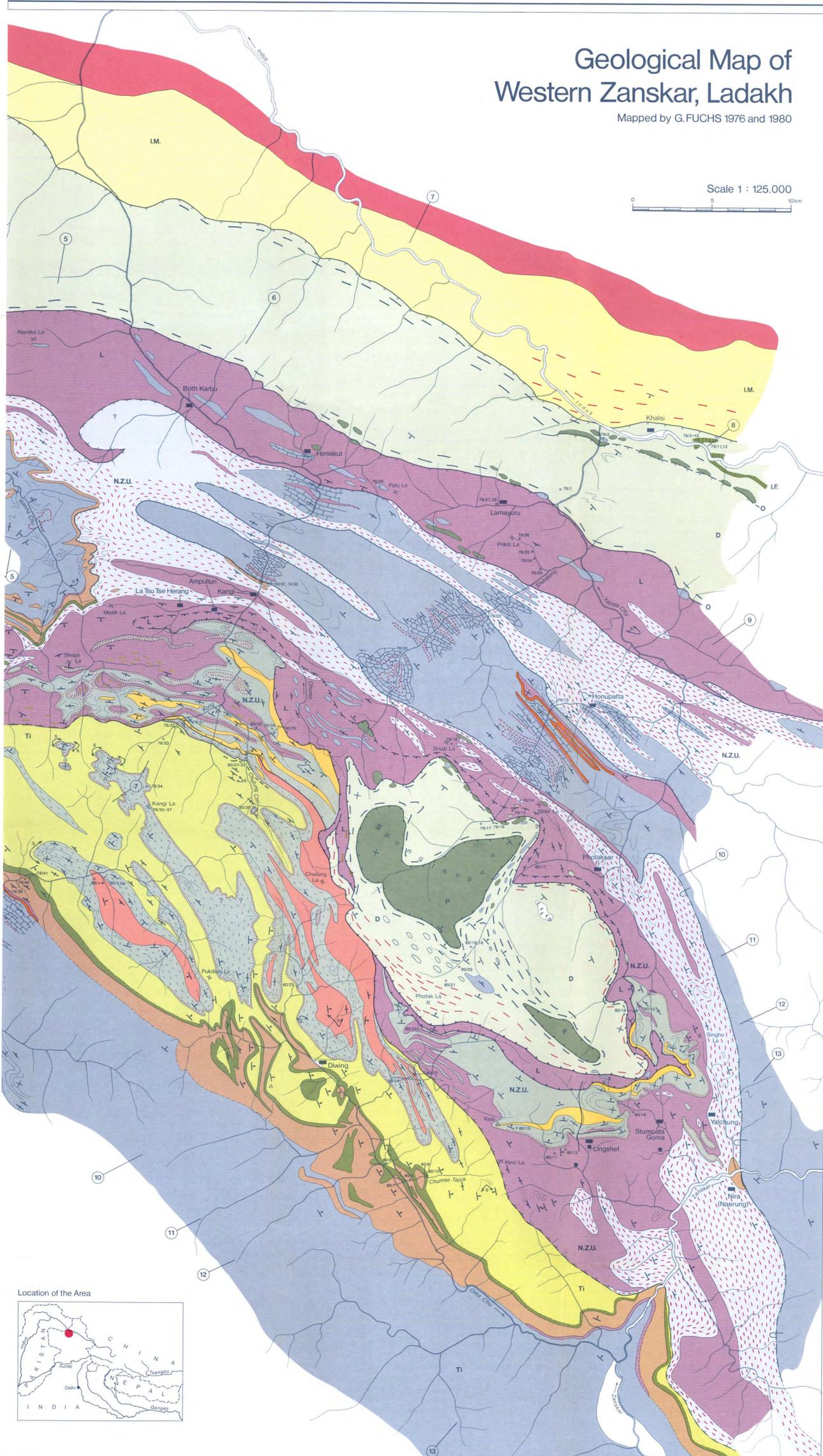
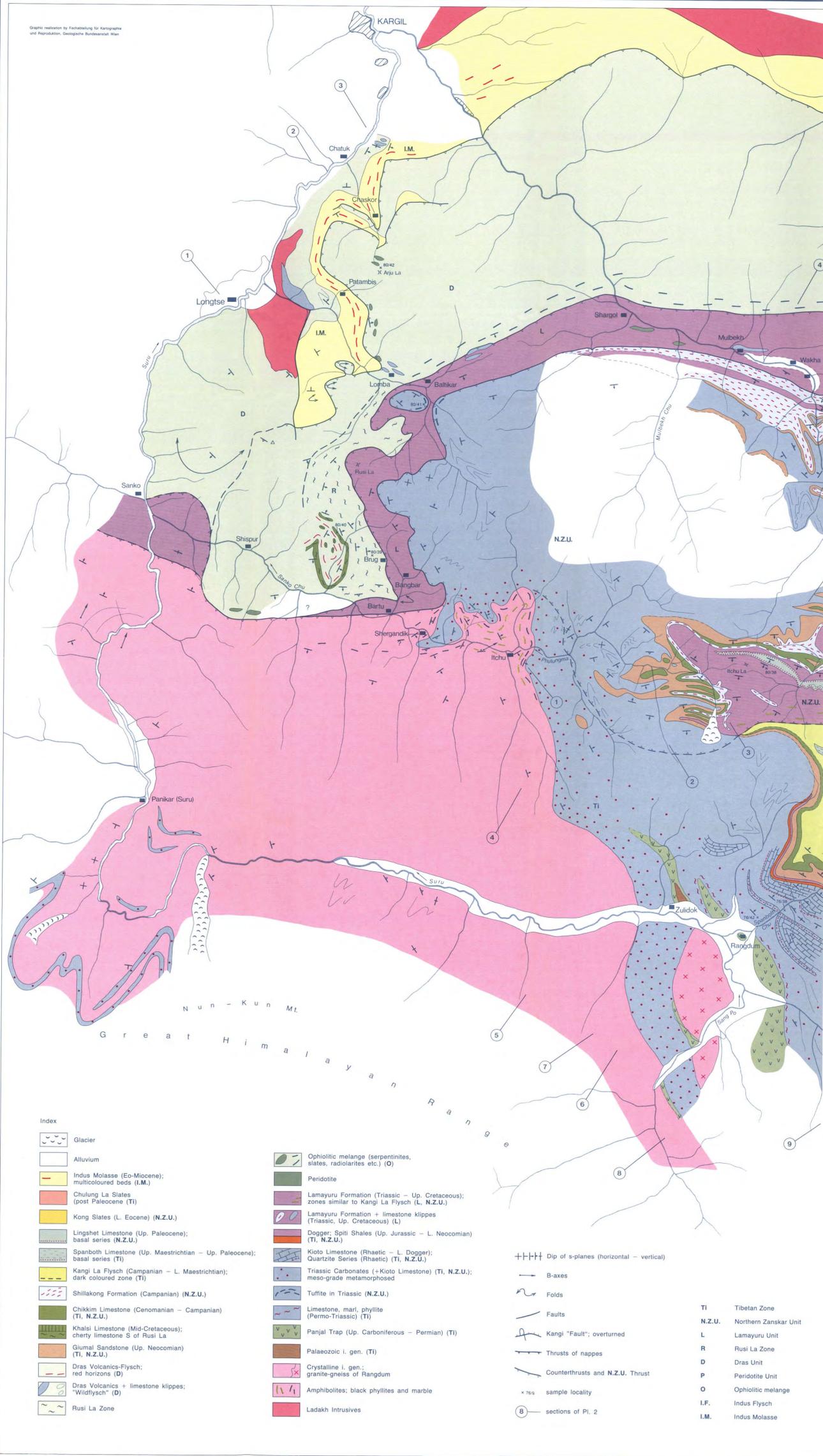
- SRIKANTIA, S. V. & RAZDAN, M. L.: The ophiolite-sedimentary belt of the Indus tectonic zone of the Ladakh Himalaya. Its stratigraphic and tectonic significance. – p. 430–443, Proceedings Intern. Ophiolite Symp. Cyprus 1979.
- SRIKANTIA, S. V. & RAZDAN, M. L.: Geology of Part of Central Ladakh Himalaya with particular reference to Indus Tectonic Zone. – Jour. geol. Soc. Ind. 21, p. 523–545, Bangalore 1980.
- STERNE, E. J.: Report on Geological Traverses across the Indus-Tsangpo Suture Zone in Ladakh, Northern India. – Diss. Harvard Univ. Cambridge, Mass. 1979.
- STOLICZKA, F.: Geological Sections across the Himalaya Mountains from Wangtu Bridge on the River Sutlej to Sungdo on the Indus, with an account of the formations in Spiti, accompanied by a revision of all known fossils from that district. Mem. G. S. I. 5, p. 1–154, Calcutta 1865.
- TAHIRKHELI, R. A. K., MATTAUER, M., PROUST F. & TAPPONNIER, P.: The India-Eurasia suture zone in Northern Pakistan: Synthesis and interpretation of new data at plate scale. In: FARAH, A. & DE JONG, K. A. (Ed.): Geodynamics of Pakistan. – Geol. Surv. Pak., p. 125–130, Quetta 1979.
- TEWARI, A. P.: On the Upper Tertiary Deposits of Ladakh Himalayas and Correlation of various Geotectonic Units of Ladakh with those of the Kumaon – Tibet Region. – 22nd. Intern. Geol. Congr., Sect. 11, p. 37–58, New Delhi 1964.
- TEWARI, B. S. & PANDE, I. C.: Permian fossiliferous limestone from Lamayuru. Ladakh. – Pub. Cent. Adv. Stud. Geol. Chandigarh 7, p. 188–190, Chandigarh 1970.
- TEWARI, B. S., PANDE, I. C. & KUMAR, R.: Lower Cretaceous fossiliferous limestone from Ladakh. – Pub. Cent. Adv. Stud. Geol. Chandigarh, 7, p. 197–200, Chandigarh 1970.
- VIRDI, N. S.: Presence of Parallel Metamorphic Belts in the Northwest Himalaya – Discussion. – Tectonophysics 72, p. 141–154, Elsevier Amsterdam 1981.
- WADIA, D. N.: The Cambrian-Trias Sequence of North-Western Kashmir (Parts of Muzaffarabad and Baramula Districts). – Rec. G. S. I. 68 (2), p. 121–176, Calcutta 1934.
- WADIA, D. N.: The Cretaceous Volcanic Series of Astor-Deosai, Kashmir, and its Intrusions. – Rec. G. S. I. 72 (2), p. 151–161, Calcutta 1937.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. 2. 1982.

Geological Map of Western Zaskar, Ladakh

Mapped by G. FUCHS 1976 and 1980

Scale 1 : 125.000
0 5 10 km



Index

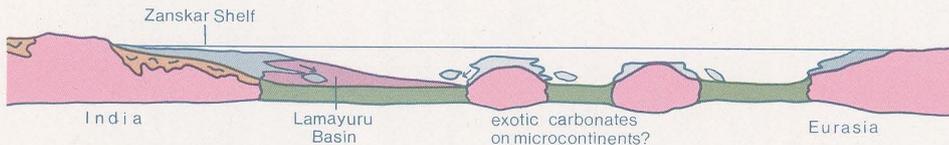
- | | | | |
|--|---|--|--|
| | Glacier | | Ophiolitic melange (serpentinites, slates, radiolarites etc.) (O) |
| | Alluvium | | Peridotite |
| | Indus Molasse (Eo-Miocene); multicoloured beds (I.M.) | | Lamayuru Formation (Triassic - Up. Cretaceous); zones similar to Kangi La Flysch (L, N.Z.U.) |
| | Chulung La Slates (post Paleocene) (TI) | | Lamayuru Formation + limestone klipps (Triassic, Up. Cretaceous) (L) |
| | Kong Slates (L. Eocene) (N.Z.U.) | | Dogger; Spiti Shales (Up. Jurassic - L. Neocomian) (TI, N.Z.U.) |
| | Lingshet Limestone (Up. Paleocene); basal series (N.Z.U.) | | Kioto Limestone (Rhaetic - L. Dogger); Quartzite Series (Rhaetic) (TI, N.Z.U.) |
| | Spanboth Limestone (Up. Maestrichtian - Up. Paleocene); basal series (TI) | | Triassic Carbonates (+Kioto Limestone) (TI, N.Z.U.); meso-grade metamorphosed |
| | Kangi La Flysch (Campanian - L. Maestrichtian); dark coloured zone (TI) | | Tuffite in Triassic (N.Z.U.) |
| | Shillakong Formation (Campanian) (N.Z.U.) | | Limestone, marl, phyllite (Permo-Triassic) (TI) |
| | Chikkim Limestone (Cenomanian - Campanian) (TI, N.Z.U.) | | Panjal Trap (Up. Carboniferous - Permian) (TI) |
| | Khalsi Limestone (Mid-Cretaceous); cherty limestone S of Rusi La | | Palaeozoic i. gen. (TI) |
| | Glimal Sandstone (Up. Neocomian) (TI, N.Z.U.) | | Crystalline i. gen.; granite-gneiss of Rangdum |
| | Dras Volcanics-Flysch; red horizons (D) | | Amphibolites; black phyllites and marble |
| | Dras Volcanics + limestone klipps; "Wildflysch" (D) | | Ladakh Intrusives |
| | Rusi La Zone | | |
-
- | | | | |
|--|---|--|-----------------------------|
| | Dip of s-planes (horizontal - vertical) | | TI Tibetan Zone |
| | B-axes | | N.Z.U. Northern Zaskar Unit |
| | Folds | | L Lamayuru Unit |
| | Faults | | R Rusi La Zone |
| | Kangi "Fault"; overturned | | D Dras Unit |
| | Thrusts of nappes | | P Peridotite Unit |
| | Counterthrusts and N.Z.U. Thrust | | O Ophiolitic melange |
| | x 76% sample locality | | I.F. Indus Flysch |
| | 8 sections of Pl. 2 | | I.M. Indus Molasse |



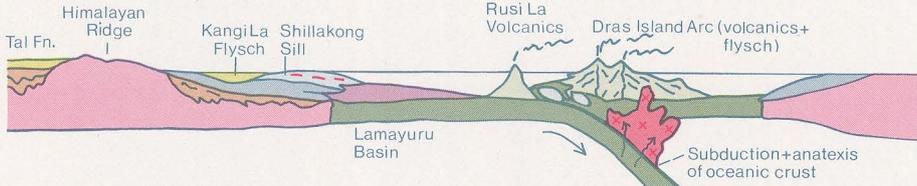
The Evolution of Zanskar and the Indus Zone

(Schematic sketch based on literature and own interpretation)

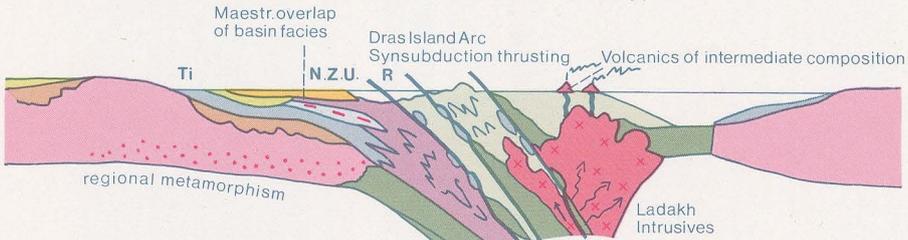
1. TRIASSIC-JURASSIC



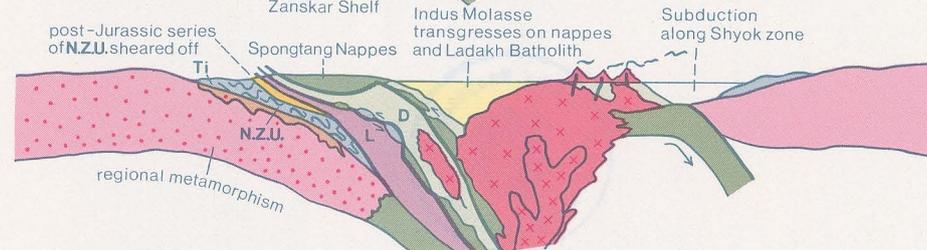
2. UP JURASSIC - CAMPANIAN



3. MAESTRICHTIAN - L. EOCENE (initial collision with Dras Island Arc - 55 m.y.)



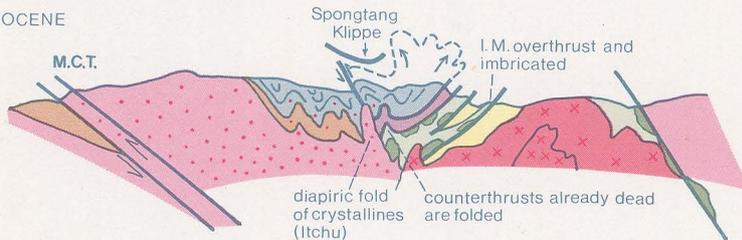
4. POST-L. EOCENE



5. OLIGO - MIOCENE

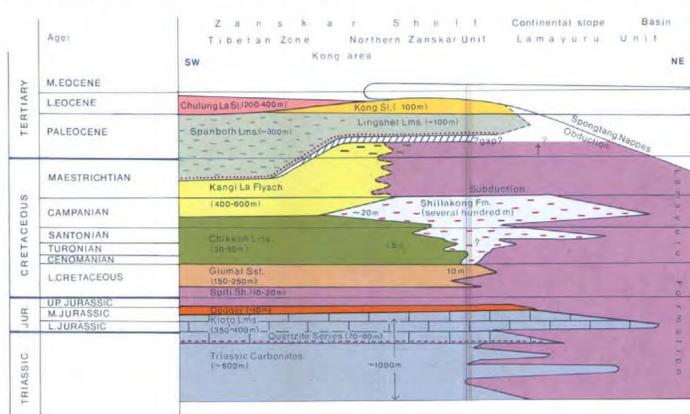


6. M. MIOCENE

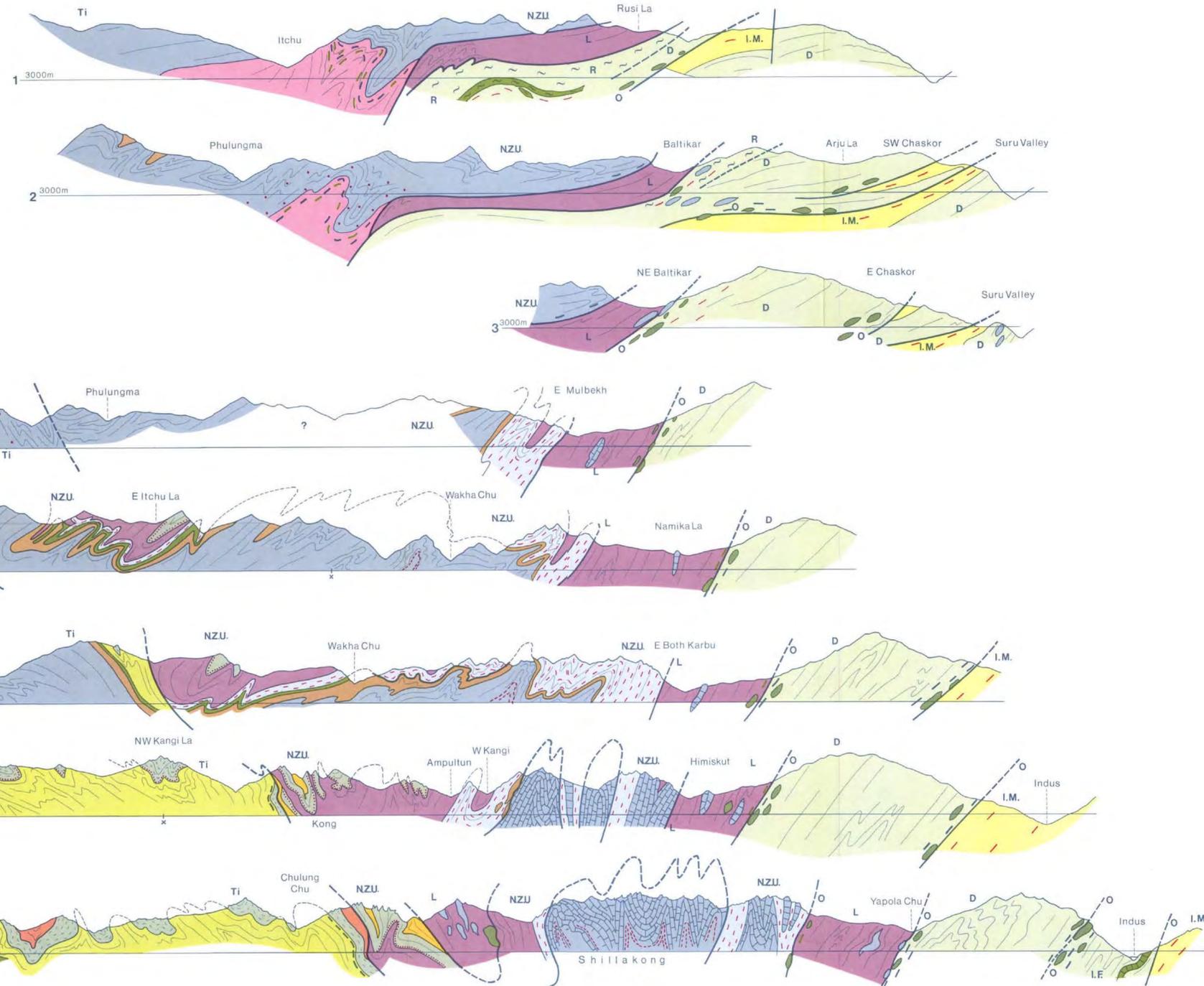


 Indus Molasse (Eocene - Miocene)	 Mesozoic Palaeozoic shelf sediments i. g.
 Ladakh Intrusives (Up. Cretaceous - Oligocene)	 Oceanic crust
 Intermediate to acid volcanics	 Continental crust
 Up. Maestrichtian - L. Eocene shallow-water sediments	 Continental crust and sediments remobilised
 Cretaceous - Early Tertiary (?) volcanics and flysch	Ti Tibetan Zone
 Kangi La Flysch (Up. Campanian - L. Maestrichtian); Tal Fn.	N.Z.U. Northern Zanskar Unit
 Up. Cretaceous sill facies (Shillakong)	L Lamayuru Unit
 Lamayuru basin facies (Triassic - Up. Cretaceous)	R Rusi La Zone
 Exotic carbonates	D Dras Unit
	I.M. Indus Molasse
	M.C.T. Main Central Thrust

Facies Scheme of the Mesozoic Succession of Zanskar

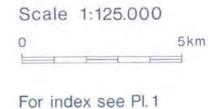
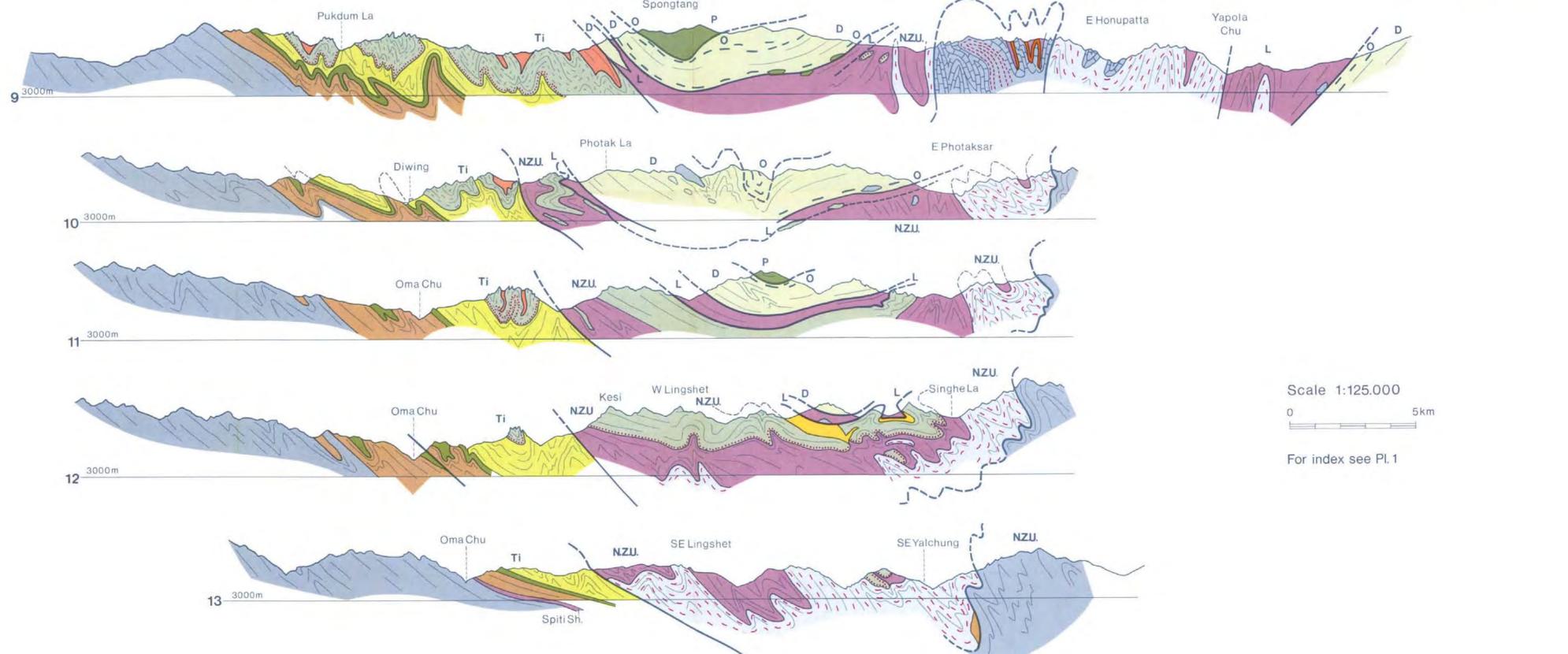
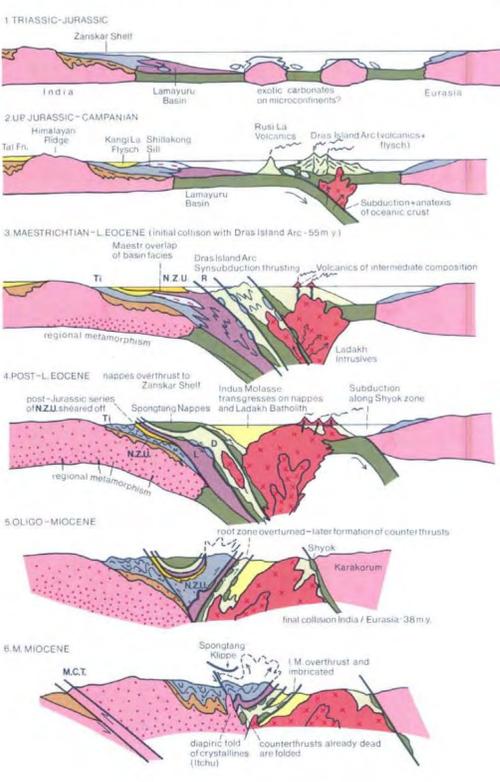


A



The Evolution of Zanskar and the Indus Zone (Schematic sketch based on literature and own interpretation)

B



For index see Pl. 1

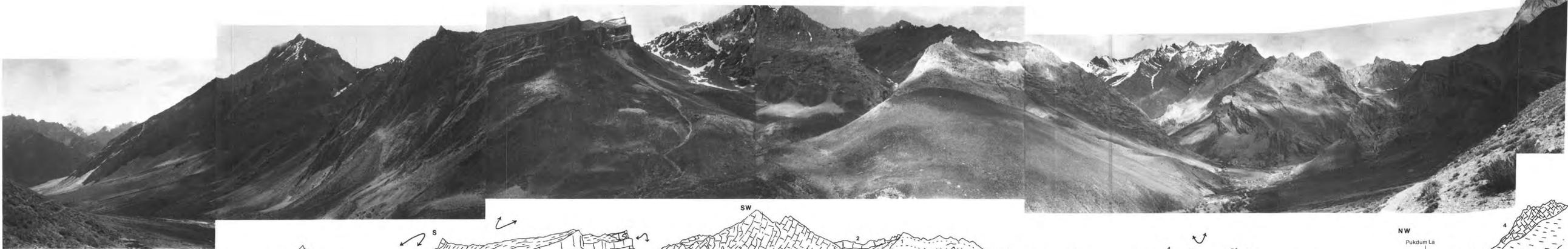


Fig. 2: Panorama view of the uppermost Oma Valley between Pukdum La and Diwing. The folded Cretaceous series of the Tibetan Zone consist of:
1 Giurnal Sandstone (L. Cretaceous)
2 Chikkim Limestone (Cenom. - L. Camp.)
3 Kangi La Flysch (Up. Camp. - L. Maestr.)
4 Sphanth Limestone (Up. Maestr. - Up. Paleoc.)

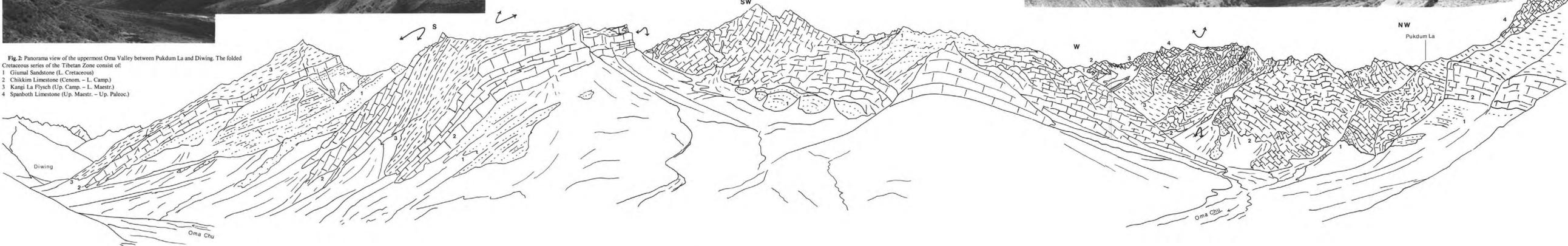


Fig. 4: The upper Wakha Valley seen from the E, from Mezik La.
1 Triassic - Jurassic carbonates
2 Giurnal Sandstone (L. Cretaceous)
3 Chikkim Limestone (Cenom. - L. Camp.)
4 Shillakong Formation (Carnapian)
5 Lamayuru Formation (Maestr.)
6 Quartzitic beds forming base of
7 Lingshet Limestone (Up. Paleocene).
The sequence of the N. Z. U. shows isoclinal N-vergent folds.

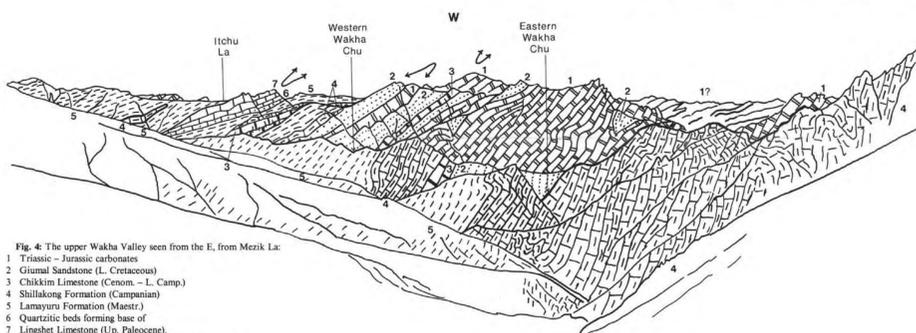


Fig. 5: View from the Shopa La to the western branch of the Wakha Valley, showing the isoclinal N-directed folds of the N. Z. U.:
1 Triassic - Jurassic carbonates
2 Giurnal Sandstone (L. Cretac.)
3 Chikkim Limestone (Cenom. - L. Camp.)
4 Shillakong Formation (Camp.)
5 Lamayuru Formation (Maestr.)
6 Basal beds of
7 Lingshet Limestone (Up. Paleoc.)

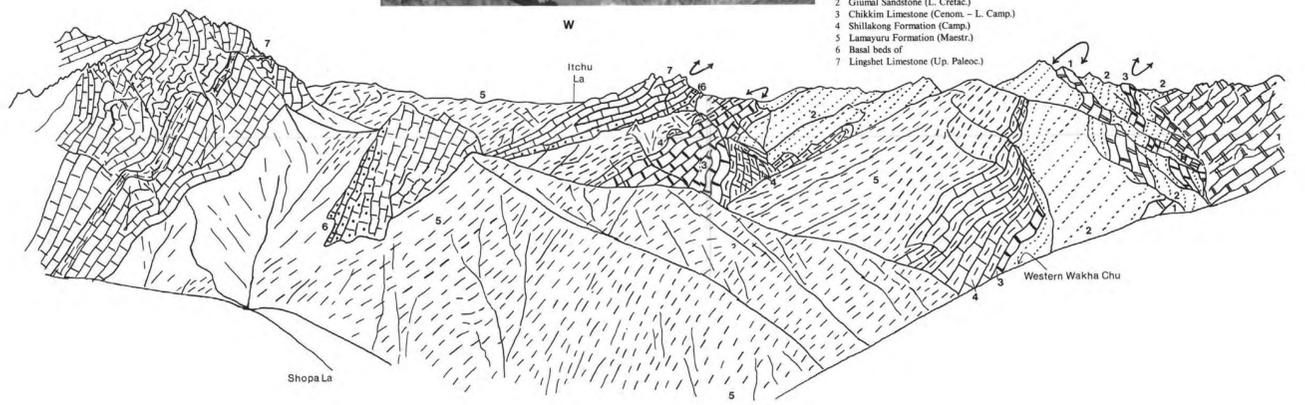


Fig. 6: View from the Singhe La towards the W and NW:
1 Shillakong Formation (Camp.)
2 Lamayuru Formation (Maestr.)
3 Quartzitic beds forming base of } N. Z. U.
4 Lingshet Limestone (Up. Paleoc.)
5 Dras Volcanics
6 Peridotite (P)
O = ophiolitic melanges.
Though the s-planes in 1 and 2 are generally dipping NE the folded bedding planes show that 1 originally was underlying 2.

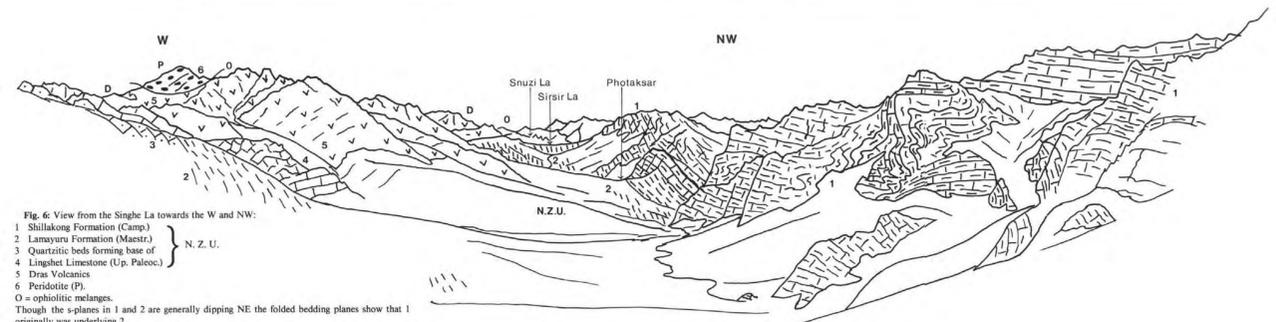
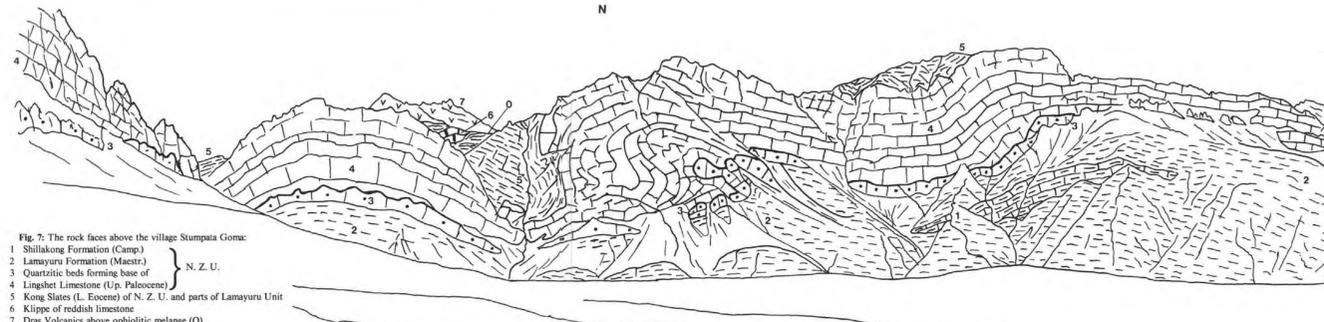
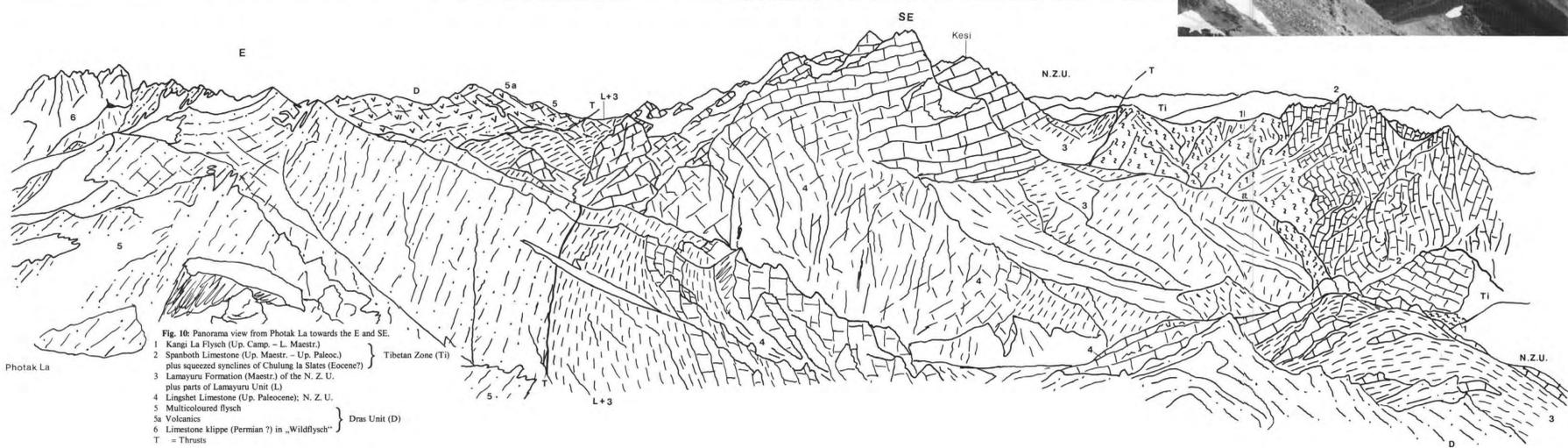
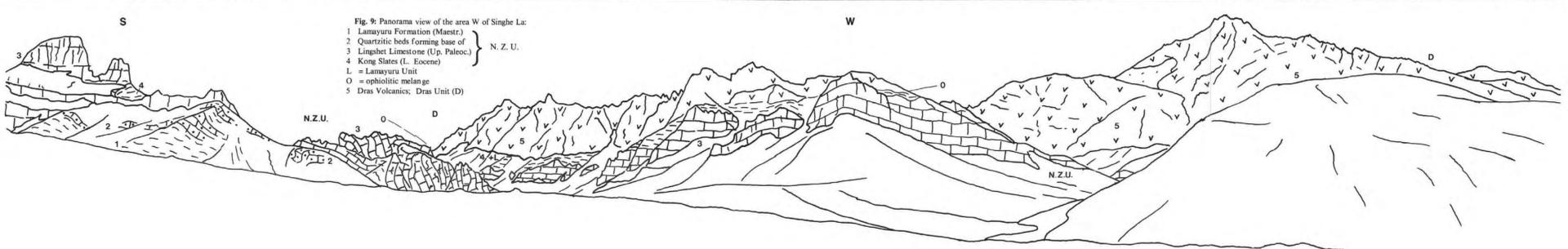
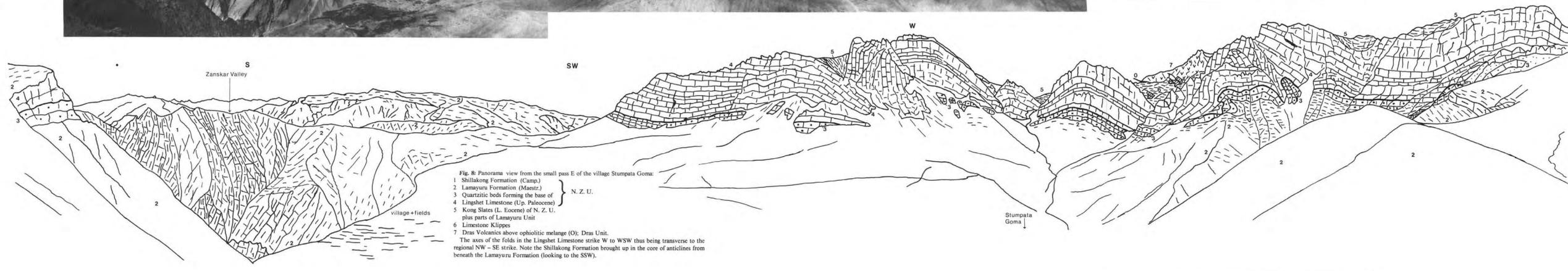


Fig. 7: The rock faces above the village Stumpaia Goma:
1 Shillakong Formation (Camp.)
2 Lamayuru Formation (Maestr.)
3 Quartzitic beds forming base of } N. Z. U.
4 Lingshet Limestone (Up. Paleocene)
5 Kong Slates (L. Eocene) of N. Z. U. and parts of Lamayuru Unit
6 Klippe of reddish limestone
7 Dras Volcanics above ophiolitic melange (O)





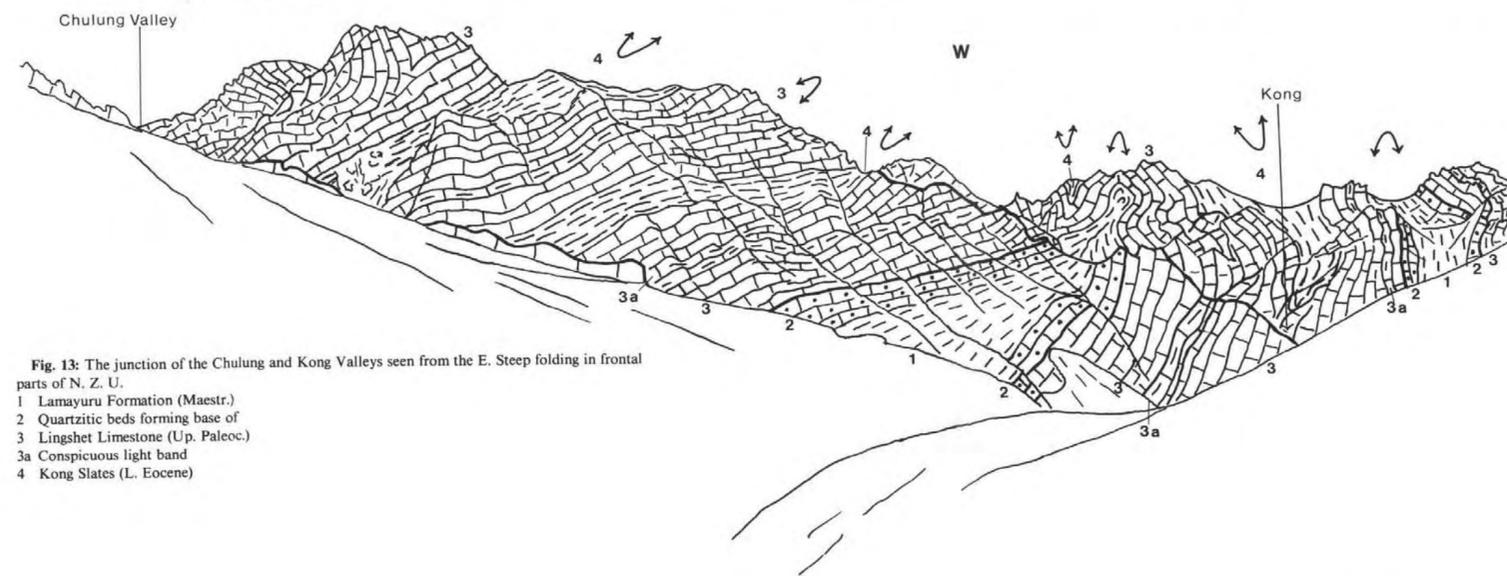


Fig. 13: The junction of the Chulung and Kong Valleys seen from the E. Steep folding in frontal parts of N. Z. U.
1 Lamayuru Formation (Maestr.)
2 Quartzitic beds forming base of
3 Lingshet Limestone (Up. Paleoc.)
3a Conspicuous light band
4 Kong Slates (L. Eocene)

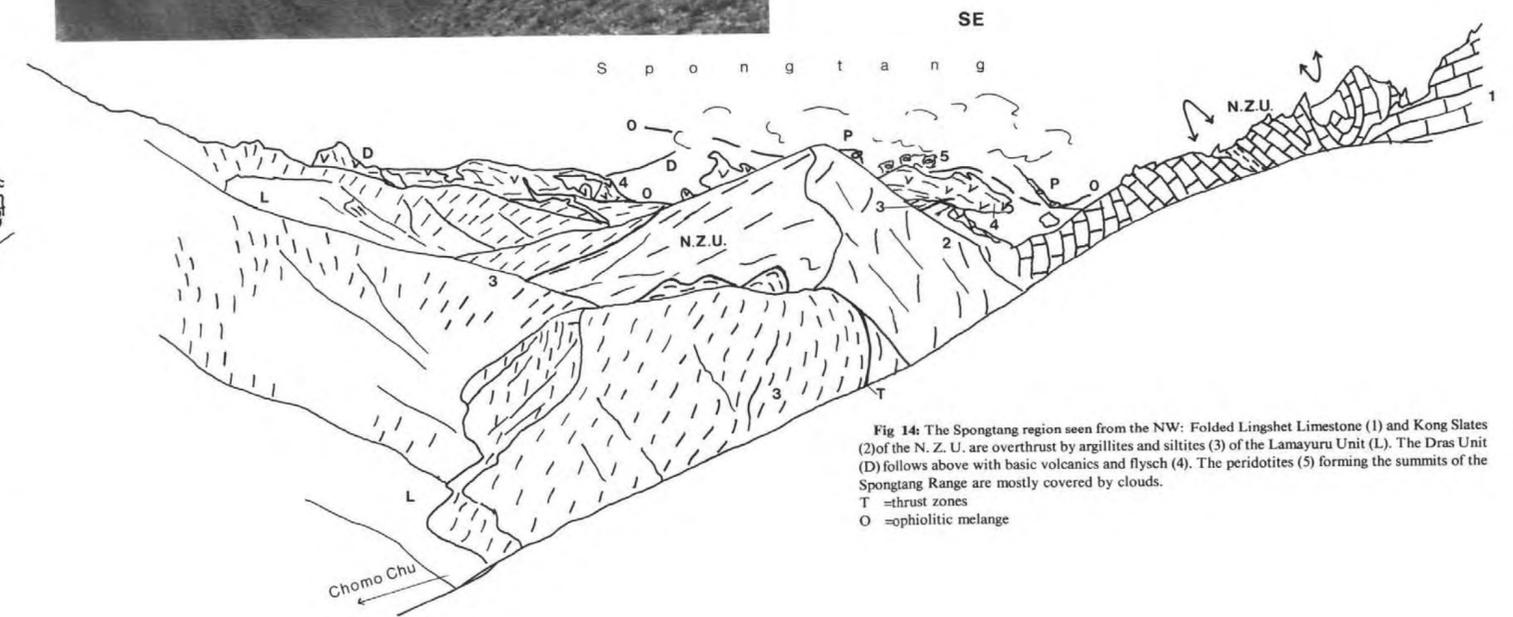


Fig. 14: The Spongtang region seen from the NW: Folded Lingshet Limestone (1) and Kong Slates (2) of the N. Z. U. are overthrust by argillites and siltites (3) of the Lamayuru Unit (L). The Dras Unit (D) follows above with basic volcanics and flysch (4). The peridotites (5) forming the summits of the Spongtang Range are mostly covered by clouds.
T = thrust zones
O = ophiolitic melange

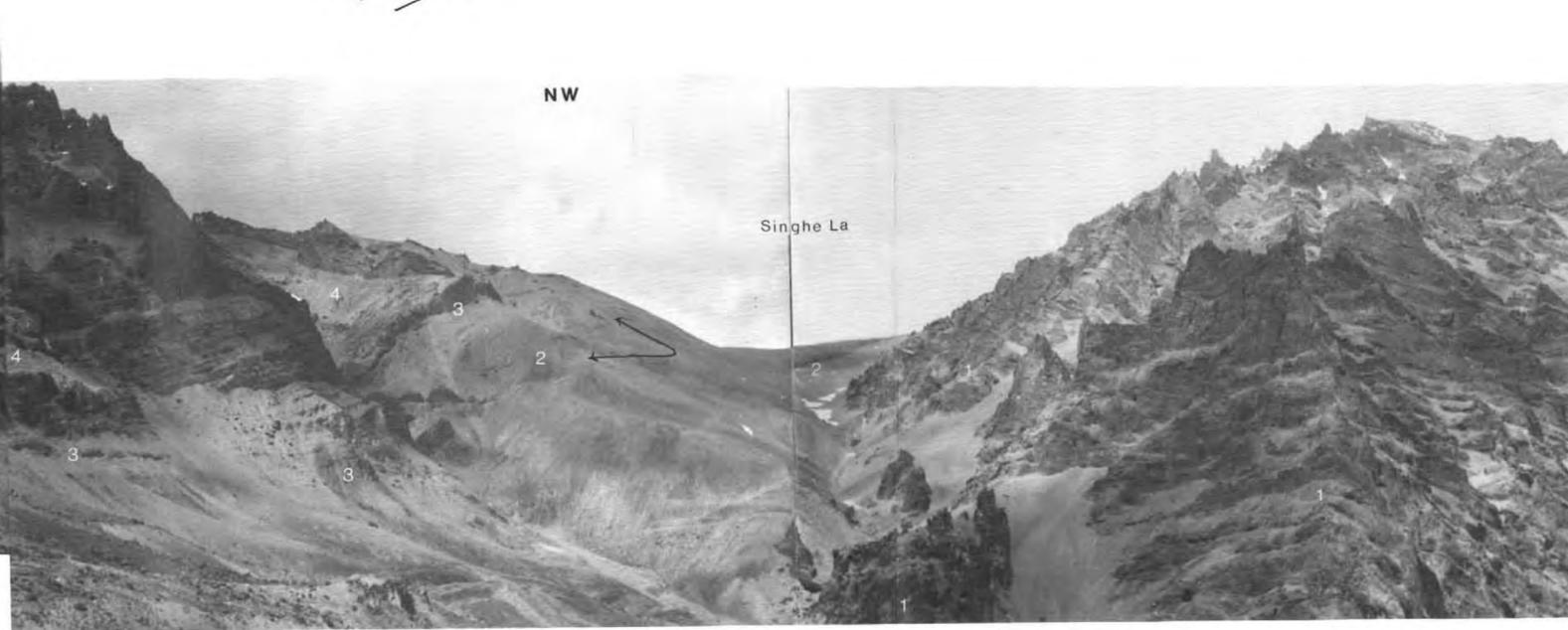


Fig. 15: The Singhe La seen from the SE showing folds overturned towards the S:
1 Shillakong Formation (Camp.)
2 Lamayuru Formation (Maestr.)
3 Basal beds of
4 Lingshet Limestone (Up. Paleoc.)
5 Kong Slates (L. Eocene)
All formations belong to the N. Z. U.

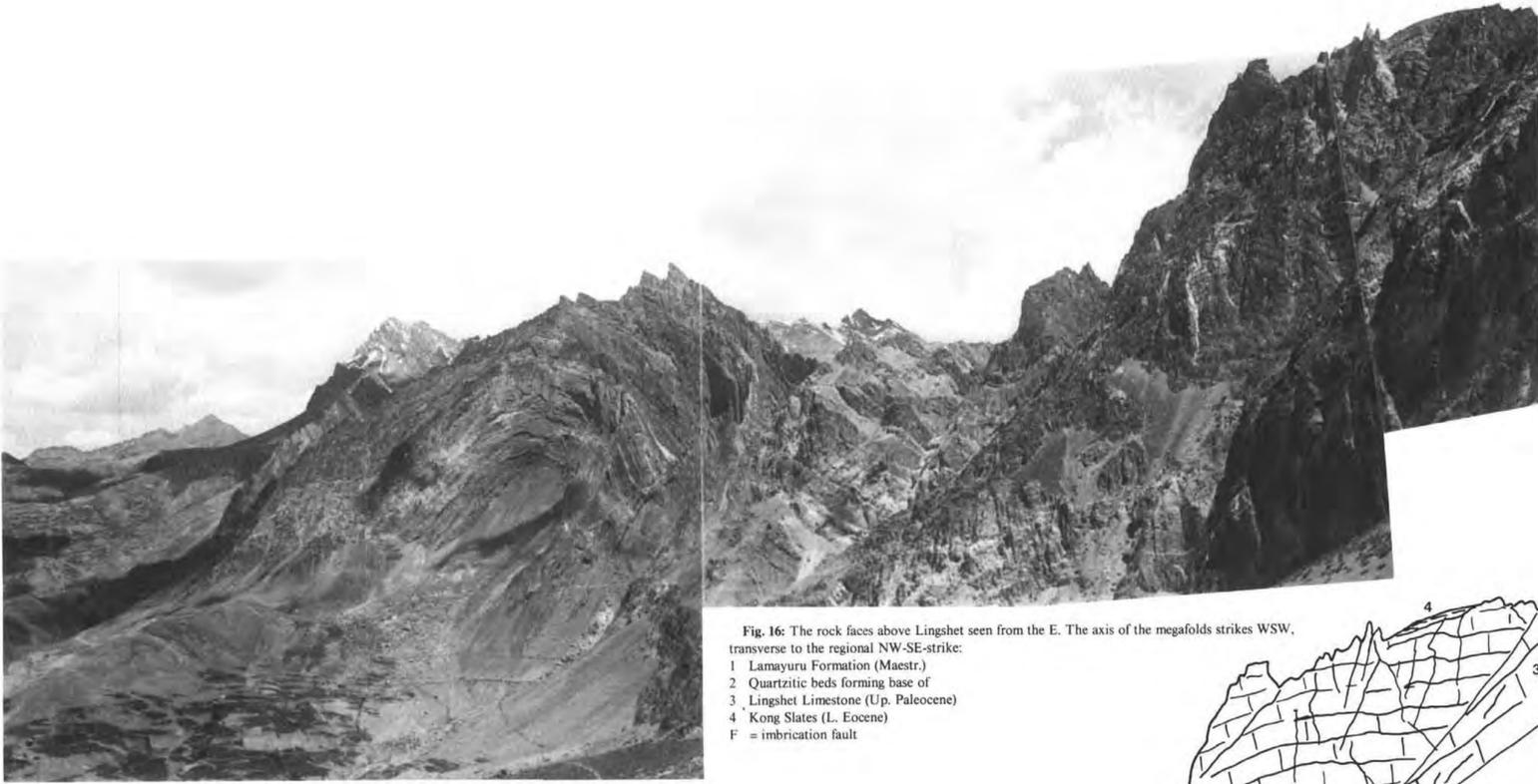


Fig. 16: The rock faces above Lingshet seen from the E. The axis of the megafolds strikes WSW, transverse to the regional NW-SE-strike:
 1 Lamayuru Formation (Maestr.)
 2 Quartzitic beds forming base of
 3 Lingshet Limestone (Up. Paleocene)
 4 Kong Slates (L. Eocene)
 F = imbrication fault

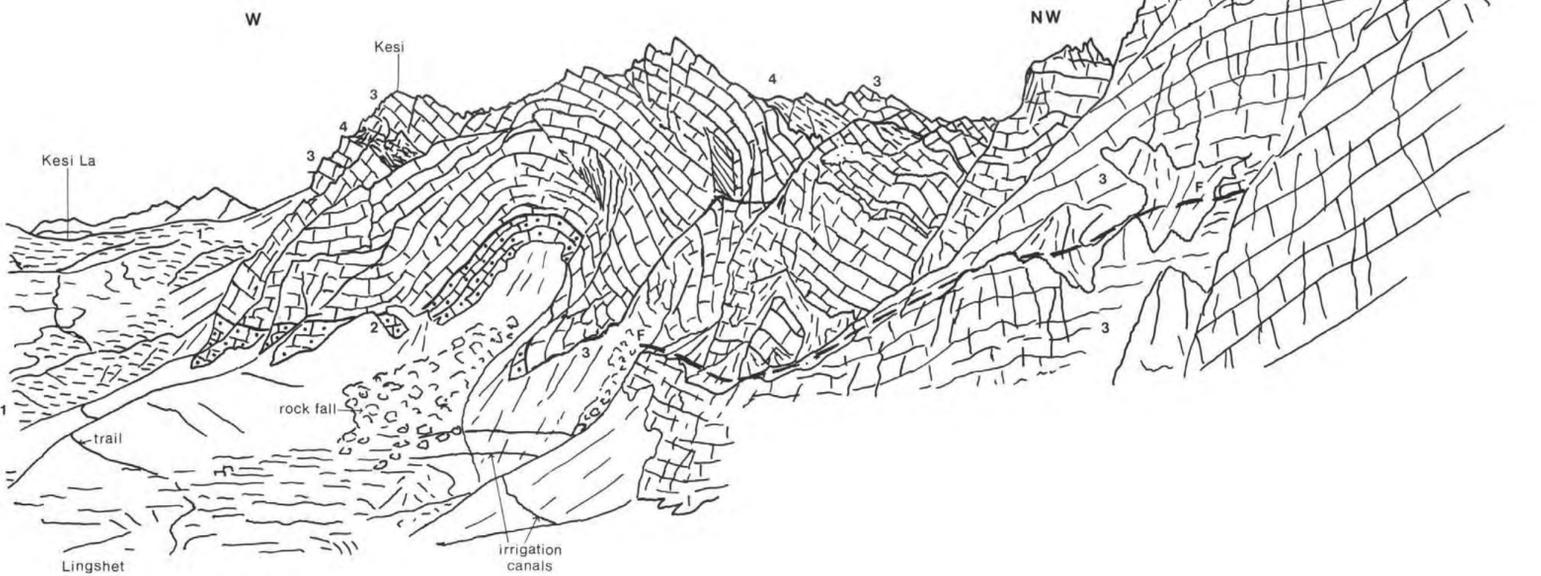


Fig. 17: The rock faces above Lingshet seen from the SW. Imbrication and folding causes repetitions in Cretaceous - Eocene series of N. Z. U.
 1 Lamayuru Formation (Maestr.)
 2 Quartzitic beds forming base of
 3 Lingshet Limestone (Up. Paleoc.)
 4 Kong Slates (L. Eocene)
 f = imbricating fault

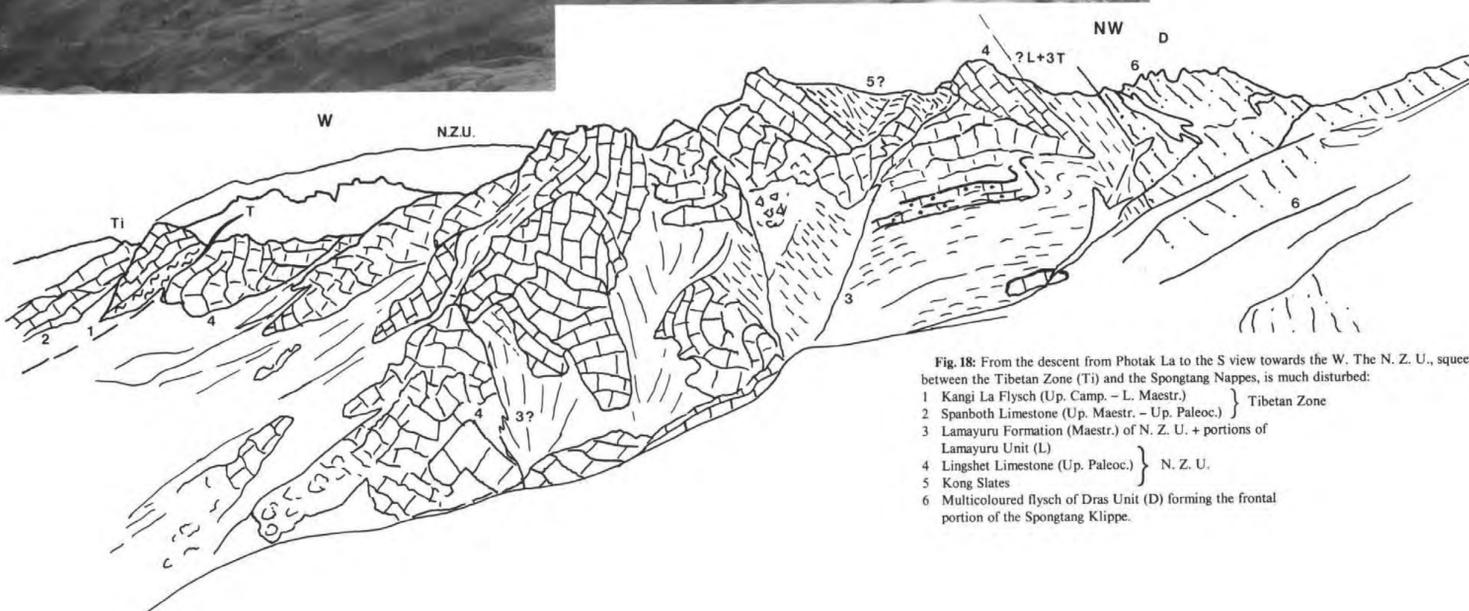
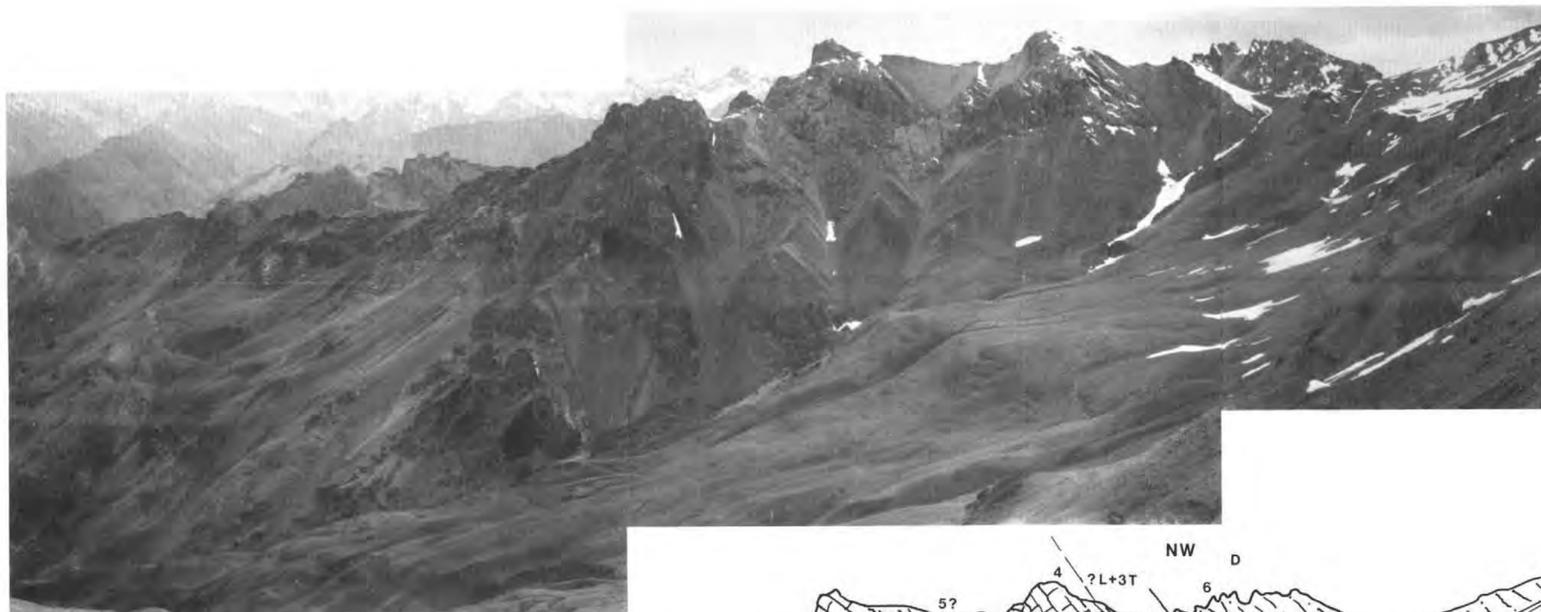
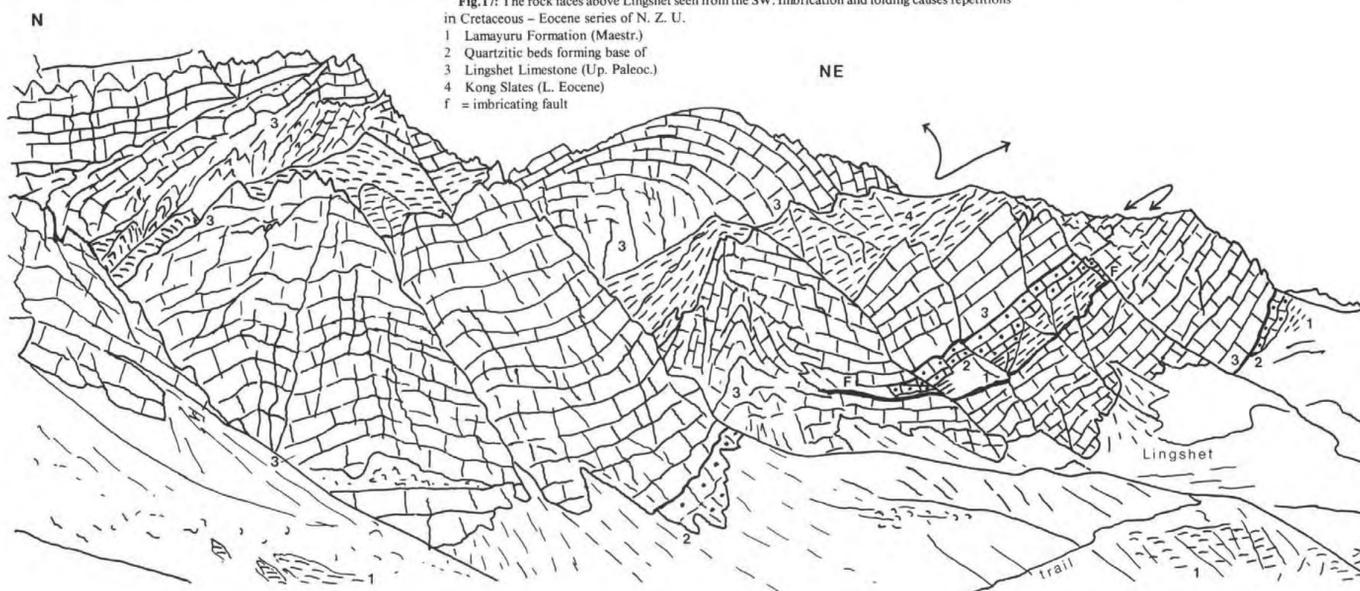


Fig. 18: From the descent from Photak La to the S view towards the W. The N. Z. U., squeezed between the Tibetan Zone (Ti) and the Spongtang Nappes, is much disturbed:
 1 Kangi La Flysch (Up. Camp. - L. Maestr.)
 2 Spanboth Limestone (Up. Maestr. - Up. Paleoc.) } Tibetan Zone
 3 Lamayuru Formation (Maestr.) of N. Z. U. + portions of Lamayuru Unit (L.)
 4 Lingshet Limestone (Up. Paleoc.) } N. Z. U.
 5 Kong Slates
 6 Multicoloured flysch of Dras Unit (D) forming the frontal portion of the Spongtang Klippe.

Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 125, Heft 1-2	S. 51-154	Wien, Dezember 1982
--------------------	----------------	--------------------	-----------	---------------------

Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern)

Von CHRISTOF EXNER*)

Mit 22 Abbildungen und 5 Tafeln (= Beilage 7)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 156

Schlüsselwörter

Penninikum
Tauernfenster
Alpine Metamorphose
Hochalm-Ankogel-Mas-
siv
Silbereckserie
Tonalitgneis
Bergstürze

INHALT

Zusammenfassung	53
Summary	54
Résumé	54
1. Vorwort	54
2. Das Gneisgebiet des Hochalm-Ankogel-Massives unter der Silbereckserie	56
2.1. Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes	58
2.2. Granatglimmerschiefer der Draxelserie	60
2.2.1. Feldgeologische Notizen	63
2.2.2. Petrographie	64
2.3. Tonalitgneisdecke	65
2.3.1. Petrographie	67
2.3.1.1. Quarzdioritgneis	68
2.3.1.2. Tonalitgneis	69
2.3.1.3. Granodioritgneis	69
2.3.1.4. Tonalitgneis-Phyllonit	70
2.3.1.5. Pegmatit	71
2.3.2. Liegend- und Hangendgrenze der Tonalitgneisdecke	72
2.3.3. Strukturen der Gänge im Tonalitgneis	75
2.4. Granatglimmerschiefer und Migmatit der Findelserie	75
2.4.1. Feldgeologische und petrographische Notizen	76

*) Anschrift des Verfassers: Professor Dr. CHRISTOF EXNER, Institut für Geologie der Universität, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

2.5. Hochalm-Kern und Hochalm-Gneislamelle	78
2.5.1. Die W-Fortsetzung des Hochalm-Kernes	81
2.6. Hafner-Migmatitserie	82
2.6.1. Feldgeologische und petrographische Notizen: Migmatite	85
2.6.2. Granatglimmerschiefer	89
2.6.3. Mineralreiche Glimmerschiefer	91
2.7. Hölltor-Rotgülden-Kern	93
2.7.1. Leukokrater mittelkörniger metamorpher Plagioklasgranit	94
2.7.1.1. N-Bereich (Großarl-, Mur- und Moritzental)	94
2.7.1.2. S-Bereich (Maltatal)	96
2.7.2. Granitgneis und Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden	97
2.7.2.1. Granitgneis	97
2.7.2.2. Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden	97
2.7.2.2.1. Notizen zur Petrographie	98
2.7.2.3. Gneisphyllonit im Grenzbereich zur Silbereckserie	99
2.7.2.3.1. Weißschiefer mit Disthen, Chloritoid, Granat und Chlorit	99
2.7.2.3.2. Biotitschiefer	100
2.7.2.3.3. Phengit-Quarz-Schiefer	101
3. Die Silbereckserie	102
3.1. Gesteine und Schichtfolge	103
3.1.0.1. Geröllquarzit („Perm“)	103
3.1.0.2. Graphitquarzit („? Oberkarbon - Perm“)	103
3.1.0.3. Arkosequarzit und Quarzit (Typus: Lantschfeldquarzit). „Permo-Skyth“	103
3.1.0.4. Rauhacke („Trias“)	104
3.1.0.5. Dolomit und Dolomitmarmor („Trias“)	104
3.1.0.6. Kalkmarmor („Trias“)	105
3.1.0.7. Dolomitbreccie („Lias“)	107
3.1.0.8. Karbonatquarzit („Lias“ und „Dogger“)	108
3.1.0.9. Biotitführender Karbonatquarzit (? metamorpher Radiolarit) und Chänopoditschiefer (? Oberjura)	108
3.1.1.0. Kalkschiefer („Jura“)	109
3.1.1.1. Schwarzschiefer („Jura bis Unterkreide“)	110
3.1.1.2. Grünschiefer	111
3.2. Tektonik	112
3.2.1. Zwischen westlicher Blattgrenze und Mur Ursprung	112
3.2.2. Zwischen Mur Ursprung und Moritzental	113
3.2.3. Die Querfalte der Kalte Wand Spitze	115
3.2.4. Zwischen Moritzen- und Rotgüldental	116
3.2.5. Zwischen Rotgülden- und Altenbergtal	120
3.2.6. Zwischen Altenberg- und Liesertal (Torbach)	123
3.2.7. Zwischen Lieser- und Maltatal	125
3.2.7.1. Der deformierte Dom des Rotgülden-Kernes im Lieserkar und an der Ostflanke der drei Gipfel des Malteiner Sonnblicks	128
3.2.7.2. Die Wurzel der Mureck-Decke	130
3.2.7.3. Das geologische Profil des Lieserstollens	131
3.2.7.4. Falten im östlichen Melnikkar und Fortsetzung der Silbereckserie unter die Loibspitze	133
4. Junge Störungen	139
5. Quartär	140
5.1. Morphologie	140

5.2. Moränen	141
5.2.1. Murtal	141
5.2.2. Liesertal	141
5.2.3. Maltatal	142
5.3. Interglaziale Bergstürze	142
5.4. Spät- und postglaziale Bergstürze und Trümmergrate	143
5.4.1. Murtal	143
5.4.2. Liesertal	143
5.4.3. Maltatal nördlich des Maltaflusses	143
5.4.4. Maltatal südlich des Maltaflusses	144
5.5. Bergzerreißungs-Spalten in Vorbereitung künftiger Bergstürze	144
5.6. Hangparallele Plattenabsonderung	145
6. Reste ehemaligen Bergbaues	145
6.1. Vererzung in der Silbereckserie und im unmittelbar benachbarten Gneis	145
6.1.0.1. Murtal (Schmalzgrube)	146
6.1.0.2. Schrovinkar	146
6.1.0.3. Rotgüldental westlich des Rotgüldenbaches	146
6.1.0.4. Rotgüldental östlich des Rotgüldenbaches	146
6.1.0.5. Altenbergtal	147
6.1.0.6. Lanisch	147
6.1.0.7. Lieserkar	148
6.1.0.8. Eben Lanisch	148
6.1.0.9. Melnikkar	148
6.1.1.0. „Moar Eisig Kar“	149
6.2. Vererzung im Gneis des Maltatales	149
6.2.1. Kölnbreinkar	149
6.2.2. Mar Alm	149
Literaturverzeichnis	149
Erläuterungen zu den Tafeln 1 bis 5	152

Zusammenfassung

Der Granitgneis der Hochalmspitze wird in seinem Ostteil von einer flachen, mehrere 100 m mächtigen Tonalitgneisdecke unterlagert. Diese liegt auf Granatglimmerschiefer, welcher die sedimentäre Hülle eines darunter befindlichen Orthogneises (GöB-Kern) darstellt. Das Alter dieses Deckenbaues ist unsicher und wird vom Verfasser als alpidisch gedeutet.

Zwischen dem Hochalm-Granitgneis und dem weiter nördlich befindlichen Granitgneisdom Hölltor-Rotgülden bilden die Migmatite des Großen Hafners eine fächerförmige Synklinale. Über dem N- und E-Teil des Granitgneisdomes Hölltor-Rotgülden lagert mit Transgressions-Diskordanz eine wahrscheinlich permo-mesozoische, karbonatreiche Schieferserie (Silbereckserie). Die Falten der Silbereckserie und die Überschiebung der parautochthonen Mureckdecke über die Silbereckserie haben dementsprechend wahrscheinlich alpidisches Alter.

Die Haupt-Faltenachsen streichen SE. Querfalten mit N-S streichenden Faltenachsen sind häufig. Mylonitische Störungszonen weisen nur geringe Verwerfungsbeträge auf. Interglaziale, spät- und postglaziale Bergstürze begleiten die kräftige Erosion. Die zahlreichen kleinen Gletscher weisen Moränenwälle aus der Zeit um das Jahr 1850 und um das Jahr 1920 auf.

Summary

The eastern part of the granite gneiss of Hochalmspitze is underlain by the nappe of tonalite gneiss which is some 100 m thick. This nappe is laying upon garnet micaschists which build the sedimentary cover of the underlying orthogneiss (Göss dome). The age of the genesis of this nappe tectonics is uncertain and is interpreted as Alpidic by the author.

The migmatites of Grosser Hafner form a fan-shaped syncline between the granite gneiss of Hochalmspitze in the south and the granite gneiss of Hölltor-Rotgülden dome in the north. The Silbereck Series, a formation rich in dolomite, metamorphic limestone and calcschists, is laying unconformably and transgressively upon the northern and eastern part of Hölltor-Rotgülden dome. The stratigraphic age of Silbereck Series is probably Permo-Mesozoic. Therefore the folds of Silbereck Series and the overthrusting of the parautochthoneous Mureck nappe upon the Silbereck Series belong probably to the Alpidic orogenesis.

The main fold axes are trending SE. But N-S trending cross folds are frequent. The amount of vertical displacement along high-angle faults is unimportant. The intense erosion is accompanied by landslides of Inter-, Late- and Post-Glacial age. Numerous little glaciers exhibit marginal moraines from the periods about the year 1850 and about the year 1920.

Résumé

Dans la région de la Hochalmspitze il y a une succession de nappes. L'unité la plus profonde est le gneiss ortho du dôme de Göss avec sa couverture de micaschistes à grenat. Au-dessus succède la nappe du gneiss tonalitique qui a une épaisseur de quelques 100 m. Au-dessus, s'étend la partie orientale du gneiss granitique de la Hochalm. L'âge de la genèse de cette tectonique en nappes n'est pas élucidé. L'auteur estime qu'il est Alpin.

Les migmatites du Grosser Hafner forment un synclinal en éventail entre le gneiss granitique de la Hochalm, au Sud et le gneiss granitique du dôme de Hölltor-Rotgülden, au Nord. La série de Silbereck est riche en dolomie, calcaire métamorphique et schistes calcaires. Elle est posée sur les parties N et E du dôme de Hölltor-Rotgülden, avec une discordance stratigraphique. L'âge stratigraphique de la série de Silbereck est probablement Permo-Mésozoïque. En conséquence, les plis de la série de Silbereck et le chevauchement de la nappe parautochthone de Mureck sur celle-ci, ont aussi un âge Alpin.

Les axes principales de plis ont la direction SE. Des plis transversaux avec des axes N-S sont fréquents. Les mouvements verticaux aux failles mylonitiques sont restreints. L'érosion intense est accompagnée par des glissements de terrain d'âge inter-, tardi- et post-glacial. Les nombreux petits glaciers montrent des moraines frontales des périodes autour de l'an 1850 et autour de l'an 1920.

1. Vorwort

Als zentrale Hafnergruppe wird hier der NE-Teil des Hochalm-Ankogel-Massivs mit dem Großen Hafner (3076 m), mit den Quellgebieten von Mur und Lieser und mit dem recht wilden und steilen mittleren Abschnitt des Maltatales zwischen Kölnbreinsperre und Schleierfall beschrieben.

Dieses Gebiet befindet sich im Bereich des Kartenblattes Muhr (156) der österreichischen Karte 1 : 50.000. Die geologische Neuaufnahme erfolgte durch den Verfasser in den Jahren 1960 bis 1980. Über die periphere Hafnergruppe wurde bereits berichtet (EXNER 1971 a).

Die vorliegende Abhandlung über die zentrale Hafnergruppe stellt die Fortsetzung dieses Werkes und zugleich den Abschluß der geologischen Neubearbeitung dar.

Inhaltlich behandelt die jetzt vorgelegte Beschreibung (1) eine feldgeologische und petrographische Gliederung des weiträumigen Gneisgebietes in Gneiskerne, Schieferzonen und Gneisdecken mit Berücksichtigung der technischen Großaufschlüsse des in den siebziger Jahren erbauten Malta-Kraftwerkes; (2) eine sehr detaillierte lithologische und tektonische Darstellung der wahrscheinlich mesozoischen („Permo-Trias“ und Bündnerschiefer) Schieferhülle des Hölltor-Rotgülden-Gneiskernes, also der sogenannten Silbereckserie („Silbereckscholle“, „Liesermulde“, „Silbereckmulde“, „Silbereck-Synform“). Dabei habe ich mit besonderem Eifer den W-Abschnitt (Silbereck bis Murtörl) neu im Maßstabe 1 : 10.000 geologisch kartiert, während der bereits vor dem II. Weltkriege von mir untersuchte E-Abschnitt (EXNER 1939, 1940) nur entsprechend wiederbearbeitet wurde, wobei der Lieserstollen des Malta-Kraftwerkes tektonische Überraschungen brachte; und (3) Angaben über alten Bergbau, Quartärgeologie, Geomorphologie und Aktuogeologie. Die Angaben beschränken sich auf die zentrale Hafnergruppe. Wiederholungen des bereits in der „Geologie der peripheren Hafnergruppe“ (1971 a) Dargestellten werden vermieden. Das Kapitel: „Geologische Übersicht der Hafnergruppe“ mit geologischer Übersichtskarte und mit Übersichtsprofilen möge dort (EXNER 1971 a, p. 6 bis 16, Tafel 1 bis 3) nachgelesen werden.

Die im Text genannten topographischen Bezeichnungen findet man auf der Österreichischen Karte 1 : 50.000 Blatt 156 Muhr (Ausgabe 1975) und teilweise auf der Österreichischen Karte 1 : 25.000 Blatt 156/1 Mosermannl (Ausgabe 1954). In Anführungszeichen gesetzte topographische Namen sind nicht in diesen, derzeit lieferbaren amtlichen Karten enthalten. Sie wurden den älteren österreichischen Kartenwerken, den Alpenvereinskarten oder sonstigen landesüblichen Traditionen entnommen.

Mein besonderer Dank gilt der Geologischen Bundesanstalt, in deren Auftrag ich die vor 45 Jahren mit jugendlichem Enthusiasmus begonnenen Studien in der Hafnergruppe, nunmehr als auswärtiger Mitarbeiter dieser Anstalt durch planmäßige geologische Kartierung und Petrographie zum Abschluß bringen konnte. Meiner Frau Gertha EXNER, die mich in den letzten 20 Jahren in der Hafnergruppe begleitete, gebührt herzlicher Dank für beständiges Fördern zäher geologischer Arbeit.

In den letzten Jahren während des Kraftwerkbaues Malta erfreute ich mich wertvoller Anregungen durch die Herren Prof. Dr. E. CLAR und Dr. W. DEMMER. Der Vorstand der Österreichischen Draukraftwerke A.G. gestattete den Zutritt zu den Baustellen. Führungen an den Baustellen danke ich Herrn Dr. W. DEMMER, Herrn Dr. H. HALBMAYER und Herrn Dr. K. L. LIEGLER. Herr Dr. F. H. UCİK stellte seine Sammlung von Gesteinsproben mit Dünnschliffen zur Verfügung. Die von mir im Jahre 1959 aufgefundene Transgressions-Diskordanz östlich des Unteren Rotgüldensees durfte ich im Laufe der Jahre im Gelände vorzeigen und diskutieren mit den Herren Kollegen J. RODGERS (1959), A. BIANCHI und Giamb. DAL PIAZ (1960), W. MEDWENITSCH (1963), A. TOLLMANN und W. FRISCH (1974). Die Jagdherren im Melnikkar und im Moritzental gewährten Gastfreundschaft in ihren Jagdhütten. Ihnen allen und den nicht namentlich angeführten Kollegen mein ergebenster Dank!

Der folgende Text hat hauptsächlich analytischen Charakter und beschränkt sich zumeist auf die Mitteilung von Beobachtungen im Gelände und am Mikroskop. Vielleicht wird in Zukunft noch einmal Gelegenheit sein, die Theorie (Stratigraphie ohne Fossilien,

Entzifferung der Polymetamorphose in Migmatiten, zeitliche Einordnung alpiner Querstrukturen, geologische Interpretation radiometrischer Daten, Plattentektonik usw.) weiterzutreiben und auf die diesbezüglichen Hypothesen im derzeitigen geologischen Schrifttum über die Hohen Tauern einzugehen.

2. Das Gneisgebiet des Hochalm-Ankogel-Massives unter der Silbereckserie

Dieses „Massiv“ der alten Geologen gliedert sich in Orthogneiskerne, die in nicht erschlossene Teufen fortsetzen (quasi-autochthon), trennende Migmatit-Schieferzonen und Gneisdecken. Eigentümlich ist diesem Massiv die verhältnismäßig flache Struktur der Gneiskerne (Dome), mancher sie bedeckenden sedimentogenen Schieferzonen und der diese überlagernden Gneisdecken. Der quasi-autochthone Hochalm-Gneiskern setzt nach E in einen deckenförmigen Körper fort (Hochalm-Gneislamelle), der von Granatglimmerschiefern, Tonalitgneisdecke und vom Gneisdom des Göß-Kernes unterlagert wird. Den letzten Beweis für diese Tatsache hat der Maltastollen (Abb. 3) erbracht.

Neben den herrschenden SE-streichenden Faltenachsen prägen auch um N-S streichende Faltenachsen das Bewegungsbild, so daß eine Darstellung der Gesamttektonik mittels Projektion auf nur eine Ebene (tektonische ac-Fläche) nicht möglich ist und nur jeweils für Teilbereiche angewendet werden kann. Diesem Prinzip folgen die der vorliegenden Arbeit beigegebenen geologischen Vertikalprofile.

Durch die Erkenntnis der triklinen Symmetrie des dreidimensionalen Bewegungsbildes der tektonischen Teilkörper des Hochalm-Ankogel-Massives stellt sich dessen Bauplan als etwas komplizierter dar als unser verewigter Lehrmeister Leopold KÖBER unter Annahme einer etwa E-W streichenden Faltenachse und Projektion der Strukturen auf N-S gezeichnete Parallelprofile (Ankogeldecke und zweigeteilte Hochalmdecke) vermutete. Im Grunde hat er jedoch Recht gehabt und war seinen Zeitgenossen weit vorangeeilt, indem er dieses anscheinend sperrige Massiv in während der Gebirgsbildung hochmobile Teilkörper und Decken aufzulösen versuchte.

Wir unterscheiden heute im Bereich des östlichen Hochalm-Ankogel-Massivs von außen nach innen:

- Matrei-Katschberg-Tauernnordrahmen-Zone
- Deckensystem der Oberen Schieferhülle
 - Periphere Schieferhülle („permo-mesozoisch“)
 - Grundgebirgsreste (Storz- und Kareckserie)
- Quasi-Autochthon und Parautochthone Decken
 - Mureck-Gneisdecke
 - Silbereckserie („permo-mesozoisch“)
 - Hölltor-Rotgülden-Gneiskern
 - Hafner-Migmatitserie
 - Hochalm-Gneiskern und Hochalm-Gneislamelle
 - Granatglimmerschiefer und Migmatit der Findelserie
 - Tonalitgneisdecke
 - Granatglimmerschiefer der Draxelserie

Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes Göß-Gneiskern.

Die wesentliche geologische Interpretation besteht darin, daß die großen Orthogneiskerne (Hölltor-Rotgülden, Hochalm, Göß und Rauriser Sonnblick) nicht übereinander, sondern nebeneinander liegen und ursprünglich wahrscheinlich einem mehr oder weniger zusammenhängenden variszischen (karbonen) Batholithen angehörten.

Dieser besaß eine basische Randfazies und ein Migmatitdach. Darüber transgredierte marine Sedimente. Im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung wurden Späne des Granits (z. B. Mureck-Gneisdecke), Späne der basischen Randfazies (z. B. Tonalitgneisdecke) und Späne des Migmatitdaches (z. B. teilweise die Hafner-Migmatitserie) abgeschert, tangential transportiert und zu Decken umgeformt. Gleichzeitig wurden die marinen Transgressions-sedimente gefaltet und als Deckenscheider zwischen die Gneisdecken eingezwängt, teilweise aus ihrem Zusammenhang gelöst, lokal abgeschert und an anderen Stellen mächtig angeschopt.

Für die Sedimente der Silbereckserie kann permo-mesozoisches Alter per analogiam zu fossilführenden Serien mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden. Für die eintönigen Granatglimmerschiefer mit Graphitquarzitlagen der übrigen Sedimentserien (Findel- und Draxelserie) ist das stratigraphische Alter ungewiß. Es gibt hier zwei Interpretationsmöglichkeiten:

(1) Jungpaläozoisches Sedimentationsalter (Oberkarbon bis Perm). Die Sedimente sind eindeutig jünger als der Granitbatholith. Sie transgredieren über sein altes Dach. Jedoch wurden sie noch von späten magmatischen Nachschüben (Aplitintrusionen) erreicht.

(2) Jungpaläozoisches und mesozoisches Sedimentationsalter. In den Granatglimmerschiefern verbergen sich auch Bündnerschiefer (Jura bis Kreide). Lithologisch gleichen die kalkfreien Bündnerschiefer der südöstlichen Silbereckserie den Granatglimmerschiefern der Findel- und Draxelserie. Die Aplitintrusionen in diesen haben zumindest teilweise alpidisches Alter.

Das Problem ist ungelöst. Ich nenne es „das Problem der stratigraphischen Zuordnung der zentralen Schieferhülle“. Als zentrale Schieferhülle bezeichne ich Glimmerschiefer-serien im zentralen Teil der östlichen Hohen Tauern wie Findel- und Draxelserie und ihre Analoga im Gasteinergebiet (z. B. Seebach- und Woiskenschiefer).

Das Problem enthält auch eine petrologische Komponente. Entscheidet man sich nämlich für die Interpretation (2), so kommt man nicht umhin, aplitische Stoffmobilisation auch während der alpidischen Orogenese im metamorphen Starkwirkungsbereich der zentralen Hochalm-Ankogelgruppe für möglich zu erachten. Ich muß gestehen, daß ich selbst der Interpretation (2) zuneige.

Über das Quasi-Autochthon und die Parautochthonen Decken wurde aus einem weiter im S befindlichen Raum (südpenninischer Trog, Fortsetzung des Piemontese-Troges der Westalpen) das Deckensystem der Oberen Schieferhülle mit N-Vergenz aufgeschoben. Darüber wurde das komplizierte tektonische Schuppenpaket der Matrei-Katschberg-Tauernnordrahmenzone tangential nach N transportiert. Darüber folgen die Ostalpinen Decken.

Der folgende Text bringt die Beschreibung der tektonischen Teile der zentralen Hafnergruppe von S (innen) nach N (außen). Dabei sei darauf hingewiesen, daß sich der Göß-Kern südlich und westlich von Kartenblatt Muhr befindet. Wir haben ihm und seinen Randzonen unlängst eine eigene Monographie gewidmet (EXNER 1980). Ohne die dort

gebrachten Darlegungen zu wiederholen, wollen wir sogleich mit der Detailbeschreibung jenes Teiles seiner Randserien, der sich auf Kartenblatt Muhr befindet, beginnen.

2.1. Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes

Die prachtvollen Bändergneise an den Straßenanschnitten der neuen Maltastraße von der Maut bei der Unteren Faller Alm zur Gmünder Hütte und bis zu den Kehrentunnels ober dem Klammfall sind das erste faszinierende petrologische Großphänomen, das den staunenden Geologen beim südlichen Eintritt in unsere Gebirgsgruppe empfängt.

Tektonisch bilden sie die nördliche Fortsetzung der Bändergneise und Amphibolite des Reißbecks, also der Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes (EXNER 1980, p. 356-359). Auf Blatt Muhr streichen sie aus dem Gößtal (südlich von Hochalmscharte und Schmiednock) östlich um den Draxelnock herum in das Maltatal. Hier folgen sie einer sekundären WNW streichenden Aufwölbung (Maltatal-Antiklinale). Erst bei der Unteren



Abb. 1: Gefalteter biotitreicher Bändergneis mit Aplitlagen in Felswand senkrecht zur Faltenachse, die N 75 E / horizontal streicht. Die dünnen Aplitlagen zeigen mehr Kleinfalten als die dicken (Regel der Stauchfaltengröße nach SANDER). Aus Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes. SH. 1380 m an der ehemaligen Maltatalstraße an der Steilstufe nördlich Klammfall.

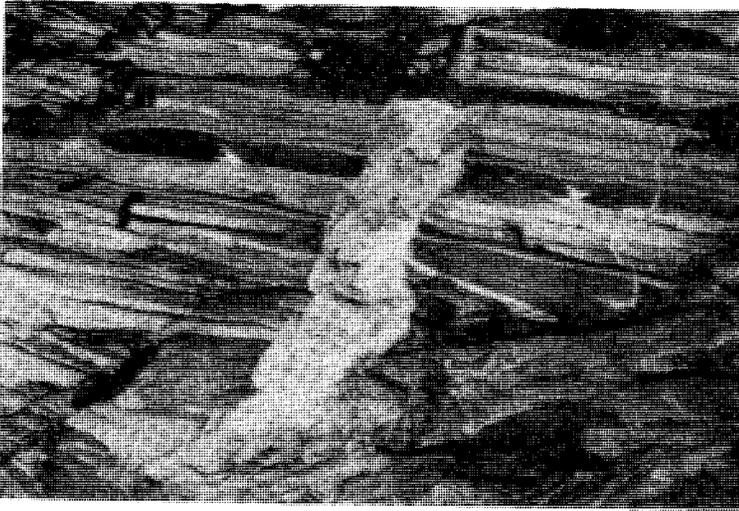


Abb. 2: Bändermigmatit mit teilweise boudiniertem Amphibolit-Paläosom und mit Aplitgneis-Neosom. Diskordanter Pegmatitgang. SH. 1140 m im Felsbett des Melnikbaches im Reutner Graben. Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes. Länge des Hammerstieles beträgt 45 cm.

Aichholzer Alm tauchen sie taleinwärts unter die höheren tektonischen Elemente (Draxelserie und Tonalitgneisdecke) unter. Die Maltatal-Antiklinale ist durch WNW streichende Faltenachsen gekennzeichnet. Sie liegen im Bereich südöstlich der Gmünder Hütte horizontal und neigen sich taleinwärts nach WNW und talauswärts nach ESE. Somit bilden die Bändergneise ein Halbfenster längs des Maltatales am S-Rand von Blatt Muhr.

Die tautozonar um die genannte WNW streichende Faltenachse rotierenden s-Flächen der Bändergneise fallen nach N. Sie stehen aber auch vertikal und aberrant S-fallend. Das Maltatal hat hier den Charakter eines Antiklinaltales.

Durch die sekundäre Aufwölbung und Walztektonik im Maltatal kommt es zu einer tektonischen Anschoppung der Bändergneise bis 700 m Mächtigkeit (im Melnik- und Merztal). Die primäre Mächtigkeit dürfte nur wenige 100 m betragen (Gößtal, Reißbeck).

Es handelt sich hauptsächlich um migmatische Bändergneise (Abb. 1 und 2) mit Faltenamplituden von cm bis 10 m, rotierend um die Faltenachse der Malta-Walze und des Gößtales. Eingeschaltet sind Boudins von Amphibolit und kleine quarzdioritische, granodioritische, granitische und aplitgranitische Gneiskörper. Schollen-, Ader- und Nebelmigmatite (Nebulite) kommen ebenfalls vor. Teils mitgefaltete, teils quer durchschlagende Aplitte und Pegmatite sind häufig.

Selten beobachtet man polyachsiale Faltenüberprägung wie z. B. am Touristensteig (alte, in den Fels gehauene Straße) 20 m nördlich des Blauen Tumpfes mit den sich überkreuzenden Faltenachsen, die N 80 E und N 25–35 E streichen.

Die Petrographie entspricht derjenigen in der südöstlichen Fortsetzung dieser Migmatitserie im Gößtal und in der Reißbeckgruppe (EXNER 1980, p. 356–357). Auch im Maltatal bestehen die Bändergneise vorwiegend aus Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneisen ohne Knaf und

mit verhältnismäßig wenigen und kleinen Hellglimmern. Die Kristallisation der Gemengteile überdauerte zumeist die Gesteinsdeformation.

Mikroskopisch untersucht wurden 2 Proben vom Felsen über dem Kehrentunnel der Maltastraße beim Klammfall. Dort handelt es sich um Biotit-Hellglimmer-Oligoklas-Quarz-Bändergneis. Der Oligoklas zeigt 19 % An (Messung von 3 Körnern annähernd senkrecht X), Plag III, II, I, Fülle A, B und ungefüllt. Stellenweise inverser Zonenbau und aggressive Quarzgewächse. Epidot-Aggregate erweisen sich hier als Pseudomorphosen mit wohl erhaltenen Formrelikten nach Granat. Der Kern der Pseudomorphosen besteht aus Chlorit und die Hülle aus Epidot. Nicht umgewandelter Granat gleicher Form und Größe blieb als Einschluß im Oligoklas erhalten (gepanzertes Relikt). Ferner: Chlorit, Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon und Opazit.

In Hornblende-führendem Biotit-Oligoklas-Quarz-Bändergneis, SH. 1170 m am Güterweg südwestlich Hochsteg zur Oberen Faller Alm fehlen Knaf und Hellglimmer. Der Oligoklas ist in Form großer Plag III – Rundlinge mit Fülle D oder ungefüllt und mit aggressiven Quarzgewächsen entwickelt. Er zeigt normalen Zonenbau mit Kern 29% und Hülle 22% An (Messung annähernd senkrecht X).

In den obersten Partien der Bändergneise, nahe der zentralen Schieferhülle, treten Biotit-Oligoklas-Quarz-Schiefer auf. Eine solche Lage im Bändergneis, 30 m südöstlich der Oberen Aichholzer Alm, besitzt Plag II- und I-Rundlinge mit ebenfalls normalem Zonenbau: Kern 31%, Hülle 25% An. Fülle C und B und ungefüllt. Wiederum fehlt Knaf. Accessoria: Der Hellglimmer ist auf winzige Flitter im Oligoklas beschränkt. Ferner: Granat, Epidot, Apatit, Titanit und Zirkon.

Das mehrere cm dicke, farblose Neosom eines Biotit-Oligoklas-Quarz-Bändergneises am Melnik-Güterweg, nnö. der Unteren Veidlbauer Alm enthält in geringen Mengen Knaf und Myrmekit. Ferner: Orthit mit Epidotsaum, Epidot, Chlorit, Titanit, Apatit und Opazit. Der Hellglimmer ist auf die Oligoklas-Fülle beschränkt. Der Oligoklas zeigt inversen Zonenbau, Plag III, II, I und Füllungstyp C und B.

Bis 20 cm dicke Aplite (z. B. in SH. 1345 m am Güterweg vom Gmünderhütten Steg zur Annemann Alm) und 80 cm dicke Pegmatite (z. B. felsiges Bachbett im Reutner Graben) setzen stellenweise als messerscharf begrenzte Gänge quer durch den Faltenbau der Bändergneise durch. Sie sind sicher jünger als dieser Faltenbau. Die Pegmatite führen 8 cm großen Knaf und bis zu 5 cm lange Biotitleisten (z. B. in SH. 1140 m am Güterweg südwestlich Hochsteg zur Oberen Faller Alm).

2.2. Granatglimmerschiefer der Draxelserie

Über der Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes liegen örtlich Granatglimmerschiefer, die ich nach ihrem Vorkommen am Draxelnock als Draxelserie bezeichne. Sie enthalten Bänke von Graphitquarzit. Die Granatglimmerschiefer zeigen stellenweise aplitische Intrusionen und Migmatite, jedoch in beschränkterem Ausmaß als die Gesteine des Alten Daches. Deshalb möchte ich das Edukt der Draxelserie als Tone und Sande interpretieren, die erst nach der Intrusion des Göß-Plutons abgelagert wurden. Die lokalen Aplitintrusionen und Migmatite in der Draxelserie dürften späteren Stoffmobilisationen entsprechen (spätvariszisch oder alpidisch). Das sedimentäre Alter des Eduktes der Draxelserie möchte ich als jungpaläozoisch oder jünger (? Bündnerschiefer) einstufen. Dabei handelt es sich um das ungelöste Problem der zentralen Schieferhülle (Fehlen von „Trias“ und Kalkschiefern).

Figur 1

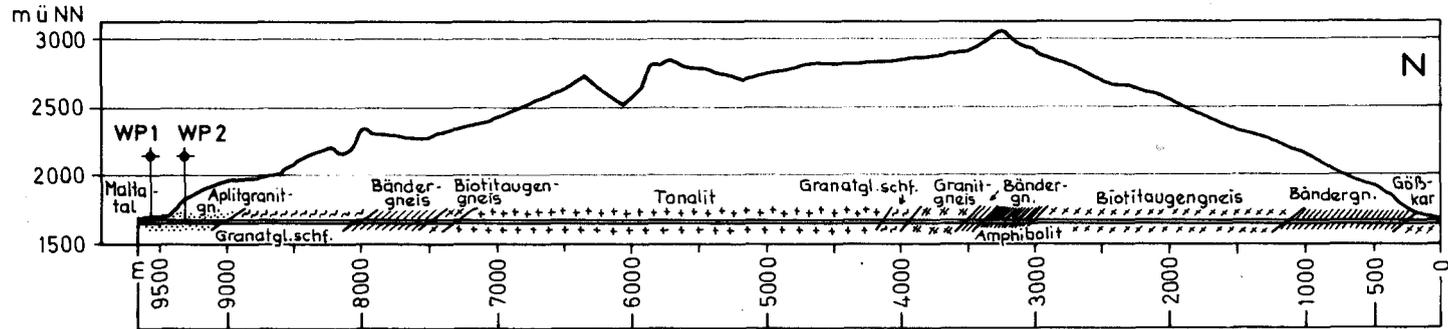
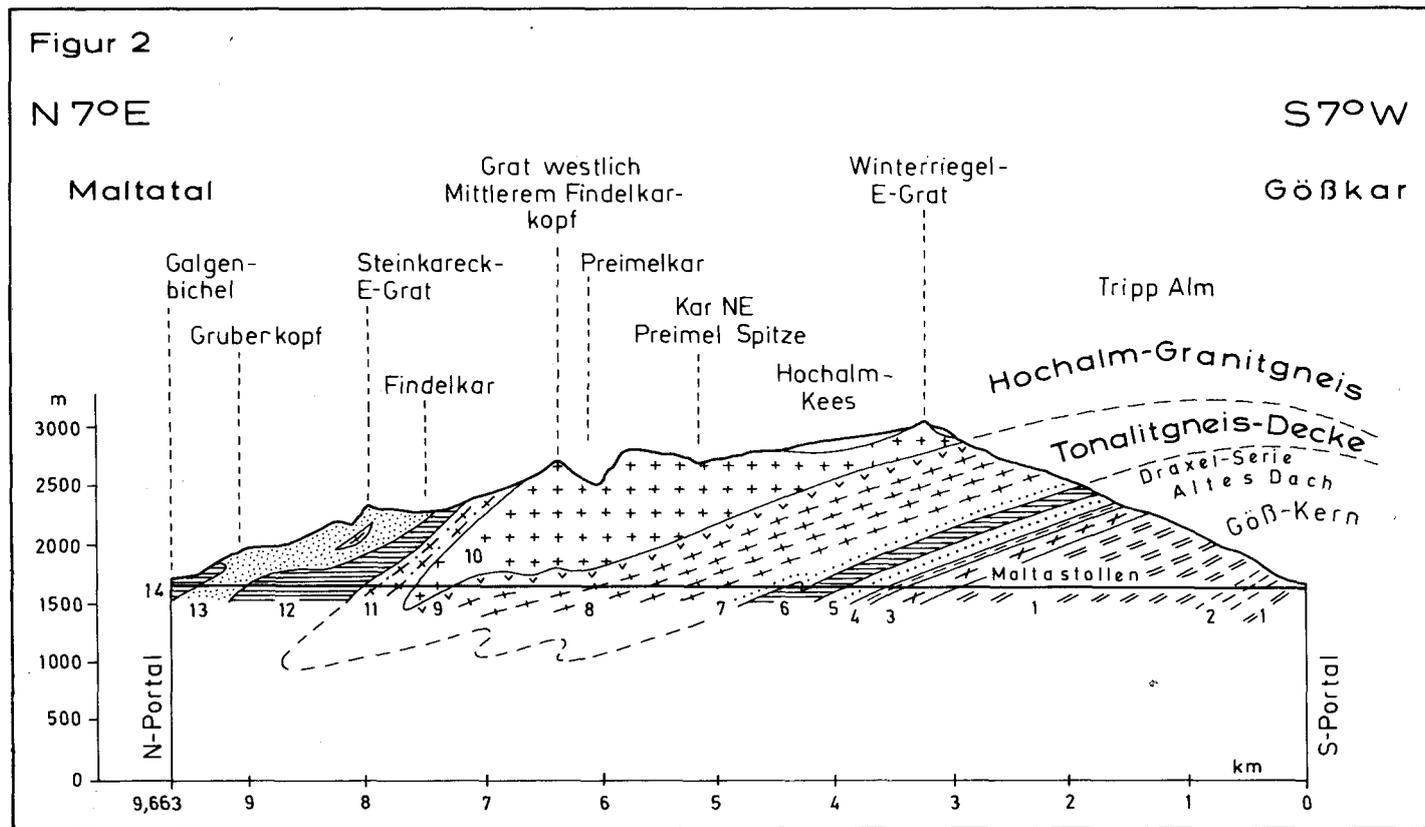


Abb. 3: Profil des Maltastollens unter dem E-Teil des Gebirgsstockes der Hochalm Spitze.

Fig. 1: Vereinfachtes geologisches Profil im Stollen auf Grund der Detailaufnahme durch W. DEMMER. Unveränderte Wiedergabe der Publikation von W. DEMMER (1971) ohne seine stollenbautechnischen Eintragungen, welche den eigentlichen Hauptgegenstand seiner Publikation bildeten.

Fig. 2: Geologische Interpretation von Ch. EXNER auf Grund gemeinsamer Befahrung des Stollens unter Führung von Herrn Dr. W. DEMMER, petrographischer Bearbeitung der damals im Stollen geschlagenen Gesteinsproben und geologischer Kartierung der Oberfläche des Gebirges. Nur der S-Teil des Profiles liefert das charakteristische Bewegungsbild annähernd senkrecht zur Faltenachse (tektonische ac-Fläche). Der N-Teil des Profiles ist ein schleiender Schnitt im spitzen Winkel oder annähernd parallel zur Faltenachse (tektonische bc-Fläche).

Erläuterung der Signaturen mit Angabe der Stollenstationen in Metern (Interpretation von Ch. EXNER): 1 = Granodiorit- und Granitgneis des Göß-Kernes (Meter 0–2900) mit Zwischenlagen von Bändergneis (2). 3 = Amphibolit im Alten Dach des Göß-Kernes (Meter 2900–3400). 4 = Bändergneis im Alten Dach des Göß-Kernes (Meter 3400–3500). 5 = Aplitgneis mit Lagen und Schollen von Amphibolit. Migmatit im Alten Dach des Göß Kernes (Meter 3500–3980). 6 = Granatglimmerschiefer der Draxel-Serie, zusammen mit Granatquarzit und Gneislagen (Meter 3980–4198). 7 = Mittelkörniger leukokrater Granitgneis und Bändergneis an der Basis der Tonalitgneisdecke (Meter 4198–4206). 8 = Tonalitgneis der Tonalitgneisdecke. Meter 4206–4236 und 4300–7260. Eine kleine sekundäre Auftragung von Granatglimmerschiefer befindet sich an der Basis der Tonalitgneisdecke (Meter 4236–4300). 9 = Tonalit- und Granodioritgneis mit Übergängen zu Granitgneis. Oberste Lage der Tonalitgneisdecke (Meter 7260–7320). 10 = Grobkörniger Hochalm-Granitgneis (Meter 7320–7500). 11 = Stirnzone der Tonalitgneisdecke (Meter 7500–8010). Lamellen von Tonalitgneis (Meter 7500) und Granodioritgneis (Meter 7840–7890) der Tonalitgneisdecke wechsellagern mit migmatischen Bändergneisen der Findel-Serie. Diese enthalten Linsen von mittelkörnigem Granitgneis der Randzone des Hochalm-Kernes (Meter 7615–7635). 12 = Granatglimmerschiefer und Biotit-Chlorit-Schiefer der Findel-Serie (Meter 8010–9020) mit Lagen von Quarzit, migmatischem Bändergneis, Augengranitgneis, Aplitgneis und Pegmatit. 13 = Aplit- und Granitgneis (Meter 9020–9500) mit Lagen von Bändergneis. Randzone des Hochalm-Kernes zur Findel-Serie. 14 = Bändergneis und Granatglimmerschiefer der Findel-Serie (Meter 9500–9663).



Die Draxelserie bildet also einen Teil der zentralen Schieferhülle der östlichen Hohen Tauern, und zwar die Schieferhülle des Göß-Domes.

Das geologische Kartenbild der Draxelserie im Bereich von Blatt Muhr wurde im wesentlichen bereits richtig von ANGEL & STABER (1942, 1952) dargestellt. Parallel zum S-Rand des Kartenblattes Muhr zieht das Granatglimmerschieferband in den Felswänden des Gößtales von südlich der Kleinen Hochalmspitze zum Draxelnock. Überlagert wird der Granatglimmerschiefer von der Tonalitgneisdecke. Unter dieser bildet er das Fenster bei dem Mittleren und Unteren Hochalmsee. Vom Draxelnock zieht der Granatglimmerschiefer als breites Band in nördlicher Richtung zum Hochalmbach, wobei sich zwischen Granatglimmerschiefer und Tonalitgneisdecke auch Bändergneise des Alten Daches des Göß-Kernes zwischenschalten (wahrscheinlich sekundäre Tektonik). Dann ist Granatglimmerschiefer innerhalb der hangenden Partien dieser Bändergneise bei der Oberen Aichholzer Alm (früher: Preimel Alm) aufgeschlossen. Das fehlende Verbindungsstück zwischen Hochalmbach und Oberer Aichholzer Alm liegt längs des bergsturzbedeckten Gesimses östlich Dürriegel verborgen.

Nördlich des Maltaflusses fehlen auf Blatt Muhr die Granatglimmerschiefer der Draxelserie. Sie treten wieder auf Blatt Spittal/ Drau beiderseits der Malta und im Göß- und Radltal auf (EXNER 1980, p. 359-361). Neue Aufschlüsse der Granatglimmerschiefer der Draxelserie auf Blatt Muhr lieferten der Maltastollen (Abb. 3) bei den Stationen 3950–4206 und 4236–4300 m sowie die Güterwege zur Bachfassung des Hochalmbaches.

2.2.1. Feldgeologische Notizen

Der Granatglimmerschiefer der Draxelserie bildet im Bereich des Kartenblattes Muhr eine flach N geneigte Gesteinslage (Tafel 1) mit flach nach NE und ENE geneigter Achse der Kleinfalten und Mineralelongation. Am Draxelnock gibt es eine jüngere N-S Achse, am W-Ende des Malta-Halbfensters eine N 65 E streichende phyllonitische Lineation, der auch die jungen Quarzknuern folgen (Weg zur Oberen Aichholzer Alm).

Graphitquarzite sind dem Granatglimmerschiefer südlich der Kleinen Hochalmspitze und am N-Ufer des Mittleren Hochalmsees eingelagert.

Im Maltastollen enthält der Granatglimmerschiefer örtlich 2,5 cm große Kalzitblasten (Station 3950 m) sowie 1 cm dicke Epidositlagen und quer durchschlagende, 3 mm dicke Kalzitgängchen (Station 2244 m). Ob diese spärliche Karbonatführung primär-sedimentogener Natur ist (? Bündnerschiefer), oder nur sekundäre Stoffmobilisation im Zuge des metamorphen Lösungsumsatzes darstellt, bleibt ungewiß. Da obertags keine Karbonatführung beobachtet wurde, ist die zuletzt genannte Interpretation wahrscheinlicher.

Am Mittleren Hochalmsee beträgt die Mächtigkeit des Granatglimmerschiefers 70 m. Die Aufschlüsse sind hier besonders gut (glazial gehobelte Rundbuckel). Neben Graphitquarzit treten graphitische Schiefer auf. Stellenweise sieht man, daß der Granatglimmerschiefer aplitisch-pegmatitisch durchtränkt wird. Es stellen sich Aplitgneislagen ein. Pegmatitische Partien erzeugen im Granatglimmerschiefer Feldspat-Augen und 2 cm große Hellglimmer.

An der Draxelnock-N-Flanke und im Hinterkar beträgt die Mächtigkeit des Granatglimmerschiefers ca. 150 m (tektonische Anschoppung). Granatführender Aplitgneis ist ihm am Grat des Draxelnockes eingeschaltet. Quarzitlagen enthält der Granatglimmerschiefer der Felsplatten des Hinterkares in SH. 2190 m.

Westlich der Annemann Alm schaltet sich zwischen den Granatglimmerschiefer und den Tonalitgneis eine Lage von Bändergneis ein, die auch im Tal des Hochalmbaches anhält. An der Bergrippe nördlich P. 1833 zwischen Annemann Alm und Hochalmbach beträgt die Mächtigkeit des Granatglimmerschiefers ca. 100 m. Prächtige kontinuierliche Aufschlüsse befinden sich längs der die Felsrippe querenden Güterwege in SH. 1480 m und 1560 m und im Tal des Hochalmbaches (SH. 1660 bis 1760 m).

Das nördlichste Vorkommen des Granatglimmerschiefers der Draxelserie ist nur einige mm mächtig und befindet sich isoliert innerhalb der Bändergneise in SH. 1580 m am Steig von der Unteren zur Oberen Aichholzer Alm.

2.2.2. Petrographie

Der Granatglimmerschiefer ist mittel- bis grobschuppig entwickelt, zeigt graue Farbe, einige mm große Granate und Schuppen von mm-großen Biotiten, Hellglimmern und stellenweise Chloriten. Die farblosen Gemengteile sind mit freiem Auge kaum gliederbar. Es handelt sich um Quarz und Oligoklas. In den grobkörnigen Typen erreichen die Granate und Glimmer häufig 1 cm Durchmesser (Draxelnock, Bergkante nördlich P. 1833, Steig zur Oberen Aichholzer Alm).

Mikroskopisch untersucht wurden 6 Proben von folgenden Fundorten: (1) Maltastollen Station 4080 m. (2) N-Ufer des Mittleren Hochalmsees. (3) Draxelnock-N-Flanke. (4 und 5) SH. 1475 m am Güterweg in Felsrippe nördlich P. 1833. (6) SH. 1580 m am Steig zur Oberen Aichholzer Alm. Mineralbestand (Hauptgemengteile kursiv): *Gra + Bio + Hgl + Chlo + Oligoklas + Qu + Op + Zi ± Ru ± Ap ± Epi*.

Granat zeigt stets Einschlüsse von Opazit (unverlegte und verlegte Einschlußzüge, auch zonare Einschlußbrünge) und ist stellenweise poikiloblastisch mit Einschlüssen von Opazit, Biotit und Quarz entwickelt. Biotit (hellgelb bis rehbraun, selten rotbraun) und Hellglimmer zeigen hauptsächlich postkinematische Kristallisation und häufig auch Querglimmer. Chlorit: Hauptsächlich sekundär nach Biotit und als teilweise radialstrahlige Neubildung. Der Granat ist meist nicht chloritisiert. Oligoklas (Messungen senkrecht X: 23% und 17% An; selten inverszonal mit Kern 12% und Hülle 29% An) ist hauptsächlich als füllungsfreier xenomorpher Plag III – Blast entwickelt. Daneben auch die Typen Plag II und I. Einschlüsse der übrigen Gemengteile in unverlegten Einschlußzügen (Typus des Rollo-Plagioklases). Auch große amöbenförmige Poikiloblasten kommen vor. Quarz: Xenomorph. Seltene aggressive Quarzgewächse in Plag.

Erwähnenswert sind fragliche Pseudomorphosen nach Staurolith in Probe 3 (Draxelnock-N-Flanke). Megaskopisch sind graugüne Stengel parallel s, 5 mm lang und 1 mm breit, erkennbar. Unter dem Mikroskop handelt es sich um prismatisch begrenzte Aggregate winziger Blättchen von Hellglimmer und Chlorit.

Zusätzlich wurden folgende Gesteinstypen der Draxelserie untersucht:

Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer aus dem Maltastollen, Station 3980 m, weist grüne Farbe, 5 mm große grüne Granatpseudomorphosen (Chlorit), Feinfältelung und 8 mm große unverletzte Hellglimmer (Neubildung) auf.

Unter dem Mikroskop: Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat. Granatreste im Kern der Pseudomorphosen vereinzelt noch erhalten. Biotit ist zum größten Teil chloritisiert. Massenhaft Chlorit. Quarz. Viel Hellglimmer (große Blasten, auch Quer-Hellglimmer). Ferner: Opazit und Apatit. Es fehlt Feldspat, der wohl der Muskovit des Gesteins zum Opfer gefallen ist.

Granatglimmerschiefer mit 2,3 cm großen Kalzit-Blasten (Maltastollen, Station 3950 m) zeigt grobblättrige Entwicklung, Kleinfaltung und ist feldspatfrei.

Granat bildet große Blasten mit Einschlüssen von Opazit, Biotit und Quarz. Biotit (hellgelb bis grünbaun): Große Blasten mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Hellglimmer führt in großen Blasten bemerkenswerter Weise unverlegte helizitische Einschlußzüge von Epidot und zeigt einschlußfreien Randsaum. Chlorit: Sekundär nach Granat und Biotit. Quarz. Ferner: Opazit, Rutil und Epidot.

Epidotreicher Granatglimmerschiefer mit Kalzitgängen (Maltastollen, Station 4080 m) ist ein stark deformiertes Gestein mit Quarzknuern und 2 bis 5 mm dicken, gelbgrünen Epidositlagen. Folgender mikroskopischer Mineralbestand:

Gra + Bio + Hgl + Chlo + Oligoklas + Epi + Qu + Op + Ru + Ap + Zi.

Granat ist linsenförmig deformiert und zeigt unverlegte und verlegte Einschlußzüge von Opazit, Biotit und Quarz. Biotit (hellgelb bis rotbraun). Hellglimmer. Chlorit: Sekundär nach Biotit. Oligoklas: Plag III. Xenomorphe Großindividuen. Poikiloblasten. Fülle A. Epidot bildet Säulchen von 0,05 mm Länge, die lagenförmig aggregiert sind. Quarz: Neben den gewöhnlichen xenomorphen Körnern des Gesteinsgewebes kommen korrodierte Quarzeinschlüsse im Oligoklas sowie auch aggressive Quarzgewächse in demselben vor.

Biotit und Hellglimmer führender Graphitquarzit. Fundort: N-Ufer des Mittleren Hochalmsees. Das aus Quarz und Opazit (kohlige Substanz) bestehende dunkelgraue Gestein führt große Blasten von Biotit. Der Hellglimmer bleibt in der Regel kleiner. Beide führen Einschlußzüge von Opazit. Accessoria: Granat und Apatit. Es fehlt Feldspat.

2.3. Tonalitgneisdecke

Ein recht eigenartiger geologischer Körper bildet die nächst höhere Gesteinslage im Maltatal-Halbfenster. Es ist ein verhältnismäßig biotit- und plagioklasreicher Orthogneis. Es fehlt ihm zwar die Hornblende. Doch kann man ihn auch heute noch, den älteren Autoren folgend, als Tonalitgneis im weiteren Sinne (im Gegensatz zum „Tonalitgneis im engeren Sinne“ vom Typus Adamello und Karawanken) bezeichnen.

Früher wurde der Tonalitgneis des Malta- und Gößtales der Hochalmdecke zugerechnet. Im Zuge der geologischen Feldaufnahmen und im N-Abschnitt des Maltastollens wurden neuerdings jedoch Granatglimmerschiefer (Findelserie) zwischen Tonalitgneis und überlagerndem Granitgneis der Hochalmdecke als örtlich recht beschränkte Vorkommen aufgefunden. Von einem schön kontinuierlich durchlaufenden sedimentogenen Deckenscheider zwischen Tonalitgneis unten und Hochalm-Granitgneis oben kann zwar nicht die Rede sein. Aber unverkennbar bildet der Tonalitgneis längs des E-Randes des Hochalm-Kernes eine in S-N Richtung 15 km lang aufgeschlossene, meiste mehrere 100 m mächtige Gesteinsbank, die den Hochalm-Kern gegen W unterteuft und örtlich durch Granatglimmerschiefer von diesem geschieden wird. Allerdings ist die Hangendgrenze des Tonalitgneises zum überlagernden Hochalm-Granitgneis mitunter recht unscharf. Es gibt petrographische Übergänge und es kommen kleinere tonalitische Gesteinspartien stellenweise auch im Hochalm-Granitgneis und in den Hafnermigmatiten vor.

Die geologische Übersichtskarte der Ankogel-Hochalmgruppe (EXNER 1979, p. 15) zeigt die Verbreitung der gesamten Tonalitgneisdecke. Ihre außerhalb von Kartenblatt Muhr befindlichen Teile, besonders ihr lammellenförmiges Auslaufen nach E wurden unlängst beschrieben (EXNER 1980, p. 361-364).

Auf dem Kartenblatt Muhr zieht der Tonalitgneis von der linken unteren Blattecke (Winterleitengrat, Vordere Schwarze Schneid, Tullnock, Schmiednock, Gamsnock) ins felsige Hochalmkar. Dort baut er die weiten Karttreppen rund um den prächtigen Oberen Hochalmsee, die Villacher Hütte und längs der rechten Seitenmoräne des Hochalmkeeses auf. Seine Mächtigkeit beträgt hier 700 m. Die Faltenachsen streichen WNW. Er fällt nördlich ein. Als einheitlicher Gesteinskörper mit geringfügigen Variationen bezüglich fehlendem, niedrigerem oder höherem Kalifeldspat-Gehalt (Quarzdiorit, Tonalit, Granodiorit) wird er vom Maltastollen längs 3 km langer Strecke (Station 4206–7260 m) durchörtert. Die kontinuierlichen Felsaufschlüsse obertags lassen die niemals fehlenden Scharen basischer Fische, die parallel zur Mineralelongation und Faltenachse des Tonalitgneises gestreckt sind, das reiche Ganggefüge an konkordanten und diskordanten Apliten, Pegmatiten und Gangquarz sowie jüngere Faltenüberprägungen (N-S Achsen) und junge Scherzonen (phyllonitisierter Tonalitgneis) erkennen.

Dem Halbfenster entsprechend, flach nördlich eintauchend, zieht dann der Tonalitgneis im Halbrund um das mittlere Maltatal, wobei er im Abschnitt zwischen Unterer Aichholzer und Wastlbauer Alm die mehrere 100 m hohen Steilwände des Trogtales aufbaut. Über der Malta ist er schwach gewölbt (sekundäre Malta-Antiklinale, Tafel 1). Regional taucht er am „Galgenbichl“ (Talstufe des Maltatales mit Staudamm nordwestlich Wastlbauer Alm) unter den Granatglimmerschiefer der Findelserie und unter den Granitgneis des Hochalm-Kernes. Im einzelnen sind die tektonischen Verhältnisse am N-Rand des Malta-Halbfensters komplizierter (Stirnwalzen der Tonalitgneisdecke und Auftreten kleiner Tonalitgneiskörper in Hochalm-Kern und Hafner-Migmatiten). Vorzügliche Aufschlüsse im Tonalitgneis mit den basischen Fischen und Ganggefüge haben die Felssprengungen längs der Maltastraße und längs der Güterwege zu den Fassungen der Nebenbäche erbracht. Die komplizierte Verfingerung von Tonalitgneis und Hochalmgranitgneis ist im Maltastollen (Stationen 7260–7635 m) erschlossen, dessen nördlichster Abschnitt den Granatglimmerschiefer der Findelserie durchörtert.

Unter der Kattowitz Hütte reicht der Tonalitgneis über die Trogwände des Maltatales in die Region der Hochkare aufwärts. Seine sichtbare Mächtigkeit beträgt hier wiederum 600 m. Er nimmt das weite Areal der Mar Alm ein und kulminiert in der N-Flanke des Maltatales am Hammerleiteneck-SW-Grat in SH. 2400 m. Von hier taucht er nach SE, den SE-geneigten Faltenachsen entsprechend, ins untere Maltatal ab. Der Bergsturz der Hammerleiten besteht fast ausschließlich aus Tonalitgneis-Blockwerk. Gute neue Aufschlüsse erbrachten die Güterwege Mar- und Melnikalm, der Lieserstollen (Station 3200–3000) und der unter dem Hammerleiten-Bergsturz hindurchführende Wasserbeileitungstollen Melnik-Mar Alm – Moosboden – Krumpenkar – „Galgenbichl“ (Tafel 4, Fig. 2 bis 4).

Interessant ist auch die sekundäre Verschieferung (bis zur Phyllonitisierung) des Tonalitgneises in Abhängigkeit von seiner tektonischen Position. So befinden sich im „Herz“ des Tonalitgneises, wo er seine größte Mächtigkeit erreicht, und zwar im mittleren Bereich, weit von seiner Liegend- und Hangendgrenze entfernt, sehr massige Gesteinstypen (Metatonalit und Meta-Granodiorit), deren Pegmatite rosa-farbige Kalifeldspate (Hämatit, noch nicht im Zuge der Metamorphose zu Magnetit umgewandelt) enthalten (z. B. am Moosboden der Mar Alm). Südöstlich der Hammerleiten nimmt die Mächtigkeit des Tonalitgneises ab. Sie beträgt zwischen Melnik Alm und S-Rand des Kartenblattes Muhr (Steilwand unter der Loibspitze) nur mehr 350 m und dünnt auf Blatt Spittal/Drau auf

100 m aus, wo er die Malta-Talsole erreicht (EXNER 1980, p. 362). Petrologisch ist eindeutig erkennbar, daß zugleich mit der Mächtigkeitsabnahme eine gewaltige Zunahme an Verschieferung bis zur Phyllonitisierung des Tonalitgneises erfolgt. Es liegt hier ein typisches Beispiel für die Verformung eines recht mächtigen und massigen Gneiskörpers zu einer dünnen, intensiv verschieferten Gneislamelle vor. Ich bezeichne daher den Abschnitt zwischen Melnik Alm und südlichem Kartenblattrand als Tonalitgneislamelle. Auch in ihr sind zunächst die mittleren Teile gesünder (massiger) entwickelt (z. B. oberhalb Bärensteig, mit erhaltenen diskordanten Apliten und Pegmatiten). Die Ränder der Lamelle sind intensiv verschiefert. An der Liegendgrenze treten Tonalitgneisphyllonite auf (z. B. SH. 1825 m nordöstlich Stallwand Alm und bei der Merz Jagdhütte). Die Hangendgrenze weist Phyllonite in solchem Ausmaße auf, daß sie hier den überwiegenden Gesteinscharakter der Tonalitgneislamelle darstellen.

2.3.1. Petrographie

Der Tonalitgneis des Maltatales ist ein mittel- bis grobkörniges, schwarz-weiß geflecktes Gestein. Mit freiem Auge sind Biotit, Feldspate und Quarz erkennbar. Zusätzlich finden sich gelbgrüne Beimengungen (Epidot) und 1 mm große braune Titanitkristalle. Flächiges Parallelgefüge und deutliche Lineation (Elongation des Biotits und Zeilenbau) sind meist vorhanden. Stets beobachtet man basische Fische (biotitreiche Schollen), die in Richtung der Lineation des Tonalitgneises linsenförmige Umrisse zeigen, schwarmförmig auftreten und Längsdurchmesser in der Größenordnung von cm bis 10 m aufweisen. Ein recht dichtes Gangnetz konkordanter und diskordanter Aplite und Pegmatite durchsetzt das Gestein.

Unter dem Mikroskop wurden 40 Dünnschliffe von Tonalitgneisproben im Bereich des Kartenblattes Muhr untersucht.

Gemeinsames Merkmal aller Proben ist die Vorherrschaft des Plagioklases unter den Feldspäten, mit Ausnahme der Pegmatite. Die Plagioklase (Typus Plag III) sind polysynthetisch verzwilligte, leistenförmige Oligoklase (21 bis 31% An) mit dichter, prächtig entwickelter und meist zonar angeordneter Mikrolithenfülle vom Typus D und C im Kern und C und B in der Hülle. Ursprünglich waren sie magmatisch kristallisierte, normal zonare Labradorite bis Andesine mit stellenweise Bytownitkernen. Ehemalige oszillierende Zonenstruktur ist nicht mehr zu erkennen. Eine jüngere Plag-Generation baut das feinkörnige Mörtelgefüge am Rande der großen Plag III-Leisten auf. Es handelt sich um xenomorphe, kaum oder nicht verzwilligte (Plag II und I), ungefüllte oder schwach gefüllte (Füllungstyp B) Körnchen. In den stark deformierten Tonalitgneisen (Tonalitgneisphyllonite) erfolgte eine Neubildung der Plagioklase. Sie bilden dort rundliche Blasten niedrigen Anorthitgehaltes (häufig Albit) mit fehlender oder schwacher Mikrolithenfülle und mit helizitischen Einschlußzügen der übrigen Gemengteile. Nur in diesen Neubildungen beobachtete ich einfachen inversen Zonenbau, während solcher dem gesunden Tonalitgneis fehlt.

Der Kalinatronfeldspat (Knaf) steht dem Orthoklas nahe (fehlende oder flauere Mikroklingitterung, fehlende oder schwache Entmischung). Er ist jünger als die Plag III-Leisten, umschließt oder verdrängt sie sachte (metasomatischer Antiperthit). Fehlt Knaf dem Gestein, so handelt es sich um die quarzdioritische Variante des Tonalitgneises. Sie ist megaskopisch ziemlich dunkel. Der gewöhnliche Tonalitgneis führt etwa 20

Vol. % Knaf. Durch kontinuierliche Übergänge geht dieser in die megaskopisch hellere granodioritische Variante über. Sie ist zwar auch durch die volumetrische Vormacht des Plagioklases gekennzeichnet, doch tritt Knaf in ihr mit mehr als 20 Vol. % des Gesteines auf und bildet bis 2 cm große Leisten mit Karlsbader Zwillingen.

Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis olivgrün (seltener rehbraun). Pleochroitische Höfe um Einschlüsse sind selten. Wie im Adamello-Tonalit findet man häufig idiomorphen Apatit geregelt und auch ungeregelt als ursprünglich magmatischen Einschluss im Biotit. Ferner treten die bekannten Entmischungen des Biotits zu Insekteneier-Titanit und Sagenit auf.

Quarz der normalen Generation zeigt Einschlüsse von Rutilnadelchen. Die ältere Generation bildet Tropfenquarze in Plag und Knaf.

Myrmekit ist in den Knaf-führenden Proben meist reichlich vorhanden.

Schachbrettalbit findet sich nur in den albitisierten Tonalitgneis-Phylloniten. Ihnen fehlt Myrmekit.

Unter den Accessoria ist das Fehlen von Granat bemerkenswert. Reichlich und mitunter mm-groß sind Orthit, Epidot, Titanit und Apatit vorhanden. Zirkon tritt nur untergeordnet auf. Opakes Erz fehlt häufig. Chlorit (sekundär nach Biotit) kommt in geringen Mengen vor. Orthit zeigt die bekannten Klinozoisitränder, die an der Grenze zu Quarz fehlen. Pseudomorphosen von Epidot nach Orthit können in allen Übergangsstadien gut studiert werden.

Aus dieser kurzen Gesamtbeschreibung der untersuchten Proben wird ersichtlich, daß das Gestein der Tonalitgneisdecke aus einem Plutonit durch Metamorphose hervorging. Die Zusammensetzung des ursprünglichen Plutonits zeigt viel Ähnlichkeit zum Tonalit der Adamellogruppe (Tonalit im engeren Sinne). Sie weist jedoch auch gewisse Unterschiede auf, z. B. das Fehlen von Hornblende. Daher ist das Edukt des Malta-Tonalitgneises als „Tonalit im weiteren Sinne“ zu bezeichnen und ähnelt gewissen Tonalitvarietäten des Bachergebirges.

Die Unterordnungen innerhalb der Tonalitgneisdecke nach quarzdioritischem, tonalitischem und granodioritischem Mineralbestand gehen im Felde unregelmäßig ineinander über und sind schwer abgrenzbar. Legt man im Laboratorium die Proben nebeneinander, so sind die Unterschiede megaskopisch erkennbar (Schubladen-Systematik ohne große feldgeologische Bedeutung!) Trotzdem habe ich die mikroskopischen Merkmale der petrographischen Unterordnungen sorgfältig studiert, weil sie Grundlagen für zukünftige petrologische Untersuchungen bieten. Im folgenden berichte ich kurz über diese petrographischen Einzelheiten:

2.3.1.1. Quarzdioritgneis

Mikroskopisch untersucht wurden 6 Proben von folgenden Fundorten: (1) Scharf zwischen Schmied- und Gamsnock. (2) Fels am Rande des Hochalmkeeses bei P. 2571. (3) SH. ca. 1650 m am Maltatal-W-Hang, nördlich Findelkarbach. (4) Maltastollen, Stator 5880 m. (5) SH. 1775 m an Maltastraße, südlich Mitterkarbach. (6) An Maltastraße bei Querung des Moosbaches. Der Mineralbestand dieser Proben ist folgender:

Oligoklas/Andesin + Bio + Qu + Epi + Hgl + Ti + Orthit + Ap + Chlo ± Zi ± Op.

Oligoklas/Andesin: 29 bis 31% An (Messung von 4 Körnern annähernd senkrecht X)

Leistenförmige Plag III – Grobkörner mit vorwiegendem Füllungstypus C, selten B. Zonenbau der Mikrolithenfülle. Wenig Mörtel-Plag mit demselben Anorthitgehalt, jedoch Verzwilligung vom Typus Plag III, II und I. Biotit: Hellgelb bis olivgrün, auch rehbraun. Quarz: Xenomorphe Körner und Tropfenquarz in Plag.

Ferner: Epidot (stellenweise Zonenbau). Hellglimmer (meist beschränkt auf Mikrolithen im Plag). Orthit (mitunter eingeschlossen in Biotit). Apatit: Schwach violett gefärbte Körnchen kommen vor. Häufig eingeschlossen in Biotit.

2.3.1.2. Tonalitgneis

Es wurden 12 Proben von folgenden Fundorten mikroskopisch untersucht: (1) Winterleitengrat. (2) Maltastollen, Station 7140 m. (3, 4) SH. 2280 m, Couloir im Steinkareck-E-Sporn. (5) SH. 2135 m im hinteren Langkar bei Wasserfall. (6) SH. 2480 m auf der Mahrschneid. (7) SH. 1940–1950 m bei Moosbach. (8, 9) An Maltastraße bei Querung des Moosbaches. (10) Hammerleiten-Bergsturz, Blockwerk knapp oberhalb der Unteren Melnik Alm. (11) Lieserstollen. Station 2650 m. (12) Lieserstollen, Station 3000 m. Die Proben zeigen folgenden Mineralbestand:

Oligoklas/Andesin + Knaf + Bio + Qu ± Myrmekit ± Antiperthit + Epi + Hgl + Ti + Orthit + Ap + Chlo ± Zi ± Op ± Ru ± Karbonat.

Oligoklas/Andesin: 27 bis 31% An (Messung von 4 Körnern senkrecht X). Leistenförmige Plag III-Grobkörner mit Füllungstyp C und sehr deutlichem Zonenbau der Mikrolithenfülle. Mitunter im Kern Füllungstypus D und in der Hülle B. Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingsnaht kommen vor. Wenig Mörtel-Plag vom Typ Plag II und I. Knaf steht dem Orthoklas nahe und zeigt wenig Entmischung und keine oder nur flauwe Mikroklingitterung.

Biotit: Hellgelb bis olivgrün, selten rehbraun. Mitunter Sagenit-Entmischung. Idiomorpher 6-seitiger Biotit kommt als Einschluß in Plag vor. Quarz: Xenomorphe Körner. Einschlüsse von Rutilnadelchen. Tropfenquarz in Plag. Myrmekit sehr häufig. Metasomatischer Antiperthit. Nur in der Probe (2) tritt Schachbrettalbit auf, wobei Myrmekit fehlt.

Ferner: Epidot mit häufigen Pseudomorphosen nach Orthit. Hellglimmer ist meist beschränkt auf die Mikrolithen im Plag. In wenigen Proben bildet er daneben auch kleine Scheiter am Rande der Feldspate. Apatit kommt in idiomorphen, 1,6 mm langen Säulen vor mit den Verhältnissen Breite: Länge = 1 : 3 und 1 : 4. Häufig ist er in Biotit, seltener in Orthit eingeschlossen. Mitunter zeigt der Apatit Zonenbau mit violetter Kern und farbloser Hülle. Chlorit (sekundär nach Biotit).

2.3.1.3. Granodioritgneis

Mikroskopisch wurden 9 Proben von folgenden Fundorten untersucht: (1) SH. 2750 m am Winterleitengrat. (2) Maltastollen, Station 4410 m. (3) Maltastollen, Station 7885 m. (4) Mittlerer Findelkarkopf-N-Wand. (5) Am Fuße des Steinkareck-E-Sporns in SH. 2220 m. (6, 7) An Maltastraße bei Querung des Moosbaches. (8) SH. 1650 m am Güterweg Moosbach – Mar Jagdhaus. (9) Melnikkar. Der Mineralbestand dieser Proben ist folgender:

Oligoklas + Knaf + Bio + Qu + Myrmekit ± Antiperthit + Epi + Hgl + Ti + Orthit + Ap + Chlo ± Zi ± Op ± Ru ± Karbonat.

Oligoklas: 21 bis 26% An (Messung von 4 Körnern senkrecht X). Einfacher normaler Zonenbau mit Kern 26% und Hülle 21% An. Leistenförmige Plag III – Grobkörner mit vorwiegend Füllungstypus

C. Häufig ist Zonenbau der Füllungsmikrolithen. Im Randsaum kommt mitunter Füllungstyp B vor. Im Mörtelgefüge treten Plag II und I auf. Knaf: Mitunter rosa-farbig. Biotit: Hellgelb bis olivgrün, auch rehbraun. Quarz: Xenomorphe Körner. Einschlüsse von Rutilnadelchen. Tropfenquarz in Plag und Knaf. Myrmekit ist stets, metasomatischer Antiperthit ist häufig vorhanden.

Ferner: Epidot: Pseudomorphosen nach Orthit. Hellglimmer ist oft auf die Mikrolithen im Plag beschränkt. Mitunter treten auch kleine Scheiter am Rande der Feldspate auf. Apatit bildet häufig geregelte oder ungeregelte Einschlüsse in Biotit. Chlorit (sekundär nach Biotit).

2.3.1.4. Tonalitgneis-Phyllonit

Freisichtige Merkmale sind: Intensiver, nur wenige mm dicker Lagenbau, Kleinfältelung, augenförmige oder runde Feldspatkörner (neugebildete Plagioklase) und häufig freisichtig erkennbarer Hellglimmer. Trotzdem bleibt der Schwarz-Weiß-Kontrast des Tonalitgneises (Biotitreichtum, Quarz-Feldspat-Zeilen) auch in diesen, sekundär stark deformierten, feinschiefrigen Gesteinen noch gut erkennbar. Außerdem sind im Gelände die Übergänge von den schwach zu den stark deformierten Gesteinen gut einsehbar, wobei allerdings in den Phylloniten eine Zuteilung zu den oben behandelten Variationen (quarzdioritisch, tonalitisch, granodioritisch) schwierig ist.

Es wurden 8 Proben von folgenden Fundorten mikroskopisch untersucht: (1, 2, 3) Kuppe am Grat, 200 m östlich der Scharte zwischen Schmied- und Draxelnock. Basis der Tonalitgneisdecke unmittelbar über Granatglimmerschiefer. (4) Deformierter basischer Fisch (Quarzdioritgneis), Vordere Schwarze Schneid-N-Flanke. (5) SH. 2480 m auf der Mahrschneid. Tonalitgneis, umhüllt von Granatglimmerschiefer. (6), (7) und (8) gehören der Tonalitgneis-Lamelle zwischen Melnikkar und südlichem Kartenblattrand (unter Loibspitze) an. Und zwar: (6) SH. 1765 m, (7) SH. 1920 m am Kamm nordwestlich des Merztales; (8) Basis der Tonalitgneis-Lamelle in SH. 1650 m nordöstlich Merz Jagdhütte. Der Mineralbestand der Proben ist folgender:

Oligoklas/Albit + Bio + Hgl + Qu ± Knaf ± Myrmekit ± Antiperthit ± Schachbrettalbit + Chlo + Epi + Ti + Ap ± Orthit ± Zi ± Op ± Ru ± Karbonat.

Oligoklas/Albit. Alte Körner vom Typ Plag III mit Fülle C und B sind Oligoklase mit 21 und 22% An (Messungen senkrecht X). Junge Körner stellen sich als einfach inverzonare Oligoklase mit Kern 24% An und Hülle 10, 17 und 18% An dar sowie als einfache Albite mit 1% An (Messung an 4 Körnern senkrecht X). Alte Körner zeigen noch den charakteristischen Zonenbau der Mikrolithen und die Einschlüsse von Tropfenquarz. Junge Körner bilden teils kleine Mörtelaggregate, teils große füllungsfreie Rundlinge mit helizitischen Einschlußzügen der übrigen Gemengteile. Aggressive Quarzgewächse kommen im Plag vor. Biotit: Hellgelb bis olivgrün und rehbraun. Hellglimmer ist nun ebenfalls ein Hauptgemengteil mit Ausnahme der quarzdioritischen Proben (4) und (7). Quarz: Xenomorph. Reliktischer Tropfenquarz. Knaf nur noch geringfügig vorhanden. Myrmekit und Schachbrettalbit schließen sich gegenseitig aus.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit). Epidot weist in den Proben (1), (2) und (3) Zonenbau mit gefülltem Kern und ungefüllter Hülle auf. Apatit bildet Einschlüsse in Biotit und Orthit. Mitunter zeigt er schwach violette Färbung. Rutil-Nadelchen finden sich als Einschlüsse in Quarz.

2.3.1.5. Pegmatit

Die Lagergänge und die diskordanten Gänge erreichen 1,5 m Mächtigkeit. Die mitunter rosa-färbigen Kalifeldspate werden 6 cm und die Biotite 4 cm groß. Granat ist verhältnismäßig selten. Knaf überwiegt den Plag. Siehe Abb. 4!



Abb. 4: Diskordanter Pegmatitgang (20 cm dick) mit gefaltetem Rand in Tonalitgneis. Tonalitgneisdecke. SH. 1520 m am Moosbach bei Wegabzweigung (Richtung Mar Jagdhütte) von der Maltastraße.

Mikroskopisch wurden 3 Proben diskordanter Pegmatitgänge von folgenden Lokalitäten untersucht: (1) SH. 2420 m osö. vom Mittleren Findelkarkopf. (2) An der Maltastraße, 200 m nordöstlich WH. Almrausch. (3) Maltatal-W-Hang nördlich Findelkarkbach. Ferner wurden Pegmatit-Lagergänge aus dem Maltastollen untersucht, und zwar: (4) bei Station 5830 m und (5) bei Station 6340 m.

Knaf zeigt flauwe Mikroklingitter, Faser- und Aderperthit, mitunter zu prächtigem Zonarperthit angeordnet. Karlsbader Zwillinge. Oligoklas: 26% An (Messung von 2 Körnern senkrecht X). Plag III mit Füllungstypen C und B als große Leisten. Als Mörtelgefüge kleine Körner vom Typ Plag II und I, teilweise ungefüllt und in der Probe (4) inverszonal. Metasomatischer Antiperthit. Myrmekit. Nur in der Probe (4) Schachbrettalbit bei Fehlen von Myrmekit. Biotit (hellgelb bis olivgrün, mitunter rehbraun), Quarz: Teils xenomorph, teils schöne idiomorphe Einschlüsse in Knaf und Plag.

Ferner: Hellglimmer. Chlorit (sekundär nach Biotit). Epidot. Titanit. Apatit (Einschlüsse in Biotit). Orthit und nur stellenweise Zirkon, Opazit, Rutil und Granat (beschränkt auf Probe 4).

2.3.2. Liegend- und Hangendgrenze der Tonalitgneisdecke

Will man die Amplatzstellung der Tonalitgneisdecke genetisch interpretieren, so darf keinesfalls übersehen werden, daß sie durch aplitische Stoffmobilisation mit den Granatglimmerschiefern und Gneisen ihres Liegenden und Hangenden verbunden ist. Analoges kennen wir von der Romatedecke (Granosyenitgneis) im Gasteiner Raum.

Sehr konventionelle, in den heutigen Lehrgebäuden verhaftete Petrologen und Geologen dürfen für Tonalitgneisdecke und Romatedecke nur paläozoische Lagergangintrusion oder paläozoischen Deckenbau mit nachfolgender paläozoischer Aplit-Mobilisation konstruieren. Denn aplitische Stoffmobilisationen während der alpidischen Orogenese sind lehrbuchmäßig in diesem Teil der Alpen untersagt.

Ich möchte mich diesen heute herrschenden Meinungen nicht unbedingt beugen und kann mir vorstellen, daß Tonalitgneisdecke und Romatedecke sehr wohl alpidische Gneisdecken darstellen, die zeitlich von aplitischer Stoffmobilisation überholt wurden.

So entspricht die Liegendgrenze der Tonalitgneisdecke annähernd einer glatten Fläche, wobei der Tonalitgneis teils dem Granatglimmerschiefer der Draxelserie, teils dem migmatischen Bändergneis des Alten Daches des Göß-Kernes auflagert. An seiner Liegendgrenze ist der Tonalitgneis stellenweise mechanisch gequält, oder phyllonitisiert. Solche Stellen befinden sich an der Scharte („Stranerscharte“) zwischen Draxel- und Schmiednock, auf der Mar Alm bei Jagdhütte P. 1695 (muskovitführende Tonalitgneis-Phyllonit mit Quarzknuern) und an der Tonalitgneis-Lamelle. Es scheint sich um lokale spättektonische Scherbewegungen zu handeln, hervorgerufen durch die Materialunterschiede beiderseits der Grenzfläche.

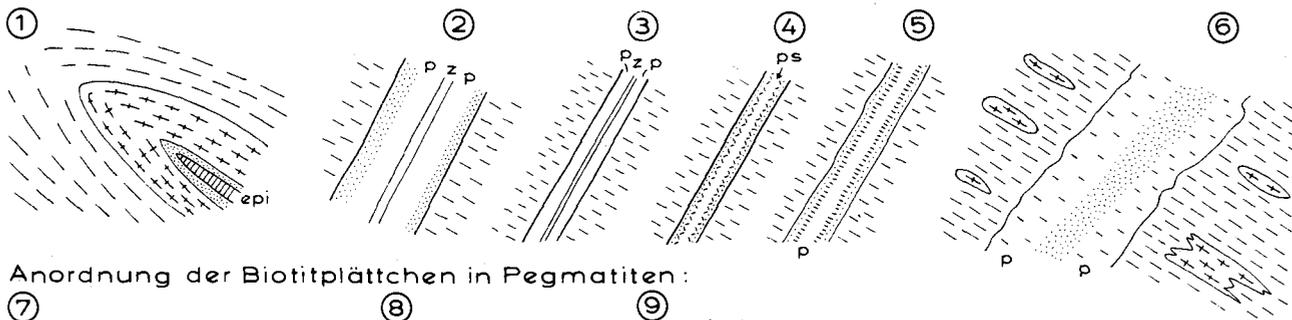
In der Regel ist aber der Tonalitgneis an seiner Liegendgrenze wohl erhalten und durch Aplit- und Granitgneis mit dem Granatglimmerschiefer und den Bändergneisen seines Liegenden migmatisch verbunden. Das beobachtet man im Gößtal und Maltastollen (EXNER 1980, Tafel 4, Profile A bis C), am Güterweg zur Bachfassung des Hochalmbaches und an der Maltastraße. Am Güterweg zur Hochalm-Bachfassung schneidet der Weg in SH. 1650 m (Kehre 400 m nördlich P. 1833) Granatglimmerschiefer (Draxel-Serie) an, über dem Bändermigmatit (20 m) und darüber der Tonalitgneis liegen. Aplitdurchtränkung verschweißte diese Serien. An der Maltastraße (SH. 1450 m, bei Abzweigung des Fußsteiges zur Unteren Aichholzer Alm) lagert der Tonalitgneis auf Bändergneis, mit dem er mittels Feldspatprossung verzahnt ist.

Die Hangendgrenze der Tonalitgneisdecke verläuft häufig wenig scharf, indem sich Gesteinsübergänge und Migmatite zwischen diesem und dem Hochalm-Granitgneis einstellen. Am Mittleren Findelkarkopf und im Findelkar stößt der Hochalm-Granitgneis

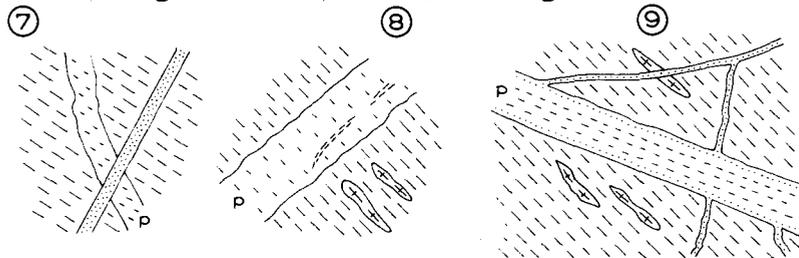
Abb. 5: Charakteristische Gangstrukturen im Tonalitgneis von folgenden Beobachtungspunkten: Fig. 1: Fels am Rande des Hochalmkeeses bei P. 2571. Fig. 2: In SH. 2900 m am Fuße der W-Wand des Grates Hintere Schwarze Schneid – Hochalmkarspitze. Fig. 3: Maltastraße, 150 m osö. WH. Almrausch. Fig. 4: Maltastraße, 200 m nordwestlich WH. Almrausch. Fig. 5: Maltastraße, 150 m nordwestlich WH. Almrausch. Fig. 6: In SH. 2365 m am Touristensteig von Villacher Hütte zu P. 2571. Fig. 7: Maltastraße, 200 m nordwestlich WH. Almrausch. Fig. 8: Maltastraße, 225 m osö. Wastlbauer Alm. Fig. 9: Maltastraße, südlich des Moosbaches. Fig. 10: Maltastraße, 150 m nordwestlich WH. Almrausch. Fig. 11: Maltastraße, 150 m osö. WH. Almrausch. Fig. 12: Weg von Maltastraße zur Jagdhütte P. 1695, südlich der Querung des Moosbaches.

gewöhnliche Salbänder:

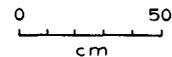
ungewöhnliches Salband:



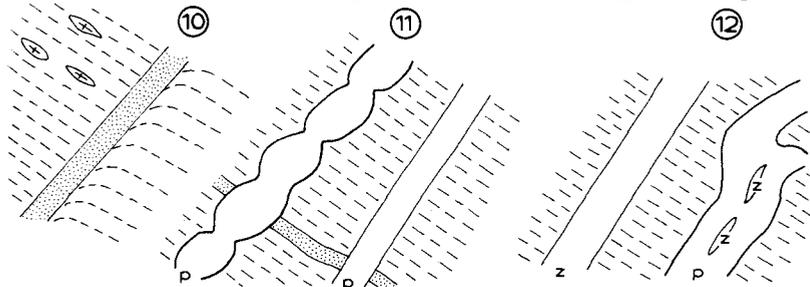
Anordnung der Biotitplättchen in Pegmatiten:



GÄNGE IM TONALITGNEIS
des Malta- und Gößtales in Profilen
senkrecht zur Faltenachse



Deformation des Nebengesteines und einiger Gänge:



-  epi Epidiosit
-  z Quarz
-  ps Pegmatit (Schriftgranit)
-  p Pegmatit
-  Aplit
-  Biotit innerhalb der Gänge
-  Biotit im Tonalitgneis
-  Biotit in basischen Fischen (Quarzdioritgneis)

stirnförmig gegen den Tonalitgneis vor und dieser bäumt sich hoch auf. Am N-Ende der Tonalitgneisdecke sind mehrere Stirndigitationen des Tonalitgneises zwischen „Galgenbichl“ und Krumpenkar aufgeschlossen (Tafel 1). Nur auf kurzen Strecken blieben die deckenscheidenden Granatglimmerschiefer (Findelserie) erhalten (Findelkar, Malta-stollen, „Galgenbichl“ und Eggarter Melnik). Tonalitgneisphyllonit kennzeichnet die Hangendpartie der Tonalitgneis-Lamelle. Isolierte Tonalitgneis-Vorkommen im Hochalm-Granitgneis (Preimelspitze-E-Wand, Steinkareck-E-Sporn, Langkar) und in der Hafner-Migmatitserie (Wastelkar, Mahrschneid und E-Flanke der Kühschneid) dürften petrographische Konvergenzen dieser Einheiten sein. Denn wollte man sie tektonisch mit der Tonalitgneisdecke verbinden, ergäben sich höchst komplizierte Einwickelungen und Aufquetschungen in höhere tektonische Einheiten.

Am Winterleitengrat und am SE- und E-Fuß der Hinteren Schwarzen Schneid stellt sich Granodioritgneis an der unscharfen Grenze zwischen Tonalitgneis und auflagerndem Hochalm-Augengranitgneis ein. Diese Übergangszone befindet sich im Malta-stollen zwischen den Stationen 7260–7410 m. Die Zuordnung auch mikroskopisch untersuchter biotitarmer Granodioritgneise (z. B. Station 7311 m) und verhältnismäßig biotitreicher Augengranitgneise (Hintere Schwarze Schneid) zur Tonalit-, oder zur Hochalmgneisserie bleibt zweifelhaft. Westlich Dürriegel vollzieht sich in SH. 2360 m ein unscharfer Übergang von Tonalitgneis zu mittelkörnigem Granitgneis (Abnahme des Biotits) und zum mächtigen auflagernden grobkörnigen Hochalm-Granitgneis.

Die Stirndigitationen beim „Galgenbichl“ sind an der in den Fels gesprengten Maltastraße von S nach N gut aufgeschlossen. Der Hauptkörper der Tonalitgneisdecke taucht mittelsteil nach N ein. Aus seinem Rücken greifen Stirnwalzen nach N vor und spitzen fingerförmig im Migmatit der vereinigten Findel- und Hafnerserie aus:

Hauptkörper der Tonalitgneisdecke

SH. 1660 m (unmittelbar nördlich der Krumpenbach-Mündung): Granodioritgneis mit 1,5 cm großen Knaf-Augen

SH. 1690 m: Unreiner Tonalitgneis

SH. 1700 m (60 m südöstlich vom S-Portal des „Galgenbichl“-Straßentunnels): Allmählicher Übergang von unreinem Tonalitgneis durch Zunahme biotitreicher Fische und aplitgranitischer Partien zu Schollen- und Bändermigmatit.

Schieferzone

SH. 1700 bis 1710 m (bei S-Portal des „Galgenbichl“-Straßentunnels): Migmatischer Bändergneis mit Biotitschieferlagen.

Digitation Nr. 1 des Tonalitgneises

SH. 1710 bis 1725 m (im Straßentunnel): Tonalitgneis

SH. 1725 bis 1740 m (bei N-Portal des „Galgenbichl“-Straßentunnels): Unreiner Granitgneis mit basischen Schollen.

Schieferzone (bei Parkplatz): Bänder- und Schollenmigmatit, auch Nebulit. Paläosom: hornblende-führender Biotitschiefer; Neosom: Aplitgneis.

Digitation Nr. 2 des Tonalitgneises

Derselbe Migmatit ist längs der Kehrenstrecke zwischen Parkplatz und S-Portal des Mitterkar-Straßentunnels aufgeschlossen. Bei der S-vergerten Kehre spitzt in ihm Quarzdiortitgneis der Digitation Nr. 2 aus.

Die Tonalitgneis-Digitation Nr. 3 beobachtet man am Fußsteig zum Krumpenkar. Die Digitation Nr. 4 liegt isoliert in Granitgneis. Sie baut eine senkrechte Wandflucht über dem ehemaligen Seeboden des Krumpenkars auf.

2.3.3. Strukturen der Gänge im Tonalitgneis

Im vorangegangenen Kapitel wurde gezeigt, daß der Tonalitgneis mit dem Nebengestein örtlich verschweißt ist. Das Problem besteht vor allem darin, die plutonischen Strukturen von späteren Verzahnungen im Zuge der Deformationen und Metamorphose zu trennen. Einige Hinweise liefern die Gangstrukturen.

Lamprophyre fehlen dem Tonalitgneis. Seine sauren Gänge (Aplit, Pegmatit, Gangquarz) sind recht allgemein stärker deformiert als die Gänge im Göß-Gneiskern. Eine Auswahl charakteristischer Gangstrukturen innerhalb der Tonalitgneisdecke zeigen die Abbildungen 4 und 5.

Verhältnismäßig einfach gestaltet sich die zeitliche Interpretation der Entstehung der Salbänder. Die gewöhnlichen Salbänder zeigen zeitlich fortschreitende Spaltenfüllung des Ganges von außen nach innen.

Z. B. in Abb. 5, Fig. 1 exsudativer Epidosit (mit cm-großen Epidotsäulen senkrecht zur Gangwand), jünger als Aplit. Die zeitliche Abfolge von Aplit über Pegmatit zu Quarz findet sich mitunter vollständig (Fig. 2), häufiger aber auf die Kombination Aplit/ Pegmatit (Fig. 4, 5) und Pegmatit/ Quarz (Fig. 3) aufgeteilt. An der Grenze zwischen Aplit und Pegmatit stellt sich häufig Biotit-Anreicherung teils anscheinend unregelmäßiger Biotitblättchen (Fig. 4), teils mit geregelter flächiger Parallelstruktur (Fig. 5) ein.

Ungewöhnliche Salbänder weisen auf jüngere Aplitgenerationen hin (Fig. 6), die auch an Gangkreuzen vorkommen (Fig. 7).

Der Anordnung der Biotitblättchen in diskordanten Pegmatiten dürfte eine Bedeutung zur Unterscheidung plutonischer und metamorpher Strukturen in den Pegmatiten zukommen. Flächige Anordnung der Biotitblättchen parallel zum Gang deutet auf plutonische Reststruktur und ist verhältnismäßig selten.

In Fig. 9 handelt es sich um einzelne Biotitblättchen, in Fig. 8 um schlierenförmige Biotitanreicherung.

Meistens sind die Biotitblättchen im Pegmatit parallel zu denen des Nebengesteines (Tonalitgneis) orientiert. Dabei dürfte es sich hauptsächlich um Einregelung im Zuge der Metamorphose handeln (Fig. 7). Kombination von plutonischer Reststruktur (Schliere) und metamorpher Regelung (Einzelblättchen) zeigt Fig. 8.

Das Verhältnis der Deformation des Nebengesteines zur Außenbegrenzung der Gänge weist auf das Bestehen mehrerer Ganggenerationen und mehrerer Deformationsphasen, somit auf ein recht kompliziertes zeitliches Geschehen hin.

So finden sich ebenflächig begrenzte diskordante Gänge in unmittelbarer Nähe von boudinierten (Fig. 11) und gefalteten (Fig. 12).

Manche diskordante Gänge verhielten sich als Härtlinge gegenüber späten Scherbewegungen im Nebengestein, welches am Rand der Gänge Schleppungen aufweist (Fig. 10). Andere machten wahrscheinlich ältere metamorphe Scherbewegungen des Nebengesteines getreulich mit und zeigen gefaltete Ränder (Abb. 4).

2.4. Granatglimmerschiefer und Migmatit der Findelserie

Über dem Tonalitgneis und teilweise mit diesem verfaltet kommen Granatglimmerschiefer mit Graphitquarzit und Migmatit vom selben Gesteinstypus wie in der Draxelserie vor.

Die Serie ist besonders im Gebiet des Vorderen Findelkarkopfes und des Findelkares einige 100 m mächtig entwickelt und darum nenne ich sie Findelserie. Ich möchte sie als Altes Dach (Großteil der entsprechenden Migmatite) und sedimentogen transgressive zentrale Schieferhülle (Granatglimmerschiefer, Graphitquarzit und zugehörige Mobilisate) der Tonalitgneisdecke deuten.

Allerdings ist die Auflagerung der Findelserie auf dem Tonalitgneis nur stellenweise erhalten. Über dem N-Teil und zwischen den nördlichen Digitationen der Tonalitgneisdecke beobachten wir eine Anschoppung der Findelserie. Im S sind nur geringfügige Reste vorhanden, die teilweise in den obersten Tonalitgneis eingewalzt wurden.

Man kann diese Sachlage tektonisch deuten: Abscherung der Schiefer im S und Anschoppung im N. Nördlich vom „Galgenbichl“ („Stausee Wastlbaueralm“) gehen die Migmatite der Findelserie in jene der Hafnerserie über. Der Hochalmgranitgneis als trennende Lage fehlt hier bzw. dürfte durch die zahlreichen kleinen, auf der geologischen Karte nicht eigens ausgeschiedenen Granitgneiskörper in den Migmatiten vertreten sein.

2.4.1. Feldgeologische und petrographische Notizen

Nahe der SW-Ecke des Kartenblattes Muhr befindet sich im obersten Teil der Tonalitgneisdecke eine 50 m mächtige Lage aus Biotitschiefer und Schachbrettalbitaugen-
gneis. Sie zieht von der Scharte (SH. 2720 m) zwischen Vorderer und Hinterer Schwarzen
Schneid nach S zum Gebiet der Kleinen Hochalm Spitze. Ihr Gesteinsbestand entspricht der
typischen zentralen Schieferhülle (Biotitblasten und Schachbrettalbit wie in der Woiskenz-
zone des Gasteiner Gebietes). Ihre Raumlage beträgt: s: 66/18 NW, Faltenachse: 165/18
N. Kräftige Faltung zeigt an, daß diese sedimentogene Lage zugleich einen wirksamen
Bewegungsteppich abgab.

Im Maltastollen sind zwischen und über den Digitationen des hangenden Lappens der
Tonalitgneisdecke migmatische Bändergneise der Findelserie vorhanden. Sie enthalten von
Station 7615 bis 7635 m einen mittelkörnigen Granitgneis (Knaf-Oligoklas-Bio-Hgl-Qu-
Gneis) mit einfachem inverszonarem Plagioklas (Kern 15, Hülle 23% An).

Darüber folgen von Station 8010 bis 9020 m Granatglimmerschiefer und Biotit-
Chloritschiefer mit Lagen von Quarzit, migmatischem Bändergneis, Augengranitgneis,
Aplitgneis und Pegmatit. Der Granatglimmerschiefer (Proben von den Stationen 8060 und
8122 m) erweist sich als Gran-Bio-Hgl-Chlo-Oligoklas-Qu-Schiefer. Der Oligoklas (15%
An) zeigt unverlegte helizitische Einschlußzüge der übrigen Gemengteile und ist frei von
Entmischungsfülle. Chlorit bildet hystero gene Großblasten. Ein granatführender Bänder-
gneis von Station 8050 m führt Biotit und Hellglimmer mit großen Blasten von Oligoklas.
Der recht massige Metapegmatit von Station 8680 m zeigt dem Orthoklas nahestehenden
Knaf und viel Plag mit Fülle vom Typus B.

Zwischen Bändergneisen der Findelserie durchörtert der Maltastollen dann von Station
9020 bis 9500 m Aplit- und Granitgneise. Der biotitreiche Gneis bei Station 9100–9170 m
führt Granataplitgänge wie sie auch in der Seebachzone des Gasteiner Raumes in der
zentralen Schieferhülle vorkommen. Der sehr massige Plagioklas-Metaaplit bei Station
9270 m enthält Oligoklas (15 bis 16% An) mit Fülle vom Typus B. Den äußersten Abschnitt
des Maltastollens bauen wiederum Bändergneis und Granatglimmerschiefer auf (Station

9500 bis zum nördlichen Mundloch bei 9663 m). Das Mundloch (heute verbaut) befindet sich unmittelbar in Granatglimmerschiefer (knapp westlich des „Galgenbichels“).

Im Gebiet des Findelkares und seiner Umrahmung stehen die Granatglimmerschiefer und Bändermigmatite mit zwischengelagerten Gneisen weithin an.

Die Granatglimmerschiefer haben folgende Hauptgemengteile: Granat, Biotit, Hellglimmer, Oligoklas (stellenweise bis Andesin), Quarz und örtlich auch Chlorit. Accessoria sind Epidot, Apatit, Opazit, Rutil und Zirkon.

Imponierende Mächtigkeit der Granatglimmerschiefer von einigen 10 m und mit Granatkristallen bis 1 cm Durchmesser findet man an der Scharte des Grates zwischen Vorderem und Mittlerem Findelkarkopf. Der Oligoklas weist hier einfach inversen Zonenbau auf (Kern 21, Hülle 32% An). Im Findelkar fallen die Granatglimmerschiefer parallel zum Hang (NE-fallende Karplatten). Anstehend fand ich sie am nördlichen Quellast des Findelkarbaches von SH. 2195 bis 2220 m (Oligoklas mit vorherrschender polysynthetischer Zwillingslamellierung nach Periklingesetz. Hysterogene Chloritblasten werden 12 mm groß); ferner in der W-Flanke des Vorderen Findelkarkopf-N-Grates in SH. 2180 m; dann zusammen mit Graphitquarzit in SH. 1960 m am Steilhang knapp nördlich des Findelkarbaches. Herr Kollege UČIK untersuchte Proben, die er am rechten Ufer des Findelkarbaches (SH. ca. 1930 m) und an der Talstufe westlich des Findelkarbaches in SH. ca. 1900 m schlug. Die zuletzt genannte Probe enthält runde und linsenförmige Epidotaggregate, die ich als Pseudomorphosen von Epidot nach Granat deuten möchte. Ferner stehen Granatglimmerschiefer am „Galgenbichel“ (Karschwelle bei dem Staudamm des Stausees nnö. Gruberkopf) und bei der Einmündung des Tälchens in den Stausee, 450 m südöstlich Schöneck an.

Westlich der Wastlbauer Alm streicht hangparallel ein 6 m mächtiger Biotitschiefer von SH. 1970 bis 2020 m durch die Bachschlucht, 250 m südlich Gruberkopf (Abfluß des dortigen Mitterkares). Der von UČIK gesammelte Biotit-Plagioklas-Quarz-Schiefer in ca. 2360 m SH. am Kamm Steinkareck – Schöneck zeigt Orthitkerne im Epidot, was in solch biotitreichem basischem Gestein eher selten ist. Ein anderes basisches Gestein (Quarzdioritgneis) wurde von UČIK in der Scharte südwestlich des Vorderen Findelkarkopfes gesammelt. Es handelt sich um Hornblende-Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneis. Der Oligoklas hat 21% An und ist als Plag III mit Füllungstyp D entwickelt.

Schließlich verdanke ich Herrn Kollegen Dr. UČIK auch noch Proben migmatischer Bändergneise aus der Findelserie. Unruhigen nebulitischen Charakter zeigt der Migmatit aus dem Bachbett südöstlich Schöneck in SH. ca. 1700 m. Ein typischer Bändermigmatit mit Auflösung der Schieferlagen im aplitischen Ichor stammt aus SH. ca. 1900 m, nordöstlich Steinkareck. Beide Migmatitproben führen als Hauptgemengteile: Biotit, Epidot, Hellglimmer, Plagioklas und Quarz. Accessoria: Orthit mit Epidotrand, Chlorit (sekundär nach Biotit), Titanit, Opazit und Zirkon.

Östlich des Malta-Flusses fehlt die Findelserie zwischen südlichem Blattrand und Eggarter Melnik. Die Hochalm-Gneislamelle liegt unmittelbar auf Tonalitgneis.

Bei Eggarter Melnik (Schober Eisig-SW-Grat) lagern in SH. 2070 m Granatglimmerschiefer der Findelserie mit 10 m Mächtigkeit auf dem Tonalitgneis und unter dem Hochalm-Granitgneis (Abb. 19, Signatur 2; Tafel 4, Fig. 8).

Nordwestlich des Hammerleiten-Bergsturzes treten erst wieder im Ochsenkar ssö. der Kattowitzter Hütte genau über dem Tonalitgneis in SH. 2230 m aplitisch durchtränkte Biotitschiefer (5 m mächtig, ohne megaskopischen Granat) auf. Darüber liegt migmatischer

Granitgneis mit phyllonitischem Biotitschiefer. Der eigentliche Hochalm-Granitgneis scheint hier zu fehlen.

2.5. Hochalm-Kern und Hochalm-Gneislamelle

Vom Hochalm-Granitgneis-Kern finden sich nur randliche Teile in der SW-Ecke von Kartenblatt Muhr. Die ausgewalzte Hochalm-Gneislamelle läßt sich östlich des Maltaflusses vom S-Rand des Kartenblattes (unter der Loibspitze) ins Melnik- und Kühkar verfolgen. Zum Alten Dach des Hochalm-Plutons gehört ein Teil der Hafner-Migmatitserie. Die Grenze zwischen diesen Migmatiten, die zahlreiche Orthogneiskörper enthalten, und dem Hochalm-Granitgneis ist unscharf (Langkar, Wastelkar, Ochsenkar).

Der grobkörnige Granitgneis der Hochalmspitze (knapp westlich außerhalb des Kartenblattes) und der Preimelspitze bildet einen sehr gleichmäßig beschaffenen, über 1000 m mächtigen metamorphen Pluton, der im Bereich unseres Kartenblattes der Tonalitgneisdecke flach aufliegt. In den Seitentälern der Möll, bei Mallnitz (Seebachtal) und im Quellgebiet des Maltaflusses (Groß- und Kleinelandtal) wurzelt der Hochalm-Pluton in der Tiefe. Daher nenne ich ihn „Kern“ und sehe nur im S und SE, also im Raume des Kartenblattes Muhr und bei Gmünd, seine flache deckenförmige Auflagerung auf der Tonalitgneisdecke. Unter der Synklinale der Schwarzhörner (Ankogel-Synform) verbindet sich der Hochalm- mit dem Hölltor-Rotgülden-Kern (Gebiet der Elendtäler auf Kartenblatt Hofgastein).

Auf Blatt Muhr baut grobkörniger Granitgneis des Hochalm-Kernes den Winterriegel (= „Zsigmondykopf“), die Hintere Schwarze Schneid (= „Kordonspitze“), die Preimel Spitze, das Preimel Kar, den Hinteren Findelkarkopf (P. 2976), einen Stirnlappen im Maltastollen zwischen den Stationen 7320 und 7500 m sowie obertags einen Streifen südlich des Steinkarecks auf. Die Größe des Kalinatronfeldspates beschränkt sich meist auf 5 cm. Er bildet Leisten und Augen mit Karlsbader Zwillingen. Plagioklas ist ebenfalls reichlich vorhanden, tritt aber mengenmäßig gegenüber Knaf etwas zurück. Weitere Hauptgemengteile sind Biotit und Quarz; in stärker geschieferten Partien auch Hellglimmer, lidförmig um die Feldspatäugen.

Unter dem Mikroskop (7 Gesteinsproben) erweist sich Knaf als flauer Mikroklin mit schwacher Entmischung (Faser- und Aderperthit). Nur die Augen-Zwickel und einige Grundgewebkörner weisen harte Mikroklingitterung auf. Zonare Einschlußringe aus Plagioklas und Biotit. Der Plagioklas zeigt vorwiegend Leistenform und polysynthetische Verzwilligung (Typ Plag III) mit den Füllungstypen C und B; seltener kleine xenomorphe Körner (Plag II und I). Der Anorthitgehalt wurde senkrecht X an 6 großen Körnern (Plag III) gemessen mit dem Resultat: 6, 9, 10, 15, 16 und 20% An. Es handelt sich also um Oligoalbit. An den xenomorphen Grundgewebkörnern beobachtet man mitunter inversen Zonenbau, wobei senkrecht X gemessen wurde: Kern 2, Hülle 17% An. Häufig findet man Verdrängungen des Plagioklases durch Knaf (Kalifeldspatiation des Plag). Quarz: Xenomorph. Hypidiomorphe Tropfenquarze kommen vor allem in Knaf vor. Myrmekit ist in allen Proben vorhanden. Sogar mit freiem Auge kann man örtlich (z. B. Winterleitengrat, SH. 2900 m) die 1 mm breiten porzellanweißen Myrmekitsäume um die hellgrauen spiegelnden Kristallaugen des Groß-Knaf erkennen. Biotit (hellgelb bis rehbraun oder grünbraun) zeigt die üblichen Entmischungen (Sagenit, Titanit-, „Insekten-

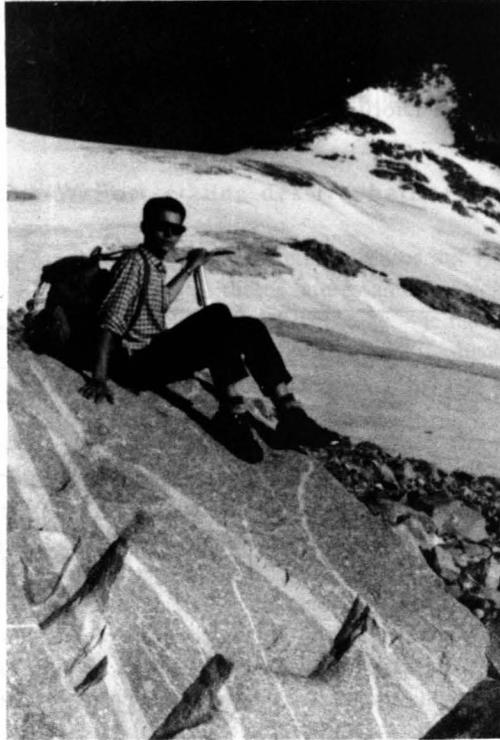


Abb. 6: Grobkörniger Hochalm-Granitgneis mit 5 cm großen Kalinatronfeldspäten und einem Netz von Aplitgängen. Block der rechten Seitenmoräne des Hochalmkeeses. Im Hintergrund die Preimelspitze.

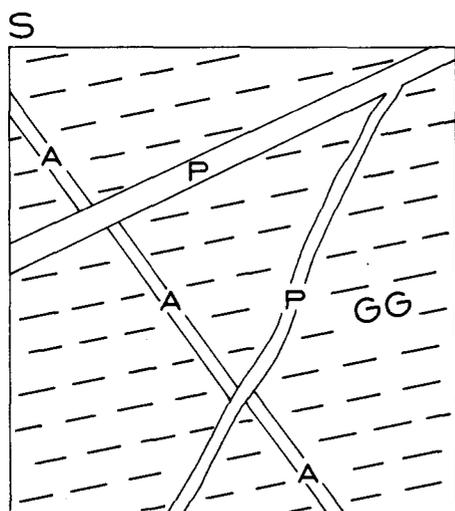
„Opazit, Chloritisierung). Hellglimmer als Mikrolithen im Plagioklas und als Züge um die Feldspataugen wird dementsprechend megaskopisch hauptsächlich nur auf den s-Flächen und weniger in Längs- und Querschnitten wahrgenommen. Das Gestein liefert ausgezeichnete Präparate zur Demonstration der Hellglimmerbildung auf Kosten des Plagioklases. Man sieht Plag III-Körner, die von einem einzigen Hellglimmer-Großkorn in der Ebene des Dünnschliffes beinahe zur Gänze ausgefüllt sind (Sammelkristallisation der Hellglimmermikrolithe der Plag-Fülle). Der Hellglimmer des Gesteines ist deutlich eine metamorphe Sekundärbildung. Wie schon eingangs erwähnt, tritt er nur in stark geschieferten Gesteinsproben als Hauptgemengteil mit auf.

Ferner: Granat ist ein wichtiger Nebengemengteil. Er ist entweder stofflich erhalten oder zu Epidot pseudomorphosiert (runde oder linsige Epidot-Aggregate, jeweils aus tausenden kleinen Epidotkörnern bestehend). Chlorit (sekundär nach Biotit und Granat). Apatit. Orthit (mit Epidotrand). Epidot. Titanit. Opazit. Zirkon (selten). Syngenetisches zwillingslamellierte Karbonat (lokal beschränkt). Selten sind radioaktive Höfe in Biotit.

Der grobkörnige Hochalm-Granitgneis führt basische (dioritische) „Fisch“-Schwärme (parallel angeordnete Schollen mit Resorptionsrändern). Er wird häufig von einem Geflecht aus Aplit- und jüngeren Pegmatitgängen durchzogen (Abb. 6). Besonders gute Aufschlüsse

des Gangnetzes bieten die Schwarze Schneid, die Wand südwestlich des „Oberen Langbach-Sees“ (300 m südöstlich Preimelsee) und die ausgedehnten Felsplatten im Preimelkar. Aplite sind an den jüngeren, Pegmatit führenden Spalten mitunter verworfen (Abb. 7). Am Saum der Pegmatite gegen Dioritschollen finden sich 2 cm dicke Salbänder aus rotem Granataplit.

Figur 1



Figur 2

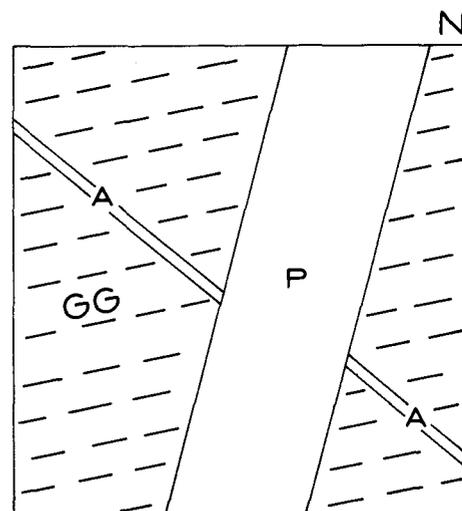


Abb. 7: Gänge im Hochalm-Granitgneis. Aplitgänge sind an jüngeren Pegmatitgängen verworfen. Vertikalprofile. GG = Grobkörniger Granitgneis des Hochalm-Kernes mit basischen Fischen und mit 2,5 bis 4 cm großem Kalinatronfeldspat. A = Aplit. P = Pegmatit. Fig. 1: Preimelkar SH. 2340 m, 600 m nnö. Preimel See. Fig. 2: Felswand südwestlich des „Oberen Langbach-Sees“ (300 m südöstlich Preimel See). Der Pegmatit (mit 3 cm großem Biotit) kann in der Felswand 100 m in der Vertikalen beobachtet werden und verzweigt sich nach oben.

Die mittelkörnige Randfazies des Hochalm-Granitgneises baut das Steinkareck, Gruberkopf, Schöneck, Gamsleitenskapf, Teile des Findel- und Langkares sowie die Strecke im Maltastollen zwischen den Stationen 9020–9500 m auf.

Es handelt sich um recht massigen mittelkörnigen Metagranit und Aplitgranit. Die untersuchten Proben wurden am Steinkareck gesammelt. Knaf bildet Großindividuen bis 2 cm Durchmesser und überwiegt volumetrisch meist den Plag. Dieser hat 17 bis 19% Anorthitgehalt und Füllungstypus B bis C. Der Biotit ist hellgelb bis rehbraun. Neben xenomorphem Quarz tritt Tropfenquarz als Einschluß in Knaf und Plag auf. Myrmekit.

Ferner: Wenig Hellglimmer (Mikrolithen im Plag und Scheiter am Rande der Feldspate). Chlorit (sekundär nach Biotit). Epidot. Orthit (mit Epidotrand). Titanit. Apatit. Granat. Opazit. Zirkon.

Schachbrettalbit-Augengneis befindet sich im rückwärtigen Langkar.

Das mittelkörnige Gestein der maximal 300 m mächtigen Hochalm-Gneislamelle östlich des Malta-Flusses vom südlichen Kartenrand bis zum Kühkar zeigt intensive sekundäre Deformation und niedrigthermale Rekrystallisation (Kornzerfall, Schachbrettlbit). Hellglimmer tritt häufig neben Biotit als Hauptgemengteilmittel auf.

2.5.1. Die W-Fortsetzung des Hochalm-Kernes

Da ja nur ein äußerer randlicher Teil des Hochalm-Kernes auf Kartenblatt Muhr zur Darstellung gelangt, seien zum Verständnis dieses interessanten geologischen Körpers mit dem Januskopf als teils „autochthones“ Massiv, teils Decke, – je nachdem ob man von W oder von E an den Gesteinskörper herankommt –, noch einige Beobachtungen von meinen Vergleichsbegehungen auf den Kartenblättern Obervellach (181) und Hofgastein (155) angeführt:

Der grobkörnige Hochalm-Granitgneis reicht von der Hochalmspitze nach SW über Säuleck und Große Gößspitze zur Mallnitzer Scharte, nach W in den Lassacher Winkel, wo er steil westlich einfällt und nach N zum südlichen Teil des Brunnkares. Im nördlichen Teil dieses Kares zeigt er kräftige Schieferung und wird von den mittelkörnigen migmatischen Gneisen der Hafnerserie überlagert. Im Bereich der Elendköpfe (südwestlich Preimelscharte) handelt es sich teilweise um grobkörnigen Metagranit mit bis 10 cm langen Knaf-Kristallen und mit einem bemerkwerten dichten Gangnetz von Apliten und Pegmatiten (ebenso auf der Felseninsel P. 3115 im Großelendkees). Der SE-Grat der Hochalmspitze wird von grobkörnigem Granitgneis mit deutlichem flächigem Parallelgefüge aufgebaut, der in einer Scharte auch stark gefalteten Gneisphyllonit aufweist.

E-W streichende vertikale oder bis 70° S-geneigte Klüfte zeichnen die Steinernen Mannln, die Hochalmspitze-S-Wand (Abb. 8) und den Lassacher Winkel aus.



Abb. 8: Südwand der Hochalmspitze. Links die Apere (P. 3360), rechts die Schneeige Hochalmspitze (P. 3340). Grobkörniger Granitgneis mit steilen, E-W streichenden Klüften.

Auch der Hochalm-Kern mitsamt seinem Alten Dach (Teile der Hafner-Migmatitzone) dürfte von Resten einer sedimentogenen jungpaläozoischen bis jüngeren, zentralen Schieferhülle bedeckt sein. Über sie wurden Gesteine eines weiter im S beheimateten Alten Daches aus dem S aufgeschoben (Storzserie und ihre Fortsetzung im Mölltal, am Ankogel und in den Schwarzhörnern). Das entsprechende Glimmerschieferband der zentralen Schieferhülle des Hochalm-Kernes wurde von ANGEL & STABER (1942) in ihre geologische Karte eingetragen: Großfeldspitze-N-Flanke (zwischen Dösen- und Seebachtal), Celler Spitzen und Kälberrspitzen (Seebachtal/Großelendtal). Vom gegenüberliegenden Hang (Celler Weg) ist das braune Schieferband in der NE-Flanke der Großfeldspitze gut zu sehen. Am Celler Weg selbst reicht der grobkörnige Hochalm-Granitgneis bis zum Schöbern. Den Granatglimmerschiefer an der Grenze zum auflagernden Amphibolit (Storz-Ankogel-Serie) findet man am Celler Weg selbst nicht aufgeschlossen. Doch soll er auf Grund der ANGEL-STABER-Karte südöstlich der Celler Spitze anstehen. Die interessanten Falten dieser Karte im Bereich nördlich und nordöstlich der Kälberrspitze habe ich besichtigt. Der grobkörnige Hochalm-Granitgneis weist hier an seiner Hangendgrenze (westlich des Gletscherbaches = Quelle des Großelendbaches) postkristalline Deformation (Phyllonite) auf. Darüber folgen Glimmerschiefer, Amphibolite und Migmatite mit intensiver Faltung.

Meine vorläufige Kartierung der Schwarzhorngruppe im Maßstab 1 : 25.000 zeigt ein abweichendes Bild von der ANGEL-STABER-Karte. Nach meiner Beobachtung zieht das Glimmerschieferband im Hangenden der Hafner-Migmatite weiter und zwar in einem NE-konvexen Bogen: Vom E-Ufer des Unteren Schwarzhorn Sees bis westlich Reckenbühel. Hier biegt es in die Richtung nach W um und zieht durch den N-Sockel des Nördlichen Schwarzhornes zur Unteren Grubenkar Scharte und damit in die Seebach-Glimmerschieferzone bis Mallnitz. Ein steiles Aufragen der Glimmerschiefer kartierte ich an der Zwischenelend Scharte und am Mittleren Schwarzhorn. Die Paragneise und Amphibolite des Ankogels und der Schwarzhörner lagern als Synform über dem Glimmerschiefer und heben westlich Reckenbühel nach NE in die Luft aus. Sie erscheinen dann wieder an der N-Flanke des Hölltor-Rotgülden-Domes über der Mureckdecke als zunächst dünnes Band der Storzserie südlich der Frischinghöhe (Blatt Muhr), um sich nach E rasch zu verbreitern (Storzserie).

2.6. Hafner-Migmatitserie

Diese Migmatite bilden den Grat, der im Großen Hafner kulminiert, zwischen Großem Malteiner Sonnblick und Kalte Wand Spitze. Sie sind in den weiten Hochkaren aufgeschlossen, die kaum Vegetation tragen. Ihre Aufschlüsse gehören zu den besten Migmatitaufschlüssen in Europa außerhalb von Fenno-Scandinavien. Allerdings hat die Frische der Felsaufschlüsse in den letzten 45 Jahren infolge Rückzuges des nivalen Klimas merklich abgenommen.

Das Paläosom der Hafner-Migmatite besteht aus Amphibolit, Paragneis und nur untergeordnet Glimmerschiefer, das Neosom aus Aplitgranitgneis und vorwiegend Aplitgneis. Zahlreiche größere und kleinere Diorit-, Quarzdiorit-, Granodiorit-, Granit- und Aplitgranit-Gneiskörper sind den Migmatiten eingeschaltet. Ein meist dichtes Gängnetz durchschlägt Migmatite und Kleinplutone. Die älteren Aplit- und Pegmatitgänge zeigen meist hybriden Charakter und unscharfe Grenzen zum Nebengestein. Die jüngeren Aplit-

und Pegmatite schlagen ohne Verunreinigung und mit scharfen Grenzen durch das Nebengestein. Lamprophyre sind selten.

Die grundlegende Erkenntnis, Beschreibung, petrologische Gliederung und zumindest schematische kartenmäßige Darstellung der Hafner-Migmatitzone verdanken wir den beiden Forschern ANGEL und STABER: 1937 (Beschreibung mit Schwarz-Weiß-Fotos); 1939 (Kartenskizze p. VII, Fig. 2); 1942 (geologische Karte 1 : 50.000 mit in die Augen springender, die Genese sehr eindrucksvoll ausdrückender Bänder-, Linsen- und Strichlein-Struktur des mehrfarbigen Paläosoms im aplitgranitischen einfarbigen Neosom); 1952 (Wiederabdruck dieser Karte und Erläuterung dazu). Gute farbige Migmatitfotos aus dem Wastelkar fertigte FRIEDRICH an (EXNER 1953, Abb. 10–14).



Abb. 9: Homoachbiale Phyllonitbildung. Bändermigmatit, gefaltet, steil N-fallend und teilweise zu Schollenmigmatit aufgelöst. Paläosom: Amphibolit. Neosom: Aplitgneis. Eine jüngere konforme Phyllonitzone mit Kleinfalten verläuft links vom Eispickel. Hafner-Migmatitserie. Kölnbreinkar SH. 2460 m. 1100 m wnw. Petereck.

Eine Neubearbeitung der Hafner-Migmatitserie sollte die zweifellos vorhandene Polymetamorphose berücksichtigen. Es wurden nämlich die älteren echten Migmatitstrukturen vielfach durch jüngere, nicht-migmatische Deformationen umgeprägt. Diese jüngeren Deformationen vollzogen sich im metamorphen Schwachwirkungsbereich (niedrige Temperatur) mit Wiederfaltung, Scherung, phyllonitischer Kleinfältelung und Kristallisation aus entsprechend niedrig thermalen Stoffmobilisationen, besonders mit Neubildung von Quarz, niedrigthermalen Feldspaten, Serizit, Chlorit u. a. Häufig erfolgt die junge Phyllonitisierung homoachsial (Abb. 9) zum alten Bändermigmatit. In manchen Fällen kann eine deutliche Achsen- und Flächendiskordanz zwischen jungem Phyllonit und altem Migmatit beobachtet werden (Abb. 10 und 11).

Ich selbst habe mit solchen Strukturanalysen begonnen, war aber außer Stande, sie zu vollenden. Für den nötigen, sehr aufwendigen petrologischen Arbeitseinsatz, verbunden mit großmaßstäblicher Detailkartierung stehen seit Vollendung des Kraftwerkes Malta bedeutend bequemere Zufahrts- und Unterkunftsmöglichkeiten zur Verfügung. Meinen Nachfolgern wünsche ich viel Glück zu dieser Arbeit!

Eines steht aber heute schon fest: Die Hafner-Migmatitserie besteht aus den Gesteinen des Alten Daches vom Hölltor-Rotgülden-Kern im N und Hochalm-Kern im S. Alpidisch wurden die bildsamen Migmatite vom Sockel teilweise abgeschert, intensiv gefaltet und in Form einer fächerförmigen Syncline tektonisch angeschopt (Tafel 1). Einzelne Granatglimmerschieferzüge stellen Reste der transsgressiven zentralen Schieferhülle dar. Sie sind in die Migmatite tektonisch eingezwängt.

Das „Permo-Mesozoikum“ der Silbereckserie liegt über der Hafner-Migmatitserie (Melnikkar), oder ist in diese eingefaltet (Kalte Wand Spitze). Wo das Alte Dach infolge der oberkarbon-permischen Erosion verschwand, transgredierte die Silbereckserie unmit-

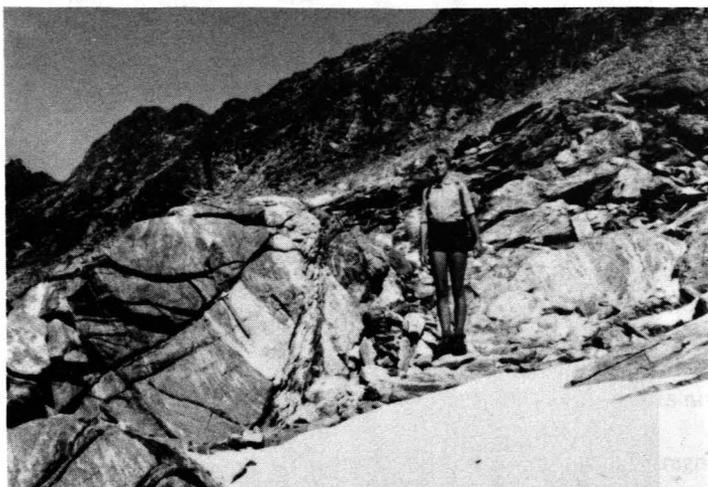


Abb. 10: Diskordante Phyllonitbildung. Bändermigmatit mit konformen Aplitgängen (N-fallend, Richtung des Hammerstieles) wird von jüngerer Phyllonitzone (S-fallend) geschnitten. Hafner-Migmatitserie. Ochsenkar, SH. 2550 m. Neben dem Touristensteig von der Kattowitz Hütte zum Großen Hafner. Im Hintergrund: Mahrschneid.

telbar auf dem Zentralgranitgneis (N-Rand des Hölltor-Rotgülden-Kernes). Eine Verbindung einzelner Glimmerschieferzüge im Gebiet der Hafner-Migmatite mit der Silbereckserie hat schon KOBER (1922, p. 223) vermutet und als Deckenscheider zwischen seiner Ankogel- und Hochalmdecke gedeutet.

In der folgenden Beschreibung streifen wir nur kurz die schon von ANGEL & STABER ausführlich behandelte Migmatitserie. Unsere Beobachtungen an den tektonisch interessanten Glimmerschieferzügen werden jedoch detailliert wiedergegeben.

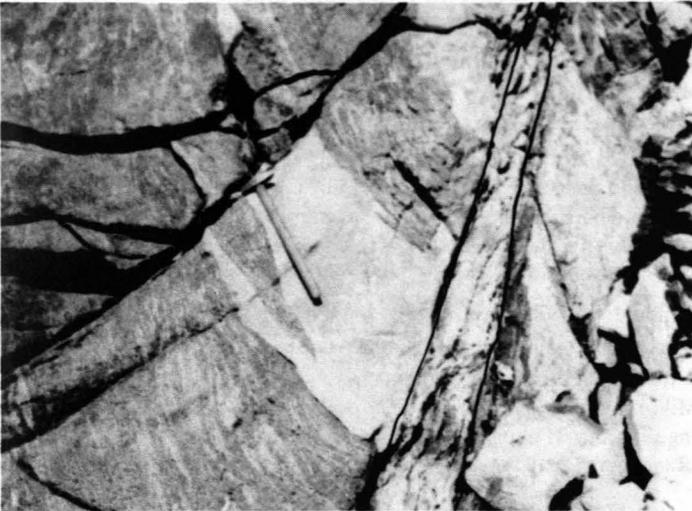


Abb. 11: Detail aus Abb. 10: Orientierung des Hornblende und Biotit führenden, aplitinjizierten, älteren Bändermigmatites: s: 105/73 N; Faltenachse: 105/12 E. Struktur der diskordanten, jüngeren Phyllonitzone: s: 122/45 S; Faltenachse: 50/22 SW. Länge des Hammerstieles beträgt 45 cm.

2.6.1. Feldgeologische und petrographische Notizen: Migmatite

Der NE-Rand der Hafner-Migmatite streicht vom Haderlingturm über den N-Grat des Kleinen Hafners zum N-Grat des Kleinen Malteiner Sonnblicks. Die steil aufgebäumten, intensiv um flache NW und WNW streichende Achsen gefalteten Migmatite bauen die steilen NE-Wände des Hauptgrates zwischen Kölnbreinspitze und Malteiner Sonnblick auf. Sie liegen mit steil SE fallenden bis vertikalen s-Flächen dem Rotgülden-Gneiskern an, bzw. sind an sekundären Scherflächen über diesen vorgeglitten.

Den bequemsten Einblick in die steile Stirnzone der intensiv gefalteten Migmatite bietet der markierte Touristensteig vom Oberen Rotgüldensee zur Wastelkarscharte (EXNER 1979, Abb. 9).

Die Bänder- und Schollenmigmatite des Haderlingkares enthalten in SH. 2490 m eine über 100 m im Streichen anhaltende und mehrere m mächtige Lage von Hornblendegarben-

schiefer. In der N-Wand des Großen Hafners sieht man das Gangnetz der die Migmatite durchschlagenden, jeweils mehrere 100 m weit verfolgbar Aplite und Pegmatite (besonders am eisfreien W-Sporn der Wand!). Neben den Bänder-, Schollen-, Ader- und Nebelmigmatiten enthält die Wand Hornblendegarbenschiefer (Hornblendeprismen 50 mm lang, 6 mm breit; Granat 7 mm Ø; Biotit 2 mm Ø; Grundgewebe: Serizit, Quarz, Feldspat), Biotitblastenschiefer vom Woiskentypus (Biotit 10 mm Ø, häufig als Querbiotit in serizitreichem Grundgewebe), mittelkörnige Amphibolite, grobkörnige Gabbroamphibolite, verschiedene Mischgneise (Ho-Gran-Bio-Aplitgneise), homogenisierte dioritische und quarzdioritische Gneise, hybride Aplitgneise mit Biotitschlieren, reine Aplitgneise und schließlich helle Albitknotenschiefer (Albitrundlinge 8 mm Ø; Biotit 2 mm Ø; serizitreiches Grundgewebe).

Die Gipfelplatte des Großen Hafners besteht aus Schachbrettalbit-Augengneis. Die Augen (fertiger Schachbrettalbit ohne Knaf-Reste) erreichen 2 cm Durchmesser. Der Plagioklas des Grundgewebes ist Albit (gemessen wurde 0% An, Fülle C und füllungsfreier Randsaum, Kornzerfall) Biotit (hellgelb bis rehbraun). Hellglimmer, Quarz.

Ferner: Epidot, Orthit mit Epidotrand, Apatit, Titanit, Opazit, Chlorit (sekundär nach Biotit) und Karbonat mit Lamellen.

Am Karschneideck-ENE-Kamm steht im Migmatit homogenisierter mittelkörniger Quarzdioritgneis an. Er läßt mit freiem Auge porzellanweißen Feldspat (Plagioklas), Quarz, Biotit und Hellglimmer erkennen.

Unter dem Mikroskop zeigt Plagioklas (27% An) große leistenförmige Individuen mit Zonenbau der Entmischung vom Kern (Füllungstyp D) über konzentrische Zonen mit Füllung C und B bis zum füllungsfreien Randsaum. Der Biotit hat Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Quarz ist xenomorph.

Ferner: Hellglimmer, Epidot, Orthit mit Epidotrand, Apatit (Einschlüsse in Biotit), Titanit, Chlorit (sekundär nach Biotit) und Karbonat (mit Lamellen).

Bemerkenswert ist das enge Aplit- und Pegmatit-Gangnetz in den Migmatiten der E-Wand des Grates Lanischeck – Großer Malteiner Sonnblick. Eine Vielfalt homogenisierter Hornblende-Biotit-Dioritgneise und Biotit-Dioritgneise steckt in den Migmatiten des Grates zwischen Kleinem und Mittlerem Sonnblick. Sie gehen aus der Mischung von Amphibolit-Paläosom und Aplit-Neosom hervor.

Die gefalteten Bändermigmatite der 600 m hohen Lanischeck-SW-Wand stehen vertikal oder fallen steil nach S; ebenso ihre Fortsetzung am Kleinen Hafner und in der S-Wand des Großen Hafners. Vom Melnik- bis zum Kölnbreinkar bilden die Migmatite einen Fächer. Sein S-Teil fällt im Küh-, Ochsen-, Wastel- und Kölnbreinkar nach N ein. Im Zuge der N-S streichenden Querfalte der Kalte Wand Spitze teilt er sich in 2 Äste. Der eine zieht nach SW ins Langkar und Brunskar (Blatt Hofgastein), der andere nach NW zum Sockel des Weinschnabels, zur Moritzenscharte und bis zum Unteren Schwarzsee.

Die südliche Grenze der Hafner-Migmatitserie zum Hochalm-Granitgneis und zu den Migmatiten der Findelserie ist unscharf. Hier haben im Gebiet um die „Kölnbreinsperre“ die zahlreichen künstlichen Aufschlüsse im Zuge des Kraftwerkbaues den Migmatitcharakter des Gesteines unter der Vegetationsbedeckung des Maltatales vorzüglich bloßgelegt. Es handelt sich um eine metamorphe Serie von Bänder-, Schollen-, Ader- und Nebelmigmatit mit Meterzehner-mächtigen Intrusiva von Aplitgranit und Aplit mit homogenisierten Quarzdiorit-, Granodiorit- und Plagioklasgranit-Körpern und seltenen Lamprophyrgängen. Pegmatite weisen mitunter aplitische Salbänder auf (Abb. 12).



Abb. 12: Sekundäre Verschiebung von biotitreichem Bändermigmatit und diskordantem Aplitgang (6 cm mächtig) mit Pegmatit-Salband. Das flächige Parallelgefüge des internen Biotits (innerhalb des Ganges) verläuft parallel zum flächigen Parallelgefüge des externen Biotits (im Bändermigmatit außerhalb des Ganges). Kleinfaltung der Grenzflächen des Ganges. Hafner-Migmatitserie. Hafner-SW-Grat, SH. 2730 m. 60 m nördlich P. 2757. Maßstab: Armbanduhr (links im Bilde).

Einige Gesteinsproben wurden mikroskopisch untersucht:

Migmatischer Bändergneis. Fundort: Reitkarl, Maltastraße SH. 1860 m bis 1880 m. Plag-Knaf-Bio-Qu-Gneis mit volumetrischem Vorherrschen des Plagioklases (21% An, Messung senkrecht X). Knaf ist auf die Aplitlagen (Neosom) beschränkt.

Meta-Aplitgranit. Er bildet einen 15 m mächtigen Intrusivstock (Härtlingsrücken) und beinhaltet einige migmatische Schieferlagen. Megaskopisch ist das kleinkörnige helle Gestein beinahe regellos körnig und läßt kleine Schüppchen von Biotit und Hellglimmer erkennen. Fundort: Reitkarl, Maltastraße SH. 1880 m (bei Abzweigung eines alten Fahrweges nach W). Es handelt sich um Knaf-Plag-Bio-Qu-Granit. Knaf und Plag sind in gleichen volumetrischen Mengen vorhanden. Plag hat 5% An und Fülle vom Typus B. Hellglimmer ist auf Plag-Mikrolithen und einzelne Scheiter am Rande von Feldspaten beschränkt.

Meta-Aplit. Es wurden 2 Proben von folgenden Fundorten untersucht: (1) „Sonntagsboden“, heute überflutet vom Speichersee Westlbaueralm, 15 cm dicker diskordanter Gang in Schollenmigmatit, ca. 250 m nordwestlich der Mündung des Mitterkarbaches. (2) Lagergang in Quarzdioritgneis im S-Teil des Steinbruches nordwestlich der Mündung des Kölnbreinbaches. In beiden Fällen handelt es sich um Aplitite mit Vormacht des Plagioklases. Dieser hat 3% An und Füllungstypus B. Hellglimmer tritt als Mikrolith im Plagioklas und am Rande der Feldspate, in Probe (1) auch als selbständiger Gemengteil auf. Beide Proben führen Granat.

Stark deformierter Aplitgneis (Kornzerfall; Knaf und Plag annähernd in gleichen volumetrischen Teilen vorhanden) zeichnet das Neosom der Migmatite im Hochkar westlich über den Langkarwänden aus (am W-Rand des Kartenblattes Muhr).

Quarzdioritgneis als schwarz-weiß gesprenkeltes Gestein ist an den Aufschlüssen im m-Bereich vielfach als Produkt der Homogenisierung von Paläo- und Neosom erkennbar. Den beiden untersuchten Proben fehlt Knaf. Der An-Gehalt des Plagioklases schwankt zwischen 26 und 5%. (1) Reitkarl, Maltastraße SH. 1840 m bis 1860 m, knapp nordwestlich des Mitterkar-Straßentunnel-W-Portales. Plag-Bio-Qu-Gneis. Plagioklas: 25 und 26% An, Zonenbau der Mikrolithenfülle im Plag: Kern D, mittlere Schale B, äußere Schale ungefüllt. Hellglimmer beschränkt sich auf Plag-Mikrolithen. (2) Am alten Saumweg im Maltatal bei Mündung des Kölnbreinbaches, heute überflutet. Ebenfalls Plag-Bio-Qu-Gneis, jedoch pegmatitisch durchtränkt und mit Plag von 5% Anorthitgehalt und Füllungstypus C. Hellglimmer kommt als Mikrolith in Plag und am Rande von Plag vor. Die Fortsetzung dieses Gesteines ist im südlichen Abschnitt des Steinbruches nordwestlich der Mündung des Kölnbreinbaches aufgeschlossen.

Granodioritgneis steht bei dem Mundloch des Fensterstollens zum Kölnbreinstollen am „Sonntagsboden“, 350 m ssw. Sporthotel Kölnbrein an. Knaf-Plag-Bio-Qu-Gneis mit Vormacht des Plag (Plag III-Großkörner mit Füllungstypus C). Der Hellglimmer ist auf Mikrolithen im Plag beschränkt. Apatit zeigt violetten Kern. Syngnetisches Karbonat mit Zwillingslamellen vorhanden.

Plagioklasgranitgneis steht am rechten Hang des Maltatales, flußabwärts der Kölnbreinsperre, bei dem Mundloch des Probestollens an. Auch hier handelt es sich um eine homogenisierte Partie mit unregelmäßig im Gestein verteilten Biotitaggregaten. Plagioklas (9% An, Füllungstyp B) ist in Vormacht gegenüber Knaf. Hellglimmer bildet selbständige Scheiter. Unter den Accessoria ist viel Granat vorhanden. Titanit bildet Großkristalle. Epidot weist Zonenbau mit braunem Kern auf.

Ein diskordanter Gang von metamorphem Lamprophyry (Gangfloinit) durchschlägt Granodioritgneis und dessen Aplitite. Der Lamprophyrgang ist 0,6 m mächtig, streicht N 165 E/saiger und befindet sich am „Sonntagsboden“, 8 m nordwestlich des Mundloches des Fensterstollens zum Kölnbreinstollen, 350 m ssw. Sporthotel Kölnbrein. Megaskopisch läßt das Gestein 5 mm große Feldspate mit Zonenbau (graugrün gefüllter Kern und porzellanweißer Randsaum), 10 mm große Biotitaggregate und ein grünlichgraus Grundgewebe (Epidot und Amphibol) erkennen.

Hauptgemengteile: Plagioklas (Plag. III, II und I, Kornzerfall. Mitunter lange schmale Leisten als Reste porphyrischer Einsprenglinge erhalten). Epidot (in großer Menge vorhanden. Farblos mit Zonenbau bezüglich der Auslöschung. Häufig aggregiert). Biotit (hellgelb bis rehbraun). Amphibol: Farblos bis hellgrün. Brauner Kern mit staubförmiger Fülle (Entmischung).

Ferner: Opazit und Titanit.

Denselben Mineralbestand weisen Paläosom-Schollen im Schollenmigmatit am linken Hang des Maltatales in SH. 1845 m, ca. 100 m flußabwärts der Kölnbreinsperre auf. Es handelt sich um einen boudinierten Schollenzug (eventuell ehemaliger Lagergang) mit Einzelschollen von 2 m Durchmesser. Das feinkörnige Gestein besitzt keine Einsprenglinge. Amphibol ist hier reichlicher vorhanden mit Pleochroismus von gelbgrün bis grün und mit braunem bestäubtem Kern. Der Anorthitgehalt des Plagioklases beträgt 30%.

Ein metamorpher und deformierter, 0,2 m mächtiger Lamprophyry-Lagergang befindet sich im Schollenmigmatit des Kölnbreinkares in SH. 2450 bis 2490 m.

Kleine Tonalitgneis-Körper in der Hafner-Migmatitserie finden sich im Wastelkar, auf der Mahrschneid und in der Kühkarschneid-E-Flanke. Die isolierte Tonalitgneisscholle auf der Mahrschneid zwischen SH. 2380 und 2505 m bildet eine regelrechte Deckscholle auf Granatglimmerschiefer und zeigt Faltung und lokale Phyllonitisierung.

2.6.2. Granatglimmerschiefer

Sie bilden konkordante Einschaltungen zwischen und am Rande der Hafner-Migmatitserie. Eventuell handelt es sich zumindest teilweise um eingefaltete Reste der transgressiven zentralen Schieferhülle. Sie treten westlich vom Melnikkar (Hammerleiteneck-W-Flanke) bis zur Moritzen Scharte als isolierte linsenförmige Vorkommen auf. Der kontinuierlich zu verfolgende Granatglimmerschieferzug im Krumpenkar (Mahrschneid bis Mitterkar) ist allerdings 2 km lang!

Die beobachteten Vorkommen wurden auf der geologischen Karte eingetragen und seien im folgenden detailliert beschrieben, da zukünftige Strukturforchung wahrscheinlich mit Erfolg an diese Granatglimmerschieferzüge anknüpfen wird.

Hammerleiteneck-W-Flanke. Einige m mächtiger Granatglimmerschiefer an der Grenze zwischen Hochalm-Granitgneis (unten, S-Flanke der Rinne) und Hafner-Migmatitserie (oben, Wände des großen Malteiner Sonnblicks). Fundort: N-Flanke der Rinne, SH. 2470 m. Es handelt sich um Gran-Bio-Hgl-Chlo-Oligoklas-Qu-Schiefer.

Der Granat führt Einschlüsse von Opazit. Der Pleochroismus des Biotits reicht von hellgelb bis rehbraun. Oligoklas hat 21% An (Messungen von 2 Körnern senkrecht X und MP). Er bildet xenomorphe, häufig in s gelängte, große Blasten, füllungsfrei und mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Plag III mit polysynthetischen Lamellen nach dem Periklin-Zwillingsgesetz herrscht vor. Accessoria: Epidot, Apatit, Opazit und Zirkon.

Kühkarschneid. 3 m mächtiger Granatglimmerschiefer mit 1,5 cm großem Granat, begleitet von Biotitblastenschiefer. Intensiv gefaltet. Umgeben von den Migmatiten der Hafner-Serie.

Fundort: Großer Steinmann in SH. 2552 m, am Spazierweg von der Kattowitz Hütte. Dem Gesimse des Granatglimmerschiefers folgt ein Steig ins Kühkar. Ins Ochsenkar läßt sich der Granatglimmerschiefer mit Hilfe von Lesesteinen ein kurzes Stück nach NW verfolgen. Der Glimmerschiefer wurde von KOBER (1922, p. 223) entdeckt und als Fortsetzung der Liesermulde (= Silbereckserie) interpretiert.

Großer Hafner-SW-Grat. 2 m mächtiger Granatglimmerschiefer, den Hafner-Migmatiten eingeschaltet. Fundort: SH. 2915 m, etwa in der Synklinale des Fächers (Tafel 1).

Mahrschneid-N-Flanke. 8 m mächtiger Granatglimmerschiefer mit 3 mm großem Granat, Bio, Hellglimmer und Quarz bildet in der Steiflanke eine Falte zwischen den Migmatiten in SH. 2530 m bis 2450 m. N- und S-Schenkel der Falte laufen im Wastelkar aus. Der S-Schenkel führt hier in SH. 2400 m Granatglimmerschiefer von 10 m Mächtigkeit und mit 9 mm großem Granat.

Mahrschneid-Krumpenkar-Mitterkar. 15 bis 10 m mächtiger und 2 km langer Granatglimmerschiefer innerhalb der Hafner-Migmatite. Es handelt sich um Gran-Bio-Hgl-Qu-Schiefer mit 6 mm großem Granat. Am Grat der Mahrschneid liegt er von SH. 2580 bis 2380 m unter Tonalitgneis.

Unter Bergsturz und Moräne erreicht der Granatglimmerschiefer die Trogschulter in SH. 2285 m und zieht kontinuierlich längs des weithin sichtbaren morphologischen Gesimses durch die Krumpfen-Karwand (SH. 2240 m in der Mitte der Wand). Wo er in nordwestlicher Richtung das Krumpfenkar verläßt (SH. 2295 m), führt er ein 1 m mächtiges Quarzlager und bildet einen Quellenhorizont. Nach Bergsturzbedeckung baut er im Mitterkar (SH. 2260 m) ausgedehnte Karplatten auf und verschwindet in Richtung Mitterkarbach. Seine Raumlagen betragen im Krumpfenkar s: 105-125/40-66 N, Lineation: 105/15 W; im Mitterkar s: 78/44 N, Lineation: 100/22 W.

Karschneid (Petereck-W-Grat). Granatglimmerschiefer, Hornblendegarbenschiefer, Gneisphyllonit, Albitblastenschiefer und Mylonit in muldenförmiger Position über der Hafner-Migmatitserie. Fundort: SH. 2575 m, 700 m wsw. Petereck, knapp oberhalb des markierten Touristensteiges.

Südlich Lausnock. Nur wenige m mächtiger Granatglimmerschiefer in streichender Fortsetzung des Letztgenannten. Umgeben von Biotitschiefer, Amphibolit und migmatischem Bändergneis der Hafner-Migmatitserie. Fundort: SH. 2250 m, 360 m ssw. Lausnock. Es handelt sich um Gran-Bio-Hgl-Chlo-Oligoklas-Qu-Schiefer.

Der Granat erreicht 8 mm Durchmesser. Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Der Oligoklas hat 27% An (Messung senkrecht X). Er bildet xenomorphe ungefüllte Blasten mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Plag III, II und I. Häufig sind polysynthetische Lamellen nach Periklinesetz. Accessoria: Epidot, Apatit, Opazit, Rutil und Hämatit.

Kölnbreinkar. Granatglimmerschiefer zusammen mit Biotitblastenschiefer vom Woiskentypus. Umgeben von Migmatiten. Fundort: Karplatten unter dem Kölnbreinkees, nordwestlich Petereck.

Südöstlich Moritzenscharte. Schwarzschiefer mit großen Blasten von Granat und Biotit sowie Hornblendegarbenschiefer mit 6 cm langen Hornblenden bilden das Paläosom der Hafner-Migmatitserie im Bereich Schwarzseen, Moritzenscharte und Scharte zwischen Kalter Wand und Weinschnabel. Obwohl die Schwarzschiefer jenen der Silbereckserie ähnlich sehen, gehören sie stratigraphisch einer vormigmatischen („altpaläozischen“) Serie an. Als Paläosom von Bänder-, Schollen- und Adermigmatit sind diese Schwarzschiefer zwar generell mit SW-geneigter Faltenachse und Lineation in den herrschenden Bauplan eingeregelt. Im einzelnen gibt es jedoch zahlreiche Aufschlüsse, in denen die Schwarzschiefer-Paläosom-Schollen gegeneinander verdreht sind, wobei auch die Lineationen der einzelnen Schwarzschiefer-Schollen zueinander diskordant liegen. Diese Lineationen sind älter als die Migmatitbildung. Die Schwarzschiefer waren bereits vor der Migmatitbildung einheitlich gefaltet und wurden im Zuge der Migmatitbildung im aplitgranitischen Bad (Neosom) zerstückelt und verdreht. Sonderbar ist, daß die vor-migmatische („paläozoische“) Faltenachse der alpidischen konform verläuft. Es liegt hier ein Schlüsselgebiet für zukünftige Strukturforschungen vor!

Die N-S streichende, E-vergente Auffaltung des Hölltor-Gneiskernes auf den Rotgülden-Gneiskern erzeugt die lokale Aufschubung von Hafner-Migmatiten auf den Kalkmarmor und Bündnerschiefer der Silbereckserie der Kalte Wand Spitze. Der quer aufgeschobene Teil der Hafner-Migmatite zeigt W-fallende s-Flächen und SSW- bis SW-geneigte Faltenachsen. Längs der Linie: Unterer Schwarzsee – Moritzenscharte – Weinschnabel Westgrat – Steinbruch Kölnbrein fallen die Hafner-Migmatite unter den metamorphen Plagioklasgranit des Hölltor-Gneiskernes ein.

Nördlich der Mündung des Mitterkarbaches in den Speichersee Wastlbaueralm. Bio-Hgl-Chlo-Glimmerschiefer ohne megaskopischen Granat. Wenige mächtige Lage zwischen Biotit-Epidot-Amphibolit und Aplitgneis der Hafner-Migmatitserie. Das Schieferband ist zwischen Speichersee und S-Portal des Mitterkar-Tunnels der Maltastraße aufgeschlossen. Vor der Überflutung durch den Speichersee war es bequem neben dem Touristenweg an der Talsohle beobachtbar. Es dürfte sich um den Glimmerschiefer der „Wastlbauer-Synklinale“ KOBER's (1926, p. 47) handeln, ein vermutetes Zwischenglied zwischen Liesermulde (Silbereckserie) und Seebachschiefer bei Mallnitz.

2.6.3. Mineralreiche Glimmerschiefer

Innerhalb der Hafner-Migmatitserie treten an 3 Stellen mineralreiche, auch Karbonat führende Glimmerschiefer auf. Sie lassen auf eine lokal bunte Zusammensetzung der vormigmatischen („altpaläozoischen“) Sedimente im Gegensatz zur sonst vorherrschenden Monotonie des Paläosoms der Migmatite schließen. Allerdings dürften einige der karbonatführenden Schiefer nicht aus sedimentogenen Kalkschiefern, sondern aus basischen Gesteinen durch Phyllonitisation mit Karbonatkristallisation aus epimetamorphem Lösungsumsatz entstanden sein.

Das Vorkommen in den Migmatiten der Kalte Wand Spitze war schon ANGEL & STABER (1952, p. 81, „am Klaf NW Kölnbreinsattel“) bekannt. Ich sammelte in der Schuttrinne 150 m südwestlich des Gipfels der Kalte Wand Spitze:

Fuchsit-Kalzit-Quarz-Fels. Bildet 0,5 m dicke Schollen. Leuchtend grüner, zäher Fels. Accessorium: Epidot. Auf Grund der Untersuchung von R. HÖLL (1975, p. 92 und 110, Nr. 37) Scheelit-führend.

Fuchsit-führende Glimmerschiefer

Kleinkörniger Aktinolith-Epidot-Plagioklas-Quarz-Fels. Accessoria: Titanit, Biotit und Chlorit.

Epidot-Aktinolith-Fels. Accessorium: Titanit. In diesem Fels Knauern aus Kalzit (3 cm) und Epidotkristallen (4 cm lang, 1,2 cm breit).

Hornblendegarbenschiefer. Hauptgemengteile: Amphibol (1 cm lange Säulchen, Pleochroismus: hellgelb bis grün, poikilitische Einschlüsse der übrigen Gemengteile). Albit (5% An, Plag III, II und I. Xenomorph, ungefüllt. Einschlüsse der übrigen Gemengteile). Hellglimmer. Quarz. Accessoria: Fuchsit, Epidot, Opazit und Chlorit.

Biotit-Hellglimmer-Albit-Quarz-Schiefer. Der Albit (0% An) ist als Plag III, II und I, xenomorph mit Fülle A entwickelt. Accessorium: Epidot.

Mineralreicher Granat-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Fels mit Epidot, Opazit, Apatit, Plagioklas (Plag I und II mit Füllungstyp C), Titanit, Karbonat und Haematit.

Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneis mit Quarz-Knollen. Genetische Interpretation: Vulkanoklastischer Paragneis.

Die linsenförmigen Knollen erweisen sich als Quarz-Einkristalle, die sich auch mikroskopisch scharf gegen das Gesteinsgrundgewebe abgrenzen und eventuell Gerölle von vulkanogenen Quarz-Einsprenglingen darstellen. Sie sind linsenförmig parallel zur Lineation des Gesteins eingeschichtet, 30 mm lang, 5 mm breit und mechanisch deformiert (mikroskopische Felderteilung mit undulöser

Auslöschung). Biotit (hellgelb bis rehbraun). Oligoklas (25% An, Kleinkörner vom Typus Plag III, II, I, xenomorph und ungefüllt).

Ferner: Epidot, Apatit, Titanit und Hellglimmer.

In der Umgebung der „Kölnbreinsperre“ legten die Bau-Aufschlüsse zahlreiche Vorkommen karbonatführender Phyllonite im Verbande mit basischen Gesteinen der Hafner-Migmatitserie frei.

Nördlich des Malta-Flusses streicht ein Zug von Ankerit-führendem Bio-Hgl-Qu-Albitblastenschiefer in Begleitung von Amphibolit, Hornblendegarbenschiefer, Biotitschiefer, karbonatreichem Chloritphyllonit und Bändergneis von der Maltastraße im Tälchen 100 m südöstlich „Sporthotel Kölnbrein“ bis 120 m südlich des Sporthotels. An der linken Felseinbindung der „Kölnbreinsperre“ war karbonathaltiger Chloritschiefer (Phyllonit nach Amphibolit des Migmatits) mit Mächtigkeiten von 0,1 bis 0,3 m aufgeschlossen.

Südlich der Malta ist der Ankerit-Schieferzug am untersten und am obersten Fahrweg südlich der „Kölnbreinsperre“ gut aufgeschlossen. Der Hornblendegarben-Ankerit-Schiefer des obersten Fahrweges besitzt folgenden Mineralbestand:

Hauptmengeile: Amphibol bildet 20 mm lange Säulchen mit Pleochroismus von hell- bis dunkelgrün. Granat besitzt unverlegte Einschlußzüge aus Opazit und ist teilweise chloritisiert. Biotit (hellgelb bis braun). Hellglimmer. Chlorit (sekundär nach Granat, Amphibol und Biotit). Oligoklas hat 25% An (Messung senkrecht X). Er bildet große, füllungsfreie Plag III-Blasten (Rollo-Oligoklas) mit unverlegten Einschlußzügen von Opazit, Quarz und Hellglimmer. Karbonat mit Lamellen, megaskopisch braun anwitternd. Braust nicht mit kalter HCl. Quarz.

Ferner: Opazit und Rutil.

Seine geologische Position als Phyllonit nach basischen Gesteinen der Migmatitserie wird durch die Begleitgesteine erhärtet. Von S nach N längs des obersten Fahrweges in der steilstehenden Migmatitserie fortschreitend, wurde folgendes Profil aufgenommen:

SH. 1925 m: Schollenmigmatit. Amphibolit und Biotitschiefer bilden 3 m große Paläosomschollen mit gegenseitig verdrehtem s. Neosom: Aplitgneis.

Basischer Phyllonit mit Karbonatlagen. Raumlage: s: 110/67 S, Faltenachse: 110/20 W.

Feinschiefriger phyllonitischer Granitgneis.

Bändergneis (2,5 m mächtig).

Gneisphyllonit (1,5 m). Es handelt sich um kleingefalteten Albit-Hgl-Qu-Gneis. Accessoria: Karbonat (mit Lamellen), Biotit (hellgelb bis rehbraun) und Opazit.

Chloritführender Gneisphyllonit (2 m) mit Quarz-Karbonat-Knauern (0,6 m).

Bändergneis (3 m) mit Karbonatknauern.

Hornblendegarben-Ankerit-Schiefer (6 m) mit 1 m dicken Quarz-Karbonat-Chlorit-Knauern. Mikroskopische Beschreibung siehe oben!

Oberhalb der Felseinbindung des rechten Flügels der „Kölnbreinsperre“: Bändergneis (230 m) mit Schollen von Aktinolithfels, Amphibolit und Biotit-Chlorit-Schiefer.

Raumlage: s: 100/80 N, Lineation: 100/35 W.

Chlorit-Serizit-Gneisphyllonit (3 m) mit Quarz-Karbonat-Knauern.

SH. 1945 m. Ende des Fahrweges: Bändergneis.

In der Hafner-Migmatitserie des Großen Malteiner Sonnblicks befinden sich ähnliche karbonatführende Phyllonite innerhalb einer Gesteinsgesellschaft von Grobkornamphibolit, biotitisiertem Hornblendegarbenschiefer und mannigfaltigen biotitreichen Phylloniten. Untersucht wurde aus dem Blockschutt am Fuße der SW-Wand dieses Berges in SH. 2330 m ein Apatit-reicher Bio-Hgl-Kalzit-Qu-Schiefer.

Der Apatit zeigt Zonenbau (Kern hellbraun bis dunkelviolet, Hülle farblos) in gedrungenen Säulen. Biotit (hellgelb bis olivgrün). Hellglimmer (postkinematisch kristallisiertes Sperrgefüge). Kalzit (mit Lamellen). Quarz.

Ferner: Epidot, Titanit und Rutil.

2.7. Hölltor-Rotgülden-Kern

Im nördlichen Bereich des Hochalm-Ankogel-Massivs bildet dieser Gneiskern einen mächtigen N-konvexen Bogen. Er zeichnet sich durch die teilweise Erhaltung voralpidischer Strukturen (NE-Steichen) aus. Das „Permo-Mesozoikum“ der Silbereckserie überlagert seinen N- und E-Rand transgressiv mit örtlicher Erhaltung der transgressiven Winkeldiskordanz.

Während der alpidischen Orogenese wurden Gneiskeile mechanisch in die Sedimentgesteine der Silbereckserie vorgetrieben. Der höchste dieser Gneiskeile entwickelte sich zu einer parautochthonen Decke (Mureck-Gneisdecke). Die Vergenz dieser Bewegungen ist N und NE. Die Wurzel der Mureck-Gneisdecke findet man entsprechend dem SE-Gefälle der regionalen Faltenachse am Kamm zwischen Liesertal und Melnikkar (Tafel 4, Fig. 4 und 6).

Am S-Rand des Hölltor-Rotgülden-Kernes blieb teilweise das Alte Dach des Granits und Migmatites erhalten (Hafner-Migmatitserie). Jedoch dürften alpidische Scherbewegungen die bildsameren Dach-Gesteine N-vergent über den granitisch-migmatischen Sockel vorgeschoben haben (Frontfalten der Hafner-Migmatite).

Vom in E-W Richtung 24 km langen in N-S Richtung 5 bis 15 km breiten Hölltor-Rotgülden-Kern (Ankogeldecke KOBER's) befindet sich nur der östliche Teil auf Kartenblatt Muhr. Eine Besonderheit bildet die N-S streichende alpidische Querfalte Lange Wand – Kalte Wand Spitze. Hier ist der westliche Teilkörper (Hölltor-Kern) über den östlichen (Rotgülden-Kern) aufgeschoben. Im Erosionsschutz dieser Querstruktur blieb das transgressive „permo-mesozoische“ Sedimentdach des Rotgülden-Kernes auf 3 km langer Strecke in N-S Richtung erhalten. Man sieht, daß hier das „permo-mesozoische“ Sedimentdach über dem metamorphen Granitdom verhältnismäßig ungestört aufliegt. Hingegen ist es in Nähe der bildsamen Hafner-Migmatite in mehrere Falten gelegt worden (Melnikkar).

Entsprechend der Querfalte fallen auch die Hafner-Migmatite im Bereich Moritzenscharte – Weinschnabel – Steinbruch Kölnbrein unter den Granitgneis des Hölltor-Kernes ein.

Petrographisch unterscheidet sich der auf Kartenblatt Muhr befindliche Teil des Hölltor-Rotgülden-Kernes vom Hauptkörper des Gebietes Gastein – Mallnitz durch Zurücktreten des kalifeldspatreichen grobkörnigen porphyrischen Gneises und Augengneises. Auf Blatt Muhr herrschen ein leukokrater mittelkörniger metamorpher Plagioklasgranit (Hölltor-Kern und W-Teil des Rotgülden-Kernes) und ein Granitgneis mit Schollenmigmatit (Mittel- und E-Teil des Rotgülden-Kernes). Für den zuerst Genannten gebrauche ich auch die etwas längere, aber petrographisch aussagekräftigere Bezeichnung: „Leukokrater mittelkörniger Granitgneis mit Vormächt des Albits“. Er begegnete uns bereits im Großarlal (geologische Karte der Umgebung von Gastein). Auch der Forellengneis gehört dazu. Den Zweitgenannten nenne ich „Granitgneis und Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden“.

2.7.1. Leukokrater mittelkörniger metamorpher Plagioklasgranit

Der sehr einheitlich beschaffene Gesteinskörper erstreckt sich auf Kartenblatt Muhr von den Talschlüssen des Mur- und Großarltales über den Kamm Weinschnabel – Marchkarscharte ins Maltatal (Hölltor-Kern). Östlich der Querfalte (Lange Wand – Kalte Wand Spitze) baut er den Großteil des Areales des Moritztales und westliche Hochkare des Rotgüldentaales auf (Rotgülden-Kern).

So wie im angrenzenden Gebiet der Umgebung von Gastein bildet der Hölltor-Kern auf Blatt Muhr eine breite halbdomeförmige Walze mit nach N und NW einfallenden s-Flächen. Im E wird er durch die sekundäre (spätalpidische) Querfalte begrenzt. Silbereckserie und Hafner-Migmatite fallen an dieser Querstruktur unter den Hölltor-Kern ein.

Faltenachse und Hauptlineation des Hölltorkernes streichen auf Blatt Muhr NNE bis NE. Sie neigen sich im N-Bereich flach nach N und im S-Bereich flach nach S. Die Firstlinie zieht in ESE-Richtung aus dem Gebiet des Schöderhornes zur Schmalzscharte.

Im Bereich des Moritztales (Rotgülden-Kern) herrschen ebenfalls N und NW fallende s-Flächen. Die Richtung der Faltenachsen und Hauptlineationen weisen hier größere Variabilität auf (NE, E-W, ESE).

Der ursprüngliche Plagioklasgranit wurde im N-Bereich (Großarl- und Murtal) intensiver alpidisch deformiert und rekristallisiert als im S-Bereich (Maltatal).

2.7.1.1. N-Bereich (Großarl-, Mur- und Moritzental)

Freisichtig handelt es sich um ein sehr helles (extrem leukokrates) Gestein aus Feldspat (vorwiegend Albit), Quarz und grünem (phengitischem) Hellglimmer. Korngröße unter 3 mm. Biotit bleibt klein (unter 1 mm), ist nur spärlich vorhanden, oder fehlt überhaupt. Untergeordnet kommen massige Typen vor (Metagranit). Meist ist jedoch ein flächiges Parallelgefüge vorhanden. Örtlich ist das Gestein als Forellengneis ausgebildet (Schöderhorn, Marchkareck, Murursprung, Roßkar, Haderlingspitze), wobei die phengitischen Hellglimmer zu 5 cm langen Linsen an den Spitzfalten der sich unter 30° schneidenden s-Flächen aggregiert sind (metamorphe Differentiation). Fremdgesteinsschollen und Migmatite fehlen mit wenigen Ausnahmen (Biotitschiefer). 4 Kersantit-Lagergänge wurden gefunden. Die Grenze zur Silbereckserie im N läßt Winkeldiskordanz der s-Flächen und Phyllonitisation des Gneises erkennen.

Vom leukokraten mittelkörnigen Granitgneis mit Vormacht des Albits wurden 8 Proben von folgenden Fundorten mikroskopisch untersucht: (A) Marchkareck P. 2661. (B) Roßkar, südlich P. 2375. (C) Frauennock P. 2678. (D) Frauennock-N-Flanke. (E) Lange Wand P. 2572. (F) Eckpfeiler der Langen Wand, südöstlich P. 2572. (G) Vorderer Schober-N-Grat. (H) Schrovinkar.

Diese Proben weisen folgenden Mineralbestand auf:

$Ab + Knaf + Schachbretalbit + Hgl + Qu + Epi + Op \pm Bio \pm Chlo \pm Ti \pm Ap \pm Gran \pm Karb.$

Der Albit ist der volumetrisch vorherrschende Feldspat. Messungen senkrecht X ergaben O bis 8% An. Vorwiegend handelt es sich um Leisten von Plag III mit prachtvoller dichter Fülle vom Typus C (Kern und mitunter auch Hülle) und vom Typus B (hauptsächlich in der Hülle). Es muß sich ursprünglich um einen basischen Magmatit-

Plagioklas gehandelt haben (primär im Kern Andesin, in der Hülle Oligoklas). Modellförmig ist die Sammelkristallisation der Füllungsmikrolithen und ihre Verfristung zu selbständigen Epidot-Hellglimmer-Zügen in den Übergängen vom Metagranit zum Granitgneis beobachtbar, ebenso auch die Neukristallisation selbständiger Körner von Plag II und I und entsprechender Randsäume um Plag III.

Der Kalinatronfeldspat tritt mengenmäßig zurück. Er steht dem Orthoklas nahe, oder zeigt nur flau Mikroklingitterung. Sehr selten ist er hart gegittert. Karlsbader Zwillinge. Teils schwache oder fehlende perthitische Entmischung, teils Faser-, Ader- und Fleckenperthit.

In sämtlichen Proben findet sich Schachbrettalbit, teils die Übergänge aus Fleckenperthit charakteristisch demonstrierend, teils als bereits fertige Pseudomorphosen nach Knaf.

Der Hellglimmer hat megaskopisch grüne Farbe. Es dürfte sich um phengitischen Hellglimmer handeln. Der Großteil des (Fe, Mg)-Gehaltes in ehemaligen Biotiten des ursprünglichen Magmatits scheint heute in den Hellglimmern und in den braunen Kernen der Epidote zu stecken. Bei normaler Schlifffdicke ist der Pleochroismus des Hellglimmers in den untersuchten Gesteinsproben kaum wahrnehmbar.

Quarz bildet als Tropfenquarz Einschlüsse (primär-magmatische Frühkristalle) in Albit und Knaf und ist ansonsten xenomorph. Es fehlt Böhmsche Streifung. Absolut fehlt in sämtlichen Gesteinsproben Myrmekit.

Ferner: Epidot (farblos bis hellgelb, häufig mit bräunlichem Kern; volumetrisch in bedeutenden Mengen; es fehlt Orthit). Opazit (sehr geringe Mengen). Biotit (hellgelb bis rehbraun; selten grünlichbraun; klein und in geringen Mengen; mitunter fehlend; keine pleochroitischen Höfe um Einschlüsse). Chlorit (wenig oder fehlend; sekundär nach Biotit). Granat kommt innerhalb der Fülle Typ C des Albits vor. Apatit (gedrungene Prismen). Karbonat (mit Zwillingslamellen, also syngenetisch bezüglich der Gesteinsmetamorphose).

Metagranit aus der S-Wand des Schwarzkarls weist Biotit als Hauptgemengteil auf. Hingegen bleibt Hellglimmer hier Nebengemengteil. Der übrige Mineralbestand entspricht dem Vorgenannten.

Es kann somit angenommen werden, daß das Gestein vor der alpidischen Metamorphose ein leukokrater mittelkörniger Plagioklasgranit war. Von der Bezeichnung „Granodiorit“ (EXNER 1957, p. 117) möchte ich heute Abstand nehmen, da der SiO_2 -Gehalt mit 72 Gewichtsprozent beträchtlich hoch ist (l. c., p. 119, Probe Nr. 7).

Eine Reihe weiterer Proben zeigt geringe Variationen des Gneises. Etwas gröberkörnige Typen weisen Feldspate mit 5 bis 10 mm Ø auf und stehen südlich des Mur Ursprunges, in der Vorderen Schober-NNE-Flanke und auf der Haderlingspitze an. Schachbrettalbit fehlt am Vorderen Schober und auf der Haderlingspitze. Myrmekit findet sich nur auf der Haderlingspitze.

Biotitschiefer treten als äußerst seltene, konkordante Fremdgesteinsschollen im Gneis auf. Ihre Mächtigkeit beträgt 2 bis 5 m (Schmalzscharte und Marchkareck-W-Grat). Die Biotitblasten erreichen 1 cm Durchmesser.

3 metamorphe Kersantit-Lagergänge fand ich auf der Marchkarschneid. Sie sind 1 bis 6 m mächtig, zeigen freisichtig gelblich-grüne Farbe (Hornblende, Epidot) mit weißen Pünktchen (Plagioklas) und 2 mm großen Biotiten.

Mikroskopiert wurde eine Probe des südlichsten Lagerganges in Seehöhe 2485 m. Hauptgemengteile: Hornblende mit reliktischem Kern (Pleochroismus farblos bis braun; dichte Fülle mit staubförmiger opaker Substanz) und jungem Anwachssaum (Pleochroismus farblos bis blaugrün). Plagioklas (kleinkörnig; Plag II und I; Füllungstyp D, oder ungefüllt). Biotit (hellgelb bis rehbraun). Epidot. Hellglimmer.

Ferner: Titanit und Ilmenit.

Der Kersantit-Lagergang in SH. 2180 m, 450 m südöstlich vom Mur Ursprung tritt in der phyllonitischen Randzone des Gneises auf und erweist sich als stärker verschiefert (Abb. 13, Fig. A).

Aplitgänge führen stellenweise Granat. Im Granitgneis unter dem Firnfeld des Machkareck-NW-Kares gibt es 6 mm dicke, diskordante und gefaltete Gängchen aus rotem Granatfels (Lesesteine in SH. 2420 m).

Die Gneisphyllonite am Rande zur Silbereckserie bestehen aus grünem (phengitischem) Hellglimmer und Quarz. Sie erreichen einige m bis deka-m Mächtigkeit. Übergänge vom Gneis zum Phyllonit führen an der Roßkarscharte Albit (8% An), Knaf (Mikroklin-Aderperthit) und wenig Epidot.

Als Übergemengteil tritt Disthen im Gneisphyllonit auf. Er bildet 15 mm lange und 4 mm breite Stengel (Fundort: SH. 2260 m, 550 m nordöstlich Schöderhorn).

Phengitischer Hellglimmer (Röntgenaufnahme und Bestimmung von Lichtbrechung und Achsenwinkel wurden freundlicherweise am Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien durchgeführt) erreicht in Quarzknuern des Gneisphyllonits Durchmesser von 15 mm. Es sind die größten Phengittafeln der östlichen Hohen Tauern. Fundort: SH. 2205 m, 500 m onö. Schöderhorn, 60 m westlich P. 2184.

2.7.1.2. S-Bereich (Maltatal)

Der leukokrate mittelkörnige metamorphe Plagioklasgranit weist im südlichen Gebiet (Maltatal) mehr Biotit, neben Albit auch stellenweise Oligoklas (17% An) und häufig Myrmekit an Stelle von Schachbrettalbit auf. Der übrige Mineralbestand entspricht dem oben genannten.

Das Gestein ist streckenweise als massiger Metagranit ausgebildet. Tropfenquarz in Plag und Knaf läßt noch die magmatogenen sägezahnartigen Korrosionsränder erkennen. Der primäre Plagioklasgranit erfuhr hier weniger Deformation und weniger epimetamorphe Rekristallisation als im N-Bereich.

Der Metagranit wurde in großen Mengen als Betonzuschlagstoff für den Bau der „Kölnbreinsperre“ abgebaut. Der gewaltige Steinbruch erstreckt sich von der Mündung des Kölnbreintales bis ca. 500 m nach NW. Ein absichtlich wegen Einsturzgefahr erzeugter künstlicher Bergsturz überdeckt heute große Teile der Steinbruchwände.

Im Bereich des Steinbruches verläuft längs des Baches östlich des Wortes „Arleiten“ die Grenze zwischen Hafner-Migmatit (Biotitgranitgneis mit basischen Fischen und diskordanten Apliten) im E und dem Metagranit des Hölltor-Kernes im westlichen Hauptteil des Steinbruches. Die Grenzzone besteht aus 5 bis 10 m mächtigem Gneisphyllonit mit Orthogneis-Walzen, Bändergneis und Glimmerschiefer. Sie streicht durch die Bachschlucht zum Weinschnabel-E-Grat.

Im Metagranit des Steinbruches kommen phengitische Bewegungszonen mit Knuern von Feldspat, Quarz und Karbonat vor. In ihrem Bereich zeigt der Metagranit unter dem

Mikroskop Zeilen aus länglichen Quarzkörnern, Ersatz der Knaf-Körner durch Schachbrettalbit, Chloritisierung des Biotits und Auftreten von Karbonat mit Zwillinglamellen.

Nordwestlich des Steinbruches Kölnbrein steht längs des Güterweges in Richtung Osnabrücker Hütte der leukokrate Granitgneis des Hölltor-Kernes mit einigen phengitischen Phyllonitzonen an.

Erst westlich des Kartenblatt-Randes folgen Schollenmigmatite, die in eindrucksvollen Aufschlüssen am Güterweg bei der Mündung des Kleinellendtales zu beobachten sind und in denen weiter südlich am Güterweg (Reckenbichl) steile Faltenachsen auftreten.

2.7.2. Granitgneis und Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden

2.7.2.1. Granitgneis

An der SE-Ecke des Rotgülden-Kernes im Lieser-, Ebenlanisch- und Melnikkar herrschen Kalifeldspat-reiche, mittel- bis grobkörnige Granitgneise, die auch häufig als Kalifeldspataugegneise entwickelt sind. Petrographisch entsprechen sie dem „Granitgneis mit Vormacht des Kalifeldspates“ der Umgebung von Gastein. Die mikroskopisch untersuchten Proben führen teils Biotit, teils Phengit. Häufig ist Myrmekit. An seine Stelle tritt mitunter Schachbrettalbit.

Aplitgneis aus dieser Granitgneiszone ist intensiv mit Kalkmarmor der Silbereckserie gefaltet (EXNER 1939, p. 294–295, Abb. 3). Die Lokalität ist auch heute noch gut aufgeschlossen. Sie befindet sich im Kalkmarmorzug IV in SH. 2372 m, siehe Tafel 4, Fig. 3 und das Detailprofil in EXNER (1940, Fig. 13, p. 275). Der Aplitgneis der Falten im Kalkmarmor ist unverwittert und kann im Dünnschliff vorzüglich analysiert werden.

Hauptgemengteile: Knaf: Xenomorph. Flaue Mikroklitterung. Schwach aderperthitisch bis perthitfrei. Hellglimmer: Postkinematische Kristallisation in Polygonalzügen um die Falten. Quarz. Myrmekit.

Ferner: Plagioklas. Opazit. Apatit. Titanit. Zirkon. Epidot. Fuchsit. Karbonat (mit Lamellen).

2.7.2.2. Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden

Dieser Gesteinskörper erstreckt sich vom Rotgüldental zum Lanisch-Seekar. Es handelt sich um einen leukokraten SE-streichenden Schollenmigmatit.

Das Paläosom des Migmatits besteht aus grobkörnigem biotitreichem Granodioritgneis (mit gabbroiden Relikten) und Biotitschiefer. Das Neosom wird von leukokratem mittelkörnigem Granitgneis und Metaaplit aufgebaut. Das Neosom macht volumetrisch den Hauptbestandteil des Gesteinskörpers aus und bedingt pralle Felswände mit hangparalleler Plattenabsonderung (z. B. Kesselwand). Nach grober Schätzung dürfte in den aufgeschlossenen Partien des Migmatitkörpers das volumetrische Verhältnis zwischen Paläo- und Neosom etwa 1 : 20 betragen.

Das Paläosom bildet rhythmisch im Neosom verteilte, zu Schollen aufgelöste Lagen in Abständen einiger m bis dm. Die meist parallelen linsenförmigen Schollen sind aber auch stellenweise rotiert und weisen dann unregelmäßige Umriss, verstellte s-Flächen und verstellte Lineationen auf (gekippte Paläosom-Schollen im Magma).

Häufig werden die Schollen des Paläosoms von Aplitadern des Neosoms kreuz und quer durchschlagen. Auch diffuse Durchdringung ehemals gabbroider Schollen kommt vor und führt zu granosyenitischen Gesteinstypen mit wahrscheinlich als Pseudomorphosen nach Hornblende zu deutenden prismatischen Biotit-Epidot-Aggregaten („Syenit“ vom Rotgüldensee nach ANGEL 1939, p. XVIII und ANGEL & STABER 1952, p. 87).

Die Grenze zum westlich anschließenden leukokraten mittelkörnigen metamorphen Plagioklasgranit (siehe oben!) verläuft im Schwarzmannkar und zwischen Hinterem Schober und Haderlingspitze. Das Neosom des Schollenmigmatites vom Typus Rotgülden ist ident mit dem metamorphen Plagioklasgranit (feldgeologische Übergänge und mikroskopischer petrographischer Befund). Der Schollenmigmatit stellt eine migmatische Randzone des Plagioklasgranit-Plutons dar. Tektonisch fällt der Rotgülden-Migmatit nach W unter den Plagioklasgranit.

Die SE-Grenze des Rotgülden-Migmatites zum Granitgneis des Lieser-Ebenlanisch-Melnikkares sowie die SW-Grenze zur Hafner-Migmatitserie habe ich noch nicht detailpetrographisch untersucht.

2.7.2.2.1 Notizen zur Petrographie

Aus dem Paläosom des Migmatits der Pichlwand wurde ein recht massiger Hornblende-gneis geschlagen. Das schwarz-weiß gesprenkelte, mittel- bis grobkörnige Gestein läßt freisichtig säulchenförmige Pseudomorphosen von Biotit und Epidot nach Hornblende erkennen.

Die Säulchen sind bis 7 mm lang und 2 bis 3 mm breit. Sie enthalten Reste grüner Hornblende. Es handelt sich um ein dem Granosyenit verwandtes Gestein, doch überwiegt Albit den Kalinatronfeldspat.

Hauptgemengteile: Albit: Leisten von Plag III, ungefüllt oder mit Fülle vom Typus A; 1% An (Messungen senkrecht X). KnaF: Großindividuen, xenomorph, dem Orthoklas nahestehend, flauwe Mikroklingitterung; fehlende oder nur äußerst schwache Perthitbildung. Biotit (hellgelb bis zart grün).Epidot (farblos).

Ferner: Hornblende (Pleochroismus von zart grün bis kräftig grün), Quarz, Myrmekit, Opazit, Hellglimmer und Karbonat (mit Lamellen).

Paläosom-Schollen aus Granosyenitgneis stehen im Steinbruch 150 m südöstlich Rotgüldenseeehütte an. Der Steinbruch wurde in den 1950-Jahren angelegt und lieferte das Blockwerk für den Staudamm auf der Karschwelle des Unteren Rotgüldensees. Die Schollenzüge im Steinbruch stehen annähernd vertikal und streichen 120°. Die Paläosomschollen werden arteritisch von Apliten durchschlagen und diffus vom aplitischen Neosom durchdrungen. Dementsprechend variiert die Stoffzusammensetzung der Paläosomschollen von grabbroiden Knollen zu Granodiorit-, Granosyenit- und Biotitgranitgneis.

Die granosyenitischen Partien sind mittel- bis grobkörnig, schwarz-weiß gefleckt und zeichnen sich durch annähernd rechteckig begrenzte prismatische Aggregate aus Biotit und Epidot aus. Wahrscheinlich handelt es sich um Pseudomorphosen nach Hornblende.

Hauptgemengteile: KnaF ist vorherrschender Feldspat; dem Orthoklas nahestehend; Mikroklingitterung nur am Außenrand und in tektonisch beanspruchten Zwickeln; Ader- und Fleckenperthit; prachtvoller Zonarperthit mit bis 11 Zonen ist entwickelt; zonare Einschlußringe von Plagioklas; Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingsnaht. Plagioklas (wenig; Plag III und II;

schwache Fülle vom Typ B). Schachbrettalbit (wenig). Quarz: (a) Tropfenquarz in Knaf. (b) Xenomorpher Quarz. Es fehlt Myrmekit. Biotit (farblos bis rehbraun; pleochroitische Höfe um Titanit und Zirkon) und Epidot bilden die genannten Aggregate.

Ferner: Titanit (große Individuen mit Einschlüssen von Apatit). Apatit. Hellglimmer (beschränkt auf Mikrolithen im Plagioklas), Orthit (mit Epidotsaum) und Zirkon.

Paläosom-Schollen aus grobkörnigem Granodioritgneis vom Schwarzmannkar, Steinbruch bei Rotgüldenesehütte und aus dem nördlichen Wagendröschl zeichnen sich durch Plagioklas-Vormacht, viel Biotit und Orthit aus.

Hauptgemengteile: Plagioklas, Knaf, Biotit und Quarz.

Ferner: Hellglimmer (beschränkt auf die Plagioklase und deren unmittelbare Umgebung). Apatit mit pleochroitischem Kern (nX = violett, nZ = hellbraun) und farbloser Hülle. Epidot. Orthit mit Epidotsaum. Titanit. Opazit. Zirkon. Karbonat (mit Lamellen).

Das Neosom des Migmatits vom Typus Rotgülden wurde in Proben vom Schwarzmannkar, Steinbruch bei Rotgüldenesehütte, Kesselwand und Grat ssw. Rotgüldenscharte untersucht. Durchwegs handelt es sich um Metagranit und Metaaplit mit Vormacht des Plagioklases. Biotit bleibt im NW (Schwarzmannkar) ein kleiner Nebengemengteil und wird gegen SE zu einem größeren Hauptgemengteil. Im NW herrscht Schachbrettalbit. An seine Stelle tritt im SE mitunter Myrmekit.

2.7.2.3. Gneisphyllonit im Grenzbereich zur Silbereckserie

Differentielle Schwebbewegungen im Gneis verursachen Stofftransporte der metamorphen Lösungen und es entstehen, wie dies auch sonst in den Hohen Tauern üblich ist: Weißschiefer (Serizit-Quarz-Schiefer) mit Alumosilikaten (Disthen, Chloritoid, Granat, Chlorit), Biotitschiefer und Phengit-Quarz-Schiefer mit Blasten von Kalifeldspat und Albit. Besonders anfällig für die Scherbewegungen mit kräftiger Umkristallisation sind die obersten, nur wenige m mächtigen Partien des Rotgülden-Gneiskernes unter der Silbereckserie und die in die Silbereckserie N-vergent vorgetriebenen Gneiskeile des Rotgülden-Kernes.

Wir beginnen die folgende Beschreibung mit den spektakulären mineralreichen Weißschiefern, schließen dann die Biotitschiefer an, die aus basischen Schollen des Migmatits vom Typus Rotgülden hervorgegangen sind, und beschreiben zuletzt die kontinuierlichen Übergänge vom Gneis zu Phengit-Quarz-Schiefer mit Beispielen der geologischen Detailaufschlüsse, besonders des Silbereck-Profiles.

2.7.2.3.1. Weißschiefer mit Disthen, Chloritoid, Granat und Chlorit

Der beste Fundort von Disthen in der Hafnergruppe befindet sich am Fuß der Felswand („Lieserwand“), die das Lieserkar gegen SE abschließt, in SH. 2280 m (Tafel 4, Fig. 2). Die Weißschieferlage unter dem „permo-skythischen“ Quarzit geht eindeutig aus deformiertem, pappendeckeldünn zerschertem und verquarztem Augengranitgneis des Rotgülden-Kernes hervor. Sie besteht aus Serizit-Quarz-Schiefer mit 30 mm langen und 8 mm dicken, hellgrauen bis blauen Disthenprismen und 5 mm großen stahlschwarzen Chloritoidblättchen. Die mikroskopisch farblosen Disthene sind einschlußfrei. Megaskopisch verteilen sie sich nach Art unregelmäßiger Eisblumen auf der Schieferungsfläche. Auch

die Chloritoid-Blättchen sind parallel s angeordnet. Pleochroismus: Hellgelb bis blaugrün, nur sehr wenige Einschlüsse. Accessorium: Opazit.

Der Gneiskeil nördlich des Waschganges wurde in der „Ödenlanisch-Rinne“ in SH. 2375 m lokal zu Serizit-Quarz-Schiefer mit 12 mm langen und 4 mm breiten Prismen von blauem Disthen umgeformt.

Der Gneisphyllonit an der Basis des Mureckgneises im Profil Schurfspitze-Oblitzen (Abb. 18, Fig. 1, Signatur 24) enthält Serizit-Quarzit-Lagen mit 10 mm langen und 2 mm breiten Disthen-Prismen und 5 mm großen Pyritwürfeln. Accessoria: Opazit, Epidot und Apatit.

Das prächtigste Chloritoid-Vorkommen der Hafnergruppe befindet sich im Gneisphyllonit des Rotgülden-Kernes wenige m unter der Basis der Silbereckserie. Fundort: 520 m osö. Kleiner Malteiner Sonnblick, knapp südlich des wasserscheidenden Kammes Lieser/Maltatal. Etwa 100 m westlich der Kalkmarmor-Kuppe SH. 2793 m (Tafel 4, Fig. 2). Aufgefunden von ANGEL & STABER (1952, p. 79), widmeten ANGEL & WEBER (1971) dieser Fundstelle eine monographische Bearbeitung. Es sei mir gestattet, kurz meine eigenen Beobachtungen anzufügen.

Ich sammelte und mikroskopierte hier: Serizit-Quarz-Schiefer mit 8 mm großen Chloritoidblasten (Pleochroismus: hellgelb bis blaugrün, Querchloritoide vorhanden), die als unverletzte „Augen“ lidförmig von der serizitreichen Matrix eingerahmt werden. Gefaltete verlegte Einschlußzüge von Opazit in Chloritoid. Accessoria: Opazit, Rutil und Titanit.

Ferner: Serizit-Quarz-Schiefer mit Chloritoid (7 mm Ø, gleiche Ausbildung) und 15 mm großen Granat-Poikiloblasten (mit wirbelförmigen Einschlußzügen von Chloritoid, Serizit und Quarz). Accessorium: Opazit.

Kritik zu obiger Monographie: Chloritoid und Granat kommen sehr wohl als sich berührende Gefügegenossen zusammen vor. Das Gestein ist kein metamorphes Sediment. Es handelt sich um Gneisphyllonit im Gneis unterhalb der Silbereckserie. Staurolith habe ich nicht gefunden. Ich bezweifle, daß er vorhanden ist, da die Autoren ihn nicht überzeugend vom Epidot sondern.

Im N-Sockel der Kuppe SH. 2793 m stehen Gneisphyllonite folgender Beschaffenheit an:

Serizit-Quarz-Schiefer mit 6 mm großen Disthen- und 20 mm großen Granatblasten.

Serizit-Quarz-Schiefer mit 10 mm großen Chlorit- und 16 mm großen Granatblasten.

Serizit-Quarz-Schiefer mit 15 mm großen Granatblasten. Accessoria: Opazit, Chloritoid, Chlorit (teilweise sekundär nach Granat) und Apatit. Der Granat führt Einschlüsse von Chloritoid, Opazit, Serizit und Quarz.

In der Wurzelregion des Gneiskeiles tritt in der Bewegungsfuge westlich Waschgang Gneisphyllonit im Granitgneis auf (SH. 2665 m, 30 m südlich unter der „Ödenlanisch-Scharte“). Es handelt sich um Serizit-Quarz-Schiefer mit 8 mm großen Chloritblasten (häufig Querchlorite, mit Einschlüssen von Opazit und Titanit). Accessorium: Epidot.

2.7.2.3.2. Biotitschiefer

Serizit-Quarz-Schiefer mit 5 mm großen Biotitblasten steht 1 m mächtig an der Basis der Silbereckserie südlich des Silbereckgipfels an (Tafel 3, Signatur 2). Es handelt sich um

Biotit-Hellglimmer-Epidot-Quarz-Schiefer mit den Accessorien: Kalzit, Plag I (ungefüllt), Chlorit, Titanit und Apatit. Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis grün und ist reich an Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Querbiotite sind häufig. Genetisch kann das Gestein als Phyllonit nach einer quarzdioritischen Scholle im Gneis interpretiert werden.

Analoge Biotitschiefer finden sich nördlich des Unteren Rotguldensees im Gneis unter der Silbereckserie und im Kühkarl in Gneiskeil 2 und 3.

Biotitschiefer mit 1,7 mm großen Kalifeldspatblasten (perthitfrei, flaue Mikroklingitterung, Einschlüsse von Biotit, Hellglimmer, Titanit und Epidot) steht im Lieserstollen bei Station 3802 m an. Vielleicht ebenfalls Phyllonit nach einer eingefalteten Gneislamelle?

Am Gipfel der Schurfspitze steckt in unmittelbarer Nähe des Gneiskeiles des Rotgülden-Kernes im angrenzenden Dolomitmarmor eine 0,1 bis 0,5 m dicke Biotitschieferlage. Hier handelt es sich um Biotit-Hellglimmer-Apatit-Kalk-Schiefer. Accessoria: Quarz und Titanit. Der Biotit weist Pleochroismus von hellgelb bis grün auf. Der Apatit ist ein Hauptgemengteil des Gesteines. Seine gedrungenen, hypidiomorphen Säulen sind 0,2 bis 0,4 mm lang. Die Genese des Gesteines ist problematisch.

2.7.2.3.3. Phengit-Quarz-Schiefer

Ganz vorzüglich sind längs der Grenze Rotgülden-Kern/Silbereckserie vom Rotgüldental bis ins Melnikkar die Übergänge von verschiefertem Granitgneis zu Phengit-Quarz-Schiefer zu studieren. Es wurden auch zahlreiche Dünnschliffe untersucht, welche die einzelnen Übergangsstadien aufzeigen. Es verschwinden zunächst die Granitfeldspate und der Biotit. Der Hellglimmer nimmt intensiv grüne Farbe an (Phengit). Als Neubildungen treten Blasten von perthitfreiem Kalifeldspat und Albit auf.

Diese Phyllonitisierung des Granitgneises zeigen sehr schön Keil 1 westlich des Rotgüldenbaches (Tafel 2, Fig. 6), ferner die Umschieferungszone an der Winkeldiskordanz östlich des Unteren Rotguldensees (Abb. 16, Profil B, Signatur 3) und die Gneiskeile des Silberecks (Tafel 3). Die Gneisphyllonite findet man an der W-Flanke der Schurfspitze, im N-Grat des Lieserkares bei P. 2426 und in Begleitung der Falten der Silbereckserie im Melnikkar.

Dabei stellen sich mit zunehmender Metamorphose in Richtung nach SE grobschuppige Gneisphyllonite mit Phengittäfelchen von mehreren mm Durchmesser ein.

Ein solcher Gneisphyllonit am Grat zwischen Eben Lanisch und Moar Eisighütte begleitet die bei P. 2517 nach oben auskeilende Silbereckserie (Tafel 4, Fig. 4). Es handelt sich um Phengit-Quarz-Schiefer mit Neubildung von Kalifeldspat und Albit.

Der Phengit weist 6 mm Durchmesser auf und ist auch als Querphengit ausgebildet. Die Kalifeldspatblasten stellen sich als perthitfreie flaue Mikrokline mit Einschlußzügen von Hellglimmer dar. Der Albit (Plag II) enthält Einschlüsse von Hellglimmer und Quarz. Xenomorpher Quarz.

Ferner: Pyrit, Apatit, Epidot, Titanit und Zirkon.

Detailstudien wurden auch an sämtlichen Gneiskeilen des Silberecks vorgenommen (Tafel 3).

Der Phengit-Granitgneis des Keils 1 geht an mehreren Stellen in grasgrünen feldspatfreien Phengitschiefer (Gneisphyllonit) über. Dieser zeichnet sich stellenweise

durch neugebildeten Kalifeldspat aus. Z. B. weist der Gneisphyllonit des Silberek-NNW-Grates, 600 m nnw. des Gipfels folgenden Mineralbestand auf:

Hauptgemengteile: Kalifeldspat bildet 3,5 mm große xenomorphe Rundlinge. Flau bis harte Mikroklingitterung, perthitfrei. Großer Achsenwinkel, opt. negativ. Keine Zwillinge. Unverlegte Einschlußzüge von Quarz und Helglimmer. Der Quarz der Einschlußzüge ist abgeplattet. Phengit (Pleochroismus von farblos bis hellgrün, Bestäubung durch Opazit). Quarz.

Ferner: Apatit und Opazit. Es fehlt Plagioklas!

Keil 2 besteht am Grat zwischen „Magnetitscharte“ und Gipfel SH. 2750 m aus augigem Phengit-Granitgneis.

Hauptgemengteile: Knaf: 0,5 cm großer Mikroklin-Aderperthit. Vormacht gegen Plag. Plagioklas: Leisten, Plag III, II und I. Füllungstyp A. Quarz. Phengit: Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Alte Glimmerkerne sind opazitisch bestäubt.

Ferner: Apatit, Epidot, Opazit. Hystorogene Füllung einer (h00)-Kluft mit Kalzit, Quarz (idiomorph gegen Kalzit) und Chlorit. Blastomylonitische Struktur des Gesteines.

In diesem Phengit-Granitgneis des Keiles 2 findet man die Einlagerung von dunkelgraugrünem Gneisphyllonit, der wahrscheinlich aus Biotit-reichem Paläosom des ursprünglichen Migmatits hervorgegangen ist.

Hauptgemengteile: Phengit: Megaskopisch dunkelgraugrün, mikroskopisch stark pleochroitisch von farblos bis kräftig grün. Biotit: Hellgelb bis dunkelolivgrün. Quarz.

Ferner: Titanit, Apatit, Orthit (mit Epidotsaum), Opazit, Zirkon und Karbonat (mit Lamellen). Es fehlen Feldspate!

Die Kristallisation von Phengit, Biotit und Quarz überdauerte die Deformation des Gesteines. Hier findet sich der seltene Fall, daß Phengit und Biotit zusammen als Hauptgemengteile vorkommen.

Keil 3 besteht aus augigem Phengit-Granitgneis. Eine Probe vom Gipfel SH. 2750 m gibt sich als deformierter Abkömmling des Neosoms des Rotgülden-Migmatits zu erkennen.

Hauptgemengteile: Plagioklas in Vormacht. Leistenform. Plag III, II und I. Füllungstypen C und B. Knaf (Flauer Mikroklin, Aderperthit, Karlsbader Zwillinge). Schachbrettalbit. Quarz. Phengit (Pleochroismus von farblos bis hellgrün).

Ferner: Epidot, Apatit, Orthit (mit Epidotsaum), Chlorit, Opazit.

Keil 4 besteht aus Phengit-Granitgneis mit bis 2 cm großen Knaf-Augen.

Der Mureckgneis des Ochsenkopfes bis zum Murtal ist den Gneiskeilen petrographisch analog beschaffen und wurde bereits beschrieben (EXNER 1971 a, p. 20–22).

3. Silberekserie

Die Silberekserie bildet die autochthon auf dem Gneis des Hölltor-Rotgülden-Kernes auflagernde Schieferhülle wahrscheinlich permo-mesozoischen Sedimentationsalters. Ihrer verhältnismäßig tiefen tektonischen Lage im Alpenbau entsprechend, zeigt sie insgesamt einen stärkeren Metamorphosegrad als die periphere Tauernschieferhülle. Ihr Metamorphosegrad nimmt von N nach S zu. Trotzdem sind die für das „Permo-Meozoikum“ des Penninikums charakteristischen Schichtglieder größtenteils in ihr erkennbar („Permo-Trias“ und Bündnerschiefer).

Indem ich große Dolomitmörper („Trias“) im geologischen Verband des Kalkmarmors (Silberekmarmors) in den 1960-Jahren auffand, ergab sich für mich ein Umdenken

bezüglich der stratigraphischen Interpretation des Silbereckmarmors. Auf Grund des feldgeologischen Verbandes möchte ich ihn heute der „Trias“ zuordnen.

Für seine Fortsetzung im Umgebungsgebiet von Gastein („Angertalmarmor“) nahm ich Oberjura-Alter (EXNER 1957, p. 153) mit stratigraphischem Vergleich zum Hochstegenkalk mit *Perisphinctes spec.* an. Davon bin ich heute nicht mehr überzeugt. Ich vermute, daß Silbereck- und Angertalmarmor triadisches Sedimentationsalter besitzen. Diese meine derzeitige Interpretation paßt nicht in die gegenwärtigen Ostalpen-Synthesen. Man muß es der Zukunft überlassen, aus diesem Dilemma einen Ausweg zu finden.

3.1. Gesteine und Schichtfolge

3.1.0.1. Geröllquarzit („Perm“)

Zu Linsen deformierte Gerölle von Quarz, Phyllit und Aplitgneis mit Durchmessern von einigen cm bis 0,5 m in Matrix aus Phengit-Mikroclin-Arkosequarzit. Mächtigkeit: 1 bis 20 m. Accessoria in der Matrix: Plagioklas, Apatit, Epidot, Opazit, Titanit und Zirkon. Vorkommen: An der Transgressionsdiskordanz der Silbereck-NW-Flanke (Abb. 16).

Eindeutige Quarzgerölle gibt es auch im Quarzit des Altenbergtales und der E-Begrenzung des Lieserkares.

Undeutliche Quarzgerölle mit unscharfen Grenzen zu Quarz-Mobilisaten (Quarzknuern) zeichnen den grobschuppigen grasgrünen Phengit-Quarzit am Silbereck-NE-Grat aus (Taf. 3, Signaturen 19, 20 und 22).

Lokale metasomatische Vererzung (Magnetit, Kalzit, Epidot, Fuchsit) tritt im Geröllquarzit der Silbereck-NW-Flanke in SH. 2120 und 2170–2180 m auf.

3.1.0.2. Graphitquarzit („? Oberkarbon – Perm“)

Kleinkörniges dunkles Gestein mit freisichtig erkennbarem Serizit und mit farblosen Quarzadern. Stratigraphisch im Verbande mit „permoskythischem“ Quarzit, mitunter deutlich diesen unterlagernd (z. B. am Kleinen Malteiner Sonnblick – SE-Grat). Mächtigkeit: Wenige m. Mikroskopisch tritt die opake Substanz teils in selbständigen Lagen, teils als feine Einschlüsse in Hellglimmer auf. Beobachtete Accessoria: Titanit, Hämatit und Apatit. Lithologisch ähnliche Graphitquarzitlagen finden sich auch im Verbande der Bündnerschiefer.

3.1.0.3. Arkosequarzit und Quarzit (Typus: Lantschfeldquarzit). „Permo-Skyth“

Weitverbreitetes Schichtglied der Silbereckserie. Maximale Mächtigkeit: 40 m. Petrographisch sind feldspatführende und -freie Phengit-Quarzite und meist feldspatfreie Serizit-Quarzite zu unterscheiden.

Feldspatführender Phengit-Quarzit führt meist Kalifeldspat (z. B. Vorderer Schober-N-

Grat). Schwierig ist mitunter eine Abgrenzung zu benachbartem Gneisphyllonit.

So enthält der grobschuppige dunkelgrüne Phengit-Quarzit der Kuppe P. 2426 der Lieserkar-W-Wand neben Kalifeldspat auch Albit (1% An) und Biotit. Der Albit bildet Blasten mit unverlegten Einschlußzügen von Phengit, Biotit und Quarz. Bemerkenswert ist das hier realisierte, allgemein seltene Zusammenvorkommen von Phengit (2 mm Ø) und Biotit (1 mm Ø). Accessoria: Opazit und Apatit.

Feldspatfreier Phengit-Quarzit. Das Gestein besitzt grasgrüne bis dunkelgrüne Farbe. Der Phengit ist im W (Murtörl bis Rotgüldental) meist feinschuppig; im SE (Silberek bis Maltatal) grobschuppig (bis 5 mm Ø). Accessoria: Titanit, Epidot, Opazit und Apatit. Als Nebengemengteile treten Magnetit (5 mm Ø am Kleinen Törl südlich Murtörl; 8 mm Ø am Ochsenkopf, Tafel 3, Signatur 40) und selten Biotit (1 mm Ø auf der Seeleiten des Rotgüldentales in SH. 1860 m) auf.

Serizit-Quarzit ist meist feldspatfrei und farblos. Accessoria: Epidot, Opazit, Apatit und Zirkon. Als Nebengemengteile finden sich im W große Blasten von Chlorit (10 mm Ø osö. Schöderhorn) und Pyrit (4 mm Ø an der Basis der Rauhwanke in der Scharte zwischen Vorderem Schober und Mannsitz); im SE Granat (17 mm Ø in SH. 1690 m, knapp östlich des Lieserfalles), Turmalin und Magnetit (Kleiner Sonnblick-SE-Grat).

Wo Serizit-Quarzit an Hämatit/Magnetit-vererzten Kalkmarmor angrenzt, wird er von Quarzknuern mit 10 mm großen plattgedrückten Magnetitkristallen durchzogen (Silberek-NE-Grat, Tafel 3, Signatur 17 a).

Eine derartige Stellung nimmt hier der benachbarte Chloritoid-Serizit-Quarz-Schiefer ein (Tafel 3, Signaturen 17 c und e): Der Chloritoid bildet im farblosen Gestein (Weißschiefer) zahlreiche 1 bis 3 mm große Blasten mit Einschlüssen von Quarz und Opazit. Besonders die Quer-Chloritoide sind postkristallin deformiert. Accessoria: Opazit, Epidot und Chlorit. Der Gesteinshabitus entspricht dem der chloritoidreichen Gneisphyllonite. Es könnte sich um deformierte und phyllonitisierte Gneisspäne im umgebenden „Permo-Skyth-Quarzit“ handeln.

3.1.0.4. Rauhwanke („Trias“)

Mächtigkeit beträgt 1 m. Nur in Spuren vorhanden zwischen Quarzit und Dolomit/ Kalkmarmor. Mitunter reich an Fuchsit. Beste Entwicklung in der Scharte zwischen Vorderem Schober und Mannsitz.

3.1.0.5. Dolomit und Dolomitmarmor („Trias“)

Die geologische Neuaufnahme durch den Verfasser erbrachte die Erkenntnis, daß dieses Gestein sehr wesentlich am Aufbau der Silberekserie beteiligt ist und in vielfach zusammenhängenden Zügen vom Mur Ursprung bis ins Maltatal verfolgt werden kann. Wenig metamorpher grauer Dolomit findet sich selten (z. B. Kühkarl nördlich vom Silberek). Man sieht aber bereits auch in ihm farblose Dolomit-Mobilisate, die zu sekundärem feinkörnigem farblosem Dolomitmarmor übergehen. Dieser ist für die Silberekserie charakteristisch. Wie die Übergänge zeigen, ging er durch Umkristallisation und Pigmentverlust (Oxidation während der Metamorphose) aus dem grauen Dolomit

hervor. Der fein- bis zuckerkörnige farblose Dolomitmarmor (im folgenden kurz als „Dolomit“ bezeichnet) braust nicht oder nur schwach mit kalter HCl. Seine primäre Mächtigkeit beträgt mehrere deka-m. Tektonische Anschoppung bis 200 m (Rotgüldental), oder Ausdünnung zu dm-Lamellen (im Zuge der Gleittektonik im oberen Teil der Silbereckserie) kommen vor.

Mikroskopisch handelt es sich um runde, nicht lamellierte Dolomitmörner mit durchschnittlich 0,07 mm Durchmesser. Accessoria: Hellglimmer, Quarz und selten Chlorit. Die Quarzkörner sind häufig nicht undulös. Sie weisen Lamellen parallel (0001) auf. Als große Nebengemengteile kommen vor: Tremolith (megaskopisch hellgrüne bis dunkelgrüne, mehrere cm lange Säulchen, wie „Eisblumen“ die s-Flächen divergentstrahlend bedeckend; Pleochroismus farblos bis hellgrün; Auftreten vorwiegend im SE-Teil der Silbereckserie, z. B. Schurfspitze, Lieserkar und Melnikkar), Epidot (0,5 mm Ø, Pleochroismus farblos bis gelbgrün, z. B. Rotgüldental und Lieserkar), Magnetit (Seeleiten im Rotgüldental, rosa Anwitterung des Dolomits), Phlogopit (10 mm lange braune Tafeln, Pleochroismus farblos bis hellgelb, z. B. Schurfspitze-N-Flanke, Lieserkar-E-Wand) und Fuchsit zusammen mit Serizit in geschiefertem Dolomit (z. B. SH. 1725 m östlich Lieserfall).

Als Reaktionsprodukt zwischen leukokraterem Granitgneis und Dolomit stellt sich Epidosit in SH. 2320 m, onö. Schöderhorn ein. Es handelt sich um Hellglimmer-Quarz-Epidot-Schiefer mit den Accessoria: Chlorit, Opazit und Ilmenit.

Andere Grobmengungen von Granit/Aplit-Gneis und Dolomitmarmor vollziehen sich ohne Kalksilikatbildung. Der Dolomitmarmor wird am Kontakt grobkörnig und führt neben Dolomit als Hauptgemengteile: Knaf (xenomorph, flau Mikroklingitterung, schwach aderperthitisch), Plag (Typ Plag II und I, Füllungstyp A und B), Quarz, Hellglimmer und als Accessorium: Opazit. Der Granitgneis liegt in der Grobmengung als Gneisphyllonit vor (Hauptgemengteile: Phengit und Quarz; Accessoria: Epidot, Apatit und Opazit). Dieses untersuchte Beispiel befindet sich in SH. 2400 m, nördlich des „Moar Eisig Sees“.

In anderen Grobmengungen bleibt der mit dem Dolomitmarmor verwalzte Granitgneis recht massig und behält seinen wesentlichen Mineralbestand. Jedoch weist er Phengit als einzigen Glimmer, Schachbrettalbit neben Plag und Knaf und als accessorischen Gemengteil auch Karbonat auf. Untersuchtes Beispiel: Felsrücken zwischen nördlichem und südlichem Wagendrischl in SH. 2380 m.

Die eingewalzten und boudinierten Gneisschollen im Dolomitmarmor der Schurfspitze-W-Wand bestehen aus deformiertem Knaf-Albit-Hellglimmer-Quarz-Gneis mit den Accessorien: Dolomit, Biotit (Pleochroismus von farblos bis hellbraun), Apatit und Zirkon. Der Kalinatronfeldspat bildet deformierte Großindividuen von Mikroklin-Aderperthit. Albit baut xenomorphe Großkörner vom Typus Plag III, II, I und mit Fülle A auf.

3.1.0.6. Kalkmarmor („Trias“)

Der dunkelgraue bituminöse Kalkmarmor bleibt in der Regel feinkörnig. Häufig weist er Bänderung mit Scherfaltung auf (Verdickung der Faltscheitel). Extrem feinkörnige schwarze Kalke führen reichlich kohlige Substanz, die bei der Metamorphose die Sammelkristallisation hemmte (z. B. Schurfspitze). Der farblose Kalkmarmor erweist sich

stets als grobkörnig und zeigt ebenfalls prächtige Scherfallen. Er geht durch Zunahme der Metamorphose aus dem Grauen hervor und herrscht im SE. Die primäre Mächtigkeit des Kalkmarmors beträgt mehrere deka-m. Tektonische Anschoppungen und Ausdünnungen erfolgen analog denen des Dolomitmarmors.

Mikroskopisch ist der Kalzit lamelliert. Mitunter enthält er Einschlüsse graphitischer Substanz. Unreine Kalkmarmore führen Quarz und Hellglimmer. Nebengemengteile werden gebildet von Tremolith (z. B. 30 mm lange Säulen, Rotgüldental, Schurfspitze, Melnikkar), Phlogopit (braune Blättchen mit 1 mm Ø im Lieserstollen bei Station 5340 m), Fuchsit (z. B. 5 mm Ø im Melnikkar und Loibspitze-W-Flanke) und Pyrit (z. B. 4 mm Ø im Rotgüldental). Beobachtete Accessoria: Epidot, Apatit, Titanit, Rutil, Ilmenit, Opazit, Zirkon und Chlorit. Ein Biotit-ähnliches Schichtsilikat (hohe Interferenzfarbe, gerade Auslöschung, Pleochroismus von farblos bis hellgrün) wurde nicht näher bestimmt. Es bildet megaskopisch matt grüne (nicht leuchtend chromgrüne) 10 mm lange Blättchen im Kalkmarmor des Wandzuges südlich der Lippbauernhütte (Lippkar).

Mehrere, im einzelnen bis 10 cm dicke Magnetitlagen finden sich in unverritztem Zustande im Kalkmarmor des Silberek-NE-Grates, teilweise zusammen mit Kalksilikatfels (Tafel 3, Signaturen 16 und 25 b). Der Kalksilikatfels (beschränkt auf Signatur 25 b) dürfte ein Reaktionsprodukt zur nahen Granitgneislamelle (Signatur 23) darstellen. Er besteht aus den Hauptgemengteilen: Grüner Amphibol (Pleochroismus von hellgelb über blaugrün bis grün), Kalzit, Quarz, Magnetit und den Accessorien: Epidot und Chlorit. Magnetit ist auch außerhalb des Kalksilikatfelses angereichert, bildet im Kalkmarmor teilweise idiomorphe, bis 8 mm große Körner und kommt ebenfalls im benachbarten Quarzit (Signatur 17 a) vor. Er tritt in Form großer Blasten im Kalkmarmor, Quarzit und Kalksilikatfels auf. Ich vermute, daß er sich metasomatisch gebildet hat. Erzmikroskopisch untersuchte dankenswerter Weise Herr Prof. Dr. W. TUFAR im Jahre 1964 einige Proben, die ich ihm von den Gesteinslagen der Signaturen 16 und 25 b übergab, mit dem Ergebnis der Zusammensetzung der Erzminerale: Vorwiegend Magnetit, dazu Hämatit, teilweise sekundär nach Magnetit. Sehr untergeordnet treten in einem Anschliff auch Pyrit und Kupferkies auf; ferner als sekundäre Bildung: Nadeleisenerz.

Das 5 bis 10 cm mächtige Kalksilikat-Reaktionsgestein zwischen Quarzit (unten) und Kalkmarmor (oben) des Erosionsrestes der Silberekserie am SE-Grat des Kleinen Malteiner Sonnblicks ist ein schwerer, dunkel- bis giftgrüner, Epidot-Chlorit-Quarzschiefer mit den Accessorien: Titanit, Opazit und Hellglimmer. Der Epidot bildet 2 cm lange Säulchen mit Pistazitkern (Pleochroismus: farblos bis braun), farblosem Randsaum und mit unverlegten Einschlußzügen von Opazit. Die Chloritblasten erreichen 1 cm Ø.

Feldspatführende Kalkmarmore finden sich in den Bereichen mechanischer Durchdringungen von Gneisen und Kalkmarmor, wobei der metamorphe Lösungsumsatz Mischgesteine erzeugte.

Hierher gehört der grobkörnige Knaf-Zoisit-Hellglimmer-Quarz-Kalkmarmor in der Felsrinne der SW-Wand der Kalte Wand Spitze (Querfalte im Gneis) mit den Accessorien: Plag, Titanit und Zirkon. Der Kalifeldspat erweist sich als xenomorphe, schwach mikroklingegitterte, perthitfreie Neubildung mit mittelgroßem Achsenwinkel und mit Myrmekit.

Im Plölitzen-Wasserkraftstollen beobachtete ich unter dem Mureckgneis Hellglimmer- und Quarz-reichen, graphitischen Bänderkalkmarmor mit großen Blasten von Kalifeldspat und Albit. Accessorium: Rutil. Die 2 mm großen xenomorphen Kalifeldspatblasten sind

perthitfreie Neubildungen mit Mikroklitterung. Sie führen unverlegte, gefaltete Einschlußzüge von graphitischer Substanz, Hellglimmer und Quarz. Die 1,4 mm großen Albitblasten (Rundlinge vom Typus Plag I) enthalten ebenfalls Einschlußzüge von graphitischer Substanz. An der Grenze zum Kalzit weisen Albit und Quarz stellenweise Idiomorphie auf.

Im Melnikkar kommt es an vielen Stellen zu einer so innigen Mischgesteinsbildung zwischen Gneis und Kalkmarmor, so daß im Grenzbereich beider Medien „Kalkgneise“ als Feldspat-Kalzit-Quarz-Gesteine mit mehr oder weniger Hellglimmer ausgebildet sind. Zusätzlich zu der schon von EXNER (1953, p. 426, 428, Abb. 8) mitgeteilten Untersuchung, wurden noch zahlreiche andere Proben von mir gesammelt und mikroskopiert. Es handelt sich um phyllonitischen Granitgneis, Migmatitgneis, Knaf-Albit-Aplitgneis und Albit-Aplitgneis, die mit dem Kalkmarmor vermischt sind. Ferner: Albit-Schachbrettalbit-Biotit-Hellglimmer-Kalkmarmor.

Auch im Lieserstollen (Station 5154 m) tritt unter dem Melnikkar das Mischgestein auf: Knaf-Kalzit-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Gneis. Die Plagioklase der Mischgesteinsproben im Melnikkar erwiesen sich durchwegs als Albit mit 0 bis 10% An (12 gemessene Körner) vom Typus Plag III, II, I, Fülle B und A oder ungefüllt. Selten beobachtet wurde Fülle C. Der Kalinatronfeldspat steht teilweise noch dem Orthoklas nahe, häufiger handelt es sich um Mikroklin-Aderperthit. Myrmekit kommt vor, Schachbrettalbit fehlt. Quarz und Feldspate sind häufig idiomorph gegen Kalzit entwickelt. Der syngenetische Kalzit bildet große lamellierte Körner. Später bildet sich ein kleinkörniges Kalzit-Gewebe, das in sekundäre Klüftchen der Feldspate eindringt und als winzige Flitter den Randsaum der Feldspate okkupiert. Nebengemengteile: Hellglimmer und Biotit (Pleochroismus von farblos bis hellbraun). Beobachtete Accessoria: Graphitische Substanz, Chlorit, Epidot, Titanit, Rutil, opakes Erz, Apatit und Zirkon.

3.1.0.7. Dolomitbreccie („Lias“)

Graue Dolomitlinsen mit hellgelber bis ockerbrauner Anwitterung in Matrix aus Kalkschiefer oder Karbonatquarzit. Die Dolomitlinsen sind in Richtung der Hauptlineation der Gesteinsgemengteile gestreckt. Sie erreichen maximal 1,5 m Länge und 5 cm Dicke. Häufig sind sie 5 bis 15 cm lang und 0,5 bis 1 cm dick. Dazwischen finden sich dünne, mehrere m weit anhaltende Dolomitlagen, die durch Sedimentation von Dolomitsand entstanden sind. In manchen Fällen gibt es Konvergenzen zwischen gestreckten Dolomitbruchstücken, Dolomitgeröllen und boudinierten Dolomitsandlagen.

Die Dolomitbreccie ist ein wichtiges Schichtglied der Bündnerschiefer der Silbereckserie und findet sich vom Moritzental bis zur Loibspitze-W-Flanke im Maltatal.

Stratigraphisch dürfte die Dolomitbreccie dem unteren Teil der Bündnerschiefer angehören. Die primäre Mächtigkeit der Breccie beträgt wenige m bis etwa 50 m (Salzkopf-N-Flanke), wobei innerhalb der Breccie dolomitreiche und -arme Lagen wechseln.

Bezüglich ihrer petrographischen Beschaffenheit gleicht die Dolomitbreccie durchaus den entsprechenden Dolomitbreccien in der peripheren Schieferhülle des östlichen Tauernfensters. Auf die Bedeutung von Dolomitsand (feiner Dolomitdetritus) für die Entstehung dünner Dolomitlagen in den Breccien hat mich auf gemeinsamer Exkursion im

Silbereckgebiet dankenswerter Weise Herr Professor FRISCH (1976, p. 15; 1980, p. 59, 61) hingewiesen.

Die mikroskopische Untersuchung von karbonatquarzitischer Matrix der Dolomitbreccie ergab keine nennenswerte Abweichung vom Mineralbestand der Karbonatquarzite der Silbereckserie. Z. B. in der Breccie in SH. 2060 m, 630 m ssw. Lippbauernhütte, besteht die karbonatquarzitische Matrix aus: Quarz, Karbonat mit Lamellen, Hellglimmer, Chlorit und aus den Accessorien: Opazit, Turmalin und Rutil.

3.1.0.8. Karbonatquarzit („Lias“ und „Dogger“)

Ein im stratigraphisch unteren Bereich der Bündnerschiefer der Silbereckserie weit verbreitetes, ziemlich kompaktes, hellgrünes bis farbloses, häufig braun und porös anwitterndes Schiefergestein mit den Hauptgemengteilen: Kalzit, Quarz und Hellglimmer. Das während der Metamorphose reaktionsfreudige Gestein enthält stellenweise als Nebengemengteile große Blasten von Granat, Plagioklas (Albit im Murtal; Oligoklas im Lieser- und Maltatal), Chlorit, Fuchsit, Ankerit, Magnetit und Pyrit. Beobachtete Accessoria: Epidot, graphitische Substanz, Titanit, Rutil, Apatit, Turmalin und im Maltatal auch Biotit (Winkelwand-SW-Grat in SH. 2390 m). Die Mächtigkeit der Karbonatquarzitlagen beträgt mehrere deka-m.

Die Granatblasten erreichen 7 mm Ø und enthalten gerade oder gekrümmte, unverlegte oder verlegte Einschlußzüge der übrigen Gemengteile. Die Blasten von Chlorit erreichen 10 mm, Pyrit 7 mm und Magnetit 2 mm Ø. Die Feldspat-Blasten stellen sich im Karbonatquarzit im Einzugsbereich des Murtales als bis 3 mm große Albitrundlinge (0% An, Typus Plag I und II) mit unverlegten gekrümmten Einschlußzügen von Hellglimmer, Quarz und der übrigen Gemengteile dar. Mit Zunahme der Metamorphose nach SE werden sie durch Oligoklas-Blasten ersetzt. Und zwar handelt es sich um Rollo-Oligoklas mit polysynthetischen Zwillingslamellen vorwiegend nach dem Periklingesetz. Beispiele dafür sind:

Karbonatquarzit mit Oligoklasblasten. Fundort: Liesertal, Wandfuß in SH. 1455 m, nnö. Jagdhaus Pölla. Hauptgemengteile: Kalzit, Quarz, Hellglimmer, Epidot und Oligoklas. Die rundlichen Körner des Zuletztgenannten sind bis 2,5 mm groß und führen unverlegte Einschlußzüge von Opazit, Hellglimmer und Epidot. Inverser Zonenbau mit Kern (9% An) und Hülle (14% An). Polysynthetische Lamellen nach dem Periklingesetz im Oligoklas. Accessoria: Chlorit, Opazit, Rutil und Turmalin.

Biotit-führender Karbonatquarzit mit Oligoklasblasten. Fundort: Winkelwand-SW-Grat, SH. 2390 m. Die Beschreibung dieses interessanten Gesteines wurde bereits mitgeteilt (EXNER 1971 b, p. 225–226, Schliff Se 1835).

Im Verbands mit Karbonatquarzit kommen mitunter karbonatfreie Quarzite mit großen Blasten von Granat, Chlorit, Pyrit und Magnetit vor (z. B. Seeleiten im Rotgüldental).

3.1.0.9. Biotitführender Karbonatquarzit (? metamorpher Radiolarit) und Chänopoditschiefer (? Oberjura)

Ein eigenartiger feinlagiger und eng gefalteter Karbonatquarzit und teilweise karbonatfreier Quarzit bildet eine 10 bis 30 m mächtige Lage im Gebiete des Salzkopfes nördlich vom

Silberek. Stofflich ist er durch reichlichen Biotitgehalt und durch Zwischenlagen mit Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblendegarben (Chänopodit) von den übrigen Karbonatquarziten verschieden. Megaskopisch erinnert er an die wahrscheinlichen Radiolaritquarzite in der peripheren Tauernschieferhülle des Rauristales (FRASL & FRANK 1966, p. 43). Die Einschaltung von Quarzitlagen mit ehemaligen Hornblendegarben dürfte dem besonderen chemischen Milieu des Eduktes entsprechen und fehlt sonst mit einer Ausnahme (Moritzental) der Silberekserie.

Der biotitführende Karbonatquarzit führt als Hauptgemengteile: Biotit, Hellglimmer, Kalzit, Albit und Quarz. Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Albit (Plag III, II, I, Fülle B oder ungefüllt) besitzt stellenweise inversen Zonenbau. Accessoria: Chlorit, Epidot, Pyrit, Hämatit, Apatit, Rutil, Zirkon und Turmalin.

Der Chänopoditschiefer ist ein karbonatfreier, biotit- und epidotreicher Serizitquarzit mit 35 mm langen und 1 bis 3 mm breiten, endständig gänsefußartig („Chänopodit“) divergierenden Säulen ehemaliger Hornblendes, die nun durch Aggregate kleinblättrigen Biotits vollkommen ersetzt sind. Die Hornblendepseudomorphosen verteilen sich nach Art der Garbenschiefer kreuz und quer über die Schieferungsfläche. Sie sind kaum deformiert. Die Hornblende ist also erst nach der Deformation des Gesteins kristallisiert und wurde später von Biotit verdrängt. Diese Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende wurden bereits von BECKE (1908, p. 383) erwähnt.

Unter dem Mikroskop reicht der Pleochroismus des Biotits von hellgelb bis grünlich-braun. Der Epidot bildet Blasten mit Zonenbau. Sein brauner Kern umschließt verlegte, seine ockergelbe Hülle unverlegte Züge von Opazit.

Geringmächtige Vorkommen dieser Gesteine gibt es auch im Moritzental: Chänopoditschiefer an der W-Seite dieses Tales in SH. 1940 m, südlich der großen Karstquelle. Biotitführender Quarzit an der E-Seite unter dem „Schloßschartl“.

3.1.1.0. Kalkschiefer („Jura“)

Hell- bis dunkelgrauer Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer, braun anwitternd, isoklinale, sandig auswitternde „Bratschenhänge“ bildend (z. B. Eisenkopf nördlich vom Silberek). Primäre Mächtigkeit etwa 300 m, im Liesertal zusammen mit Schwarzschiefer zu 1 km Dicke angeschoppt, ansonsten wegen vorzüglicher Gleitfähigkeit häufig tektonisch reduziert.

Im Mur- und teilweise noch im Liesertal handelt es sich um Hellglimmer-Kalzit-Quarzschiefer mit und ohne Blasten von Albit. Nebengemengteile: Granat (1 cm groß am Silberek-N-Grat) und Fuchsit (lokal angereichert mit Blättchen bis 12 mm Ø), Accessoria: Chlorit, Epidot, Opazit, Rutil, Turmalin und Apatit. Die 5 mm großen Albitblasten sind xenomorphe ungefüllte Neubildungen (vorwiegend Plag I und II) mit unverlegten Einschlußzügen von Opazit, Hellglimmer, Quarz, Karbonat, Epidot und Rutil.

Im Liesertal stellen sich Biotit und Oligoklas in den Kalkschiefern ein und der Epidotgehalt nimmt zu. Kalkschiefer von diesem Typus herrschen im Maltatal. Granat (Melnikkar, Merztal) und Fuchsit bilden häufige große Nebengemengteile.

Feldspatarm bis -frei sind Biotit-Hellglimmer-Kalzit-Quarz-Schiefer der Lieserker-E-Wand. Der Biotit ist 3 mm groß und weist einen Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun und olivgrün auf. Accessoria: Chlorit, Epidot, Opazit, Titanit, Apatit und in einer

Probe Plagioklasblasten (Plag I und II) mit gefalteten Hellglimmer-Einschlußzügen.

Die typischen großen Oligoklasblasten mit Rollo-Struktur finden sich in Granat-, Biotit- und Epidot- führendem Hellglimmer-Kalzit-Oligoklas-Quarz-Schiefer im Lieserstollen (Station 5120 m) und in der Loibspitze-W-Flanke. Granat: 5 mm Ø, unverlegte Einschlußzüge aus Quarz. Biotit: Pleochroismus von farblos bis rotbraun. Epidot: Farblos und mit verlegten Einschlußzügen von Opazit. Oligoklas: Xenomorphe Großindividuen mit polysynthetischen Lamellen nach vorherrschendem Periklingsesetz und mit unverlegten und verlegten helizitischen Einschlußzügen von Quarz, Epidot, Opazit, Hellglimmer und Karbonat. Accessoria: Rutil, Titanit, Opazit, Chlorit und Turmalin.

Als Kalksilikat-Reaktionsgestein steht 1 m mächtiger Epidosit zwischen Kalkschiefer und Gneis im östlichen Teil des Ebenlanisch in SH. 2100 m, östlich der Karstquelle an. Es handelt sich um Epidot-Kalzit-Quarz-Schiefer mit 8 mm großen Pyritwürfeln. Accessoria: Hellglimmer und Rutil.

3.1.1.1. Schwarzschiefer („Jura bis Unterkreide“)

Dunkler Phyllit (N-Teil der Silbereckserie) bis phyllitischer Glimmerschiefer (S-Teil), kalkarm bis kalkfrei. Einlagerungen von Graphitschiefer (z. B. E-Flanke des Gratzackens SH. 2792 m, nördlich Silbereck) und Quarzit. Allmählicher Übergang aus Kalkschiefer im Zuge von Abnahme des Kalzitgehaltes. Wechsellagerung mit Kalkschiefer. Die primäre Mächtigkeit des Schwarzschiefers dürfte etwa 400 m betragen. Allgemein ist eindeutig, daß Schwarzschiefer in den obersten Teilen der Bündnerschiefer vorherrscht (Moritzen-, Rotgülden-, Liesertal), woraus abgeleitet werden kann, daß Schwarzschiefer auch stratigraphisch besonders dem höheren Teil der Bündnerschiefer angehört.

Sehr deutlich nimmt die Metamorphose des Schwarzschiefers (Edukt: bituminöser Tonschiefer mit sandigen und mergeligen Partien) von N nach S zu.

Im N handelt es sich um milden Serizit-Chlorit-Quarz-Phyllit mit Blasten von Albit (0 bis 14% An, Plag I, unverlegte gefaltete Einschlußzüge aus Opazit, Hellglimmer und Quarz). Nebengemengteil: Kalzit. Accessoria: Opazit, Epidot, Apatit, Zirkon, Hämatit und Turmalin. Leicht erreichbare Fundorte: Steinbruch bei Blasnerbauer und Schrovinschartl.

In Richtung nach SE wird das Gestein zum Glanzschiefer (phyllitischer Glimmerschiefer). Der Hellglimmer bildet im Lieser- und Maltatal silbrig glänzende seidige Überzüge auf der Schieferungsfläche und gewellte, wenn auch nicht idiomorphe Einzelindividuen von 8 mm Ø (z. B. Lieserstollen, Station 5070 m).

Granat tritt z. B. zunächst als 1 cm großer Blast im milden, Albitblasten führenden, Chlorit-freien Serizit-Quarz-Phyllit des Silbereck-N-Grates (Zacken SH. 2792 m) auf. Er wird dann im phyllitischen Glimmerschiefer des Lieser- und Maltatales zu einem gewöhnlichen Hauptgemengteil. Im Melnikkar und in der Loibspitze-W-Flanke entwickeln sich im stratigraphischen Bereich der Bündner Schwarzschiefer entpigmentisierte grobkörnige Granat-Biotit-Hellglimmerschiefer. Petrographisch unterscheiden sich diese nicht von den Granatglimmerschiefern der zentralen Schieferhülle (z. B. Draxelserie).

Biotit tritt z. B. zunächst im Schwarzschiefer am Ufer des Lieserflusses auf und wird dann südlich der Lieser und im Maltatal ein Haupt- und Nebengemengteil des Gesteines.

Der Epidotgehalt des Schwarzschiefers nimmt im Lieser- und Maltatal beträchtlich zu. Epidot wird in zahlreichen Proben zum Haupt- oder Nebengemengteil des Gesteines. Im Bereich des Melnikkares (Lieserstollen, Station 4182 m) sprießen in kalkhaltigem Schwarzschiefer 6 mm lange Säulchen grünen Amphibols (Pleochroismus: hellgelb bis grün) mit helizitischen Einschlußzügen von Opazit und Biotit.

Der Albit vom Typus Plag I des milden Phyllits (siehe oben) wird in Richtung nach SE allmählich durch Rollo-Oligoklas (Plag III R) mit Vorherrschen polysynthetischer Zwillinge nach dem Periklinesetz ersetzt. Lokal wurde sogar Andesin (44% An) im Bereich des Maltatales gemessen. Die xenomorphen, bis 8 mm großen Oligoklasblasten enthalten gefaltete, unverlegte und verlegte Einschlußzüge von Opazit und der übrigen Gemengteile. Inverser Zonenbau kommt vor. Eine ausführliche Beschreibung wurde bereits von einer Probe aus dem Ebenlanisch-Karboden, SH. 2100 m, Dünnschliff Se 666 (EXNER 1971 b, p. 225, Abb. 2 und 3) gegeben. 12 andere untersuchte Proben aus dem Lieser- und Maltatal haben diese Beobachtung bestätigt. Der nördlichste Rollo-Oligoklas tritt am Silbereck-N-Grat auf. Jedoch werden die Rollo-Oligoklase erst im Lieser- und Maltatal zum herrschenden Plagioklastyp. Petrographisch ist dieser eindeutig ident mit den Oligoklas (Andesin)-Blasten in den Granatglimmerschiefen der zentralen Schieferhülle (z. B. Draxelserie).

Disthen fand ich nur an einer Stelle im Schwarzschiefer und zwar am Bratschenhang der Eisenkopf-N-Flanke in SH. 2580 m.

Die Variabilität des Stoffbestandes des phyllitischen Glimmerschiefers (Glanzschiefers) im Lieser- und Maltatal sei durch Mitteilung des beobachteten Mineralbestandes der untersuchten Proben, geordnet nach Hauptgemengteilen (kursiv) und Accessorien, aufgezeigt:

Gran + Bio + Hgl + Qu ± Chlo + Epi + Op + Plag ± Ca ± Ru + Tu
Gran + Hgl + Chlo + Epi + Op + Plag + Qu + Tu
Gran + Hgl + Epi + Ca + Plag + Qu + Bio + Op + Tu
Gran + Hgl + Ca + Plag + Qu + Epi + Op + Ru + Tu
Gran + Hgl + Chlo + Plag + Qu + Epi + Ti + Tu
Gran + Hgl + Plag + Qu + Op + Ti + Ru + Haematit
Bio + Hgl + Op + Ca + Plag + Qu + Epi + Tu
Bio + Hgl + Plag + Qu + Epi + Op + Ca + Ru + Tu
Ho + Bio + Hgl + Ca + Qu + Epi + Op + Ru + Ilmenit
Hgl + Op + Ca + Plag + Qu + Epi ± Ru ± Chlo ± Tu
Hgl + Epi + Ca + Plag + Qu + Chlo + Op + Ru + Tu.

3.1.1.2. Grünschiefer

Im stratigraphisch oberen Teil der Bündnerschiefer der Silbereckserie befindet sich eine, maximal nur wenige m mächtige Grünschieferlage. Sie streicht in der N-Flanke des Silberecks vom Gfrerer Karl zum Eisenkopf (Tafel 3, Signatur 12) und findet sich dann wieder im Liesertal in den Felsschrofen nordöstlich Lanisch Ochsenhütte und im NE-Teil des Eben Lanisch (Tafel 4, Fig. 2 und 4).

Das mittelkörnige dunkelgrüne bis giftiggrüne Schiefergestein erweist sich in den zuerst genannten Vorkommen als Amphibol-Biotit-Chlorit-Prasinit, im Eben Lanisch als

Amphibol-Prasinit. Ob das Edukt basische Lava oder Tuff war, bleibt in Ermangelung diesbezüglicher Reliktstrukturen offen.

Die mikroskopische Untersuchung des Amphibol-Biotit-Chlorit-Prasinit vom Gfrerer Karl, Eisenkopf und nordöstlich Lanisch Ochsenhütte ergab folgenden Mineralbestand:

$Ho + Bio + Chlo + Epi + Albit + Karbonat \pm Qu + Op \pm Ti \pm Ru \pm Ap \pm Hämatit$.

Der Amphibol bildet bis 10 mm lange Säulchen mit Pleochroismus von hellgelb zu blaugrün bis grün. Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun oder olivgrün. Albit weist 0 bis 3% Anorthitgehalt auf. In einer Probe (nordöstlich Lanisch Ochsenhütte) wurde Oligoklas mit inversem Zonenbau gefunden. Die xenomorphen Blasten (Plag I, selten Plag II) sind ungefüllt und führen Einschlüsse der übrigen Gemengteile.

Der Amphibol-Prasinit vom Eben Lanisch hat den Mineralbestand: $Ho + Epi + Plag + Op + Chlo + Ti + Ilmenit + Qu$.

Der Plagioklas (Plag I, II) bildet xenomorphe Poikiloblasten mit inversem Zonenbau und mit Einschlüssen von Amphibol und Epidot.

Epidosit und Ophikalzitfels bilden dm-mächtige Reaktionssäume zwischen Grünschiefer und angrenzenden Karbonatgesteinen.

Am Grat zwischen Gfrerer- und Ochsenkarl führt der giftigrüne klein- bis mittelkörnige Epidositschiefer als Hauptgemengteile: Epidot, Chlorit, Albit, Ankerit und Quarz. Accessoria: Biotit, Opazit und Rutil.

Der grobkörnige Ophikalzit-Schiefer im NE-Teil des Eben Lanisch, SH. 2010 m setzt sich aus den Hauptgemengteilen: Epidot (Pleochroismus: farblos bis hellgelb), Biotit (10 mm, Pleochroismus: hellgelb bis olivgrün), Kalzit (8 mm, braune Anwitterung) und Quarz zusammen. Accessoria: Amphibol, Chlorit, Plagioklas (Plag I, ungefüllt), Opazit, Rutil und Apatit.

Grünschiefer finden sich auch im Moritzental; deren wahrscheinliche Tuffite (Chlorit-Serizit-Schiefer) nördlich Mur Ursprung.

3.2. Tektonik

3.2.1. Zwischen westlicher Blattgrenze und Mur Ursprung

Aus dem Gebiet der Umgebung von Gastein quert die Silbereckserie das Großarlal und erreicht die westliche Blattgrenze des Kartenblattes Muhr am wasserscheidenden Kamm zwischen Großarl- und Murtal (Schöderscharte – Schöderhorn – Kleines Törl – Mureck). Die zum Großarlal abdachende W-Flanke dieses Kammes wurde bereits beschrieben (EXNER 1957, p. 86 und Tafel V, oberstes Profil).

Die E-Flanke dieses Kammes zum Quelltal der Mur ist vorzüglich aufgeschlossen und zeigt bereits die wesentlichen tektonischen Charakteristika der Silbereckserie (Tafel 2, Fig. 1). Die Liegendserie besteht aus Graphitquarzit, Dolomit und Kalkmarmor, die dem Hölltor-Gneiskern auflagern; die Hangendserie aus 200 m mächtigen Bündnerschiefern. 2 Gneiskeile des Hölltor-Kernes tauchen von oben in die Silbereckserie ein und werden teilweise von Dolomit und Kalkmarmor umwickelt. Weiter nördlich sind Tauchfalten aus Dolomit und Kalkmarmor aufgeschlossen. Über dem Ganzen liegt die parautochthone Mureck-Gneisdecke.

Die junge Mur tritt als Karstquelle (Mur Ursprung P. 1898) aus dem Kalkmarmor der Liegendserie aus. Die eigentliche Quelle befindet sich am Fuße des Marchkarecks (Tafel 2, Fig. 2).

Keil 1 ist 80 m mächtig und besteht aus Forellengneis mit randlichem Gneisphyllonit mit Disthenblasten. Dolomit ist mit Aplitgneis in SH. 2140 m innig verfaltet (Bänderstruktur mit Abwechslung beider Medien und Boudins). Die unter dem Keil 1 ausspitzen Sedimentzunge ist verhältnismäßig stark metamorph (granatführender Schwarzschiefer).

Keil 2 baut den Gipfel des Schöderhornes auf. Er besteht aus Forellengneis und Gneisphyllonit. 2 Lappen bilden seine Stirne. Die Sedimentzunge unter Keil 2 spitzt knapp südöstlich des Schöderhorn-Gipfels aus. Sie setzt sich aus Graphitquarzit, Hellglimmer-Quarzit mit 1 cm großem Chlorit, Dolomitschollen, Schwarzschiefer mit 0,5 cm großem Granat und Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer mit großen Blasten von Albit, Granat und Pyrit (1 cm Ø) zusammen. Es ist also auch diese Sedimentzunge verhältnismäßig stark metamorph.

Die Sedimentzunge zwischen den beiden Stirnlappen des Keiles 2 führt Dolomit, Kalkmarmor und Schwarzschiefer mit Granat. Wo sie nach oben ausspitzt befindet sich zwischen dem Gneis ein 0,3 m mächtiger Epidositfels. Er stellt nach dem Geländebefund das Kalksilikat-Reaktionsprodukt zwischen Karbonatgestein und leukokraterem Gneis dar.

Im Gebiet des Kleinen Törls weisen die Tauchfalten aus Lantschfeldquarzit, Dolomit und Kalkmarmor eine breite Entwicklung mit Dolinen auf.

Die Bündnerschiefer setzen sich am Hang östlich des Kleinen Törls und in der kleinen postglazialen Schlucht nördlich Mur Ursprung aus wenig Kalkschiefer, viel Schwarzschiefer und einigen Lagen von Chlorit-Serizit-Schiefer (wahrscheinlich Tuffit) zusammen.

3.2.2. Zwischen Mur Ursprung und Moritzental

Im sehr gut aufgeschlossenen, felsigen, vom eiszeitlichen Gletscher glatt gescheuerten Gelände der rechten Steilflanke und Trogschulter des Murtales nördlich Frauennock sieht man vorzüglich die Flächen- und Achsendiskordanz zwischen Hölltor-Kern und Silbereckserie (Abb. 13). Die Flächendiskordanz beobachtete hier schon BECKE (1908, p. 376). Wir deuten sie als diskordante Transgression der Sedimente der Silbereckserie über älteren Strukturen des Hölltorkernes. Alpidisch erfolgten dann in Abhängigkeit vom verschiedenen Gesteinsmaterial (eher starrer Granitgneis des Hölltor-Kernes und bildsame Karbonatgesteine und Schiefer der Silbereckserie) disharmonischen Bewegungen an der Transgressionsfläche mit Phyllonitbildung des Granitgneises.

Die s-Flächen des Hölltor-Granitgneises fallen hier ca. 30° N; hingegen die s-Flächen des Gneisphyllonites und der Silbereckserie 30 bis 50° N. Die Hauptlineation und Faltenachse des Granitgneises streichen vorwiegend NNE; hingegen die des Gneisphyllonits und der Silbereckserie ENE.

Zwischen Mur- und Moritzental wurden 5 Gneiskeile vom Hölltor-Kern N-vergent in die Silbereckserie vorgetrieben: Keil 1 und 2 in schwebender Lagerung, Keil 3 bis 5 als Tauchfalten (Tafel 2, Fig. 4).

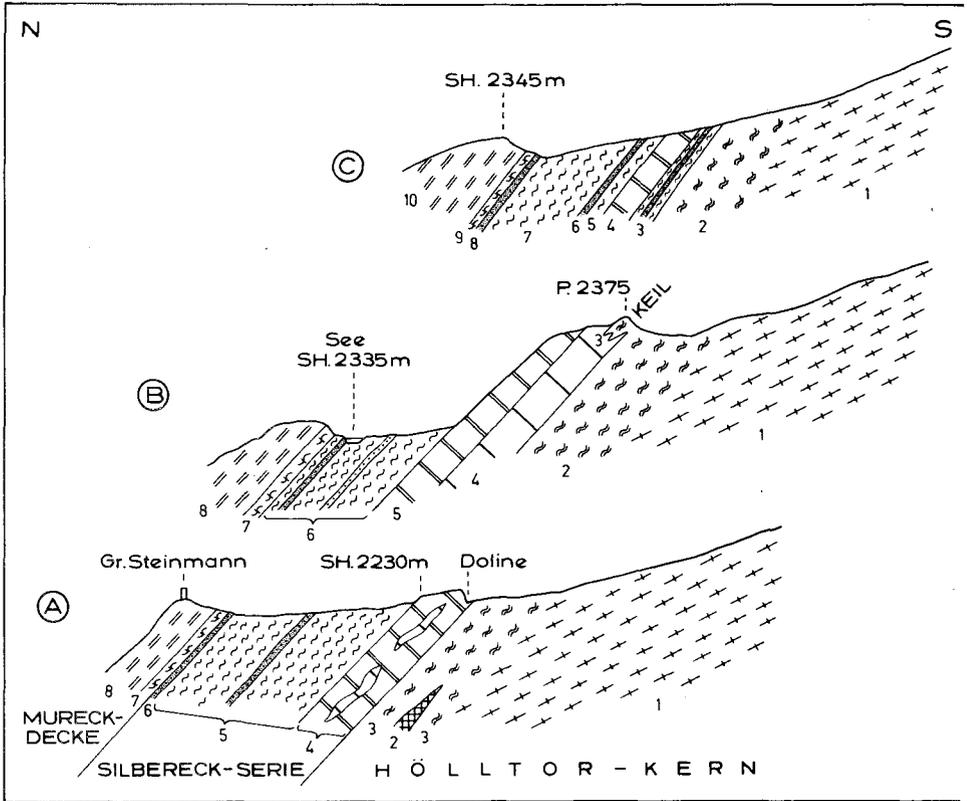


Abb. 13: Diskordante Lagerung der Silbereckserie auf dem Granitgneis des Hölltor-Kernes Profile durch die rechte Steilstufe und Trogschulter des Murtales nördlich Frauennock.

Fig. A: 1 = Granitgneis (leukokrater mittelkörniger Granitgneis mit Vormacht des Albits), s: 75/27 N. 2 = metamorpher Kersantit-Lagergang. 3 = Gneisphyllonit (15 m). 4 = Kalkmarmor (12 m) s: 80/43 N, Lincation: 75/12 E; verwalzt mit Dolomit. 5 = Bündnerschiefer (40 m) mit Lage vor Graphitquarzit. 6 = Graphitquarzit (1 m). 7 = Gneisphyllonit. 8 = Mureckgneis.

Fig. B: 1 = Granitgneis (wie oben!). 2 = Gneisphyllonit (20 m) und Gneiskeil bei P. 2375. 3 = Verwalzung von phyllonitischem Granitgneis des Gneiskeiles mit Dolomit. 4 = Dolomit (10 m). 5 = Kalkmarmor (5 m). 6 = Bündnerschiefer (25 m) mit Lagen von Quarzit und Graphitquarzit. 7 = Gneisphyllonit. 8 = Mureckgneis.

Fig. C (W-Flanke der tiefen Rinne südlich „c“ des Wortes „Lacke“): 1 = Granitgneis (wie oben!) 2 = Gneisphyllonit (15 bis 20 m). 3 = Schiefer und Graphitquarzit (3 m). 4 = Kalkmarmor (5 m). 5 = Bündnerschiefer (2 m). 6 = Graphitquarzit (1 m). 7 = Bündnerschiefer (20 m) mit großen Blasten von Granat und Chlorit. 8 = Graphitquarzit (0,5 m). 9 = Gneisphyllonit (1,5 m) mit Disthen. 10 = Mureckgneis.

Keil 1 ist westlich der Roßkarscharte bei P. 2375 und südöstlich der Roßkarscharte in SH. 2250 m aufgeschlossen. Bei P. 2375 stellt sich innige Verknüpfung von phyllonitischem Granitgneis und Dolomitmarmor ein (Tafel 2, Fig. 3; Abb. 13, Fig. B, Signatur 3).

Keil 2 bildet eine der großartigsten, schon seit BECKE (1908, p. 377–378, Fig. 2 und 3 bekannten Falten der Silbereckserie. Der 400 m lange Gneiskeil liegt in schwebende

Position auf der nach S geschlossenen Faltenmulde der Silbereckserie. Die Faltenmulde besteht südöstlich unter dem Gipfel der Langer Wand von außen nach innen aus Spuren von Rauhwacke, farblosem Dolomit, Kalkmarmor mit 1 cm großen Phlogopitblasten und Bündnerschiefer. Der die Mulde umfassende Granitgneis erweist sich an der Grenze zur Silbereckserie als spitzgefalteter Gneisphyllonit mit Blasten von Biotit und Chlorit.

Die Keile 3 und 4 bilden Tauchfalten am ausgedehnten Kalkmarmor-Plateau mit Quarziten und Dolomitschollen zwischen Langer Wand und Roßkarscharte.

Keil 5 streicht durch die Roßkarscharte (Abb. 14), wo er bereits von THALMANN (1963, Fig. 5) erkannt wurde. Am Hang gegen das Moritzental sticht er tief in die Silbereckserie ein.

Dementsprechend zeigt diese im Hang von der Roßkarscharte zum Moritzenbach eine komplizierte Falten- und Schuppenstruktur mit einem Kalkmarmorzug (Karstquelle) auch im hangenden Teil der Silbereckserie und mit prächtigen Liegendfalten („Weißes Wand“ ö. Roßkarscharte). In den Bündnerschiefern stellen sich neben Schwarzschiefern und Kalkschiefern Lagen von Karbonatquarzit, Chänopoditschiefer (Granat-Hellglimmer-Chlorit-Quarzit mit Biotit in Form von 1 cm langen Chänopodit-Garben, südlich der Karstquelle) und Grünschiefer ein.

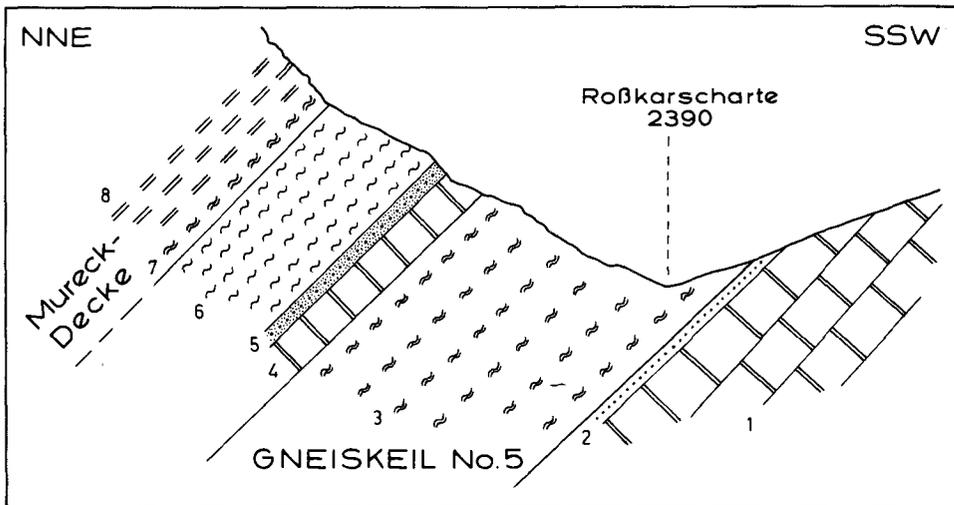


Abb. 14: Profil durch Gneiskeil No. 5 in der Silbereckserie an der Roßkarscharte. 1 = Kalkmarmor. 2 = Quarzit (0,3 m) mit großen Blasten von Magnetit. 3 = Gneisphyllonit (30 m). 4 = Grauer Kalkmarmor (5 m). 5 = Graphitquarzit (1,5 m). 6 = Bündnerschiefer (15 m). 7 = Gneisphyllonit. 8 = Mureckgneis.

3.2.3. Die Querfalte der Kalte Wand Spitze

Ein dünnes Gesteinsband der Silbereckserie streicht in N-S Richtung aus der Gegend südlich der Langer Wand zur Kalte Wand Spitze. Es ist nur wenige m mächtig und 2 km

lang. Die s-Flächen fallen 40° W. Die Hauptlineation und die Faltenachse streichen NE. Das ganze Gebilde stellt eine, in den Gneissockel eingequetschte Synklinale dar, die einseitig nach W einfällt. Der westliche Gneis (Hölltor-Kern) wurde auf den östlichen (Rotgülden-Kern) längs dieser Querstruktur aufgeschoben.

Der Kalkschiefer der Kalte Wand Spitze wurde von ANGEL & STABER (1952, p. 81, 86) entdeckt und bereits die Vermutung eines Zusammenhanges mit dem Kalkmarmor der Langen Wand gehegt. Ich fand dann tatsächlich die feldgeologische Verbindung auf. Sie stellt sich folgendermaßen dar:

Das Gesteinsband der Silbereckserie setzt 470 m südlich des Gipfels der Langen Wand ein. Es bildet die Oberkante der Karschwelle in SH. 2290 m und besteht aus Schwarzschiefer (3,5 m mächtig, s: 17/48 W).

An der Felsschwelle beim Abfluß des Unteren Schwarzsees, 200 m nördlich P. 2221, beobachtet man von unten nach oben folgendes Profil:

Gneis des Rotgülden-Kernes (grobkörniger leukokrater mittelkörniger Granitgneis mit Vormacht des Albits)

Silbereckserie (2,5 m; Schwarzschiefer und Fuchsit-führender Kalkschiefer), morphologisch ein Gesimse bildend

Gneisphyllonit (2 m; s: 30/42 W; Lineation: 47/5 SW)

Gneis des Hölltor-Kernes (petrographisch wie Rotgülden-Kern; Lineation: 45/14 SW).

Das Schieferband besteht dann in SH. 2310 m bei seinem Eintritt in die Kalte Wand aus 6 m mächtigem Schwarzschiefer (Biotit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer, s: 165/40 W) und ist in der Steilwand bis zum Gipfelgrat sichtbar. Diesen übersetzen farblose Kalkmarmorplatten und Schwarzschiefer, 60 m nordwestlich P. 2822. Siehe Tafel 2, Fig. 4!

Die Felsrinne in der SW-Wand der Kalte Wand Spitze schließt das Schieferband in SH. 2680 m, 160 m wsw. P. 2822 auf. Das Band ist hier zwischen Bänder- und Schollenmigmatite der Hafner-Migmatitserie eingequetscht. Der untere Teil des Bandes besteht aus grobkörnigem farblosem Kalkmarmor (0,5 m, mit Blasten von Zoisit und Kalifeldspat); der obere Teil aus Schwarzschiefer (3 m; s: 45/50 W; Lineation: 35/30 SW). Als Lesesteine in der Felsrinne findet sich auch feinkörniger grauer gebänderter Kalkmarmor. Es ist also sehr wohl in diesem Band der Silbereckserie auf der Kalte Wand Spitze echter Kalkmarmor vom Typus der Silbereckserie vorhanden (Berichtigung zu ANGEL & STABER 1952, p. 81).

3.2.4. Zwischen Moritzen- und Rotgüldental

In diesem Abschnitt gibt es 2 instruktive Profile: N-Grat und NE-Grat des Vorderen Schobers sowie die hochinteressante, vorzüglich aufgeschlossene linke Steilflanke (Seeleiten) des Rotgüldentales. Die Mächtigkeit der Silbereckserie ist in den Tälern größer als in der Bergregion, was durch die von oben eintauchenden Gneiskeile und tektonische Anschoppung der Silbereckserie in der Tiefe bedingt wird. So betragen die Mächtigkeiten der Silbereckserie im Moritzental 250 m, am Vorderen Schober-N-Grat nur 200 m, im Rotgüldental 600 m und am zugehörigen Schober-NE-Grat nur 300 m.

Die Fortsetzung des Keiles 2 am Vorderen Schober-N-Grat bedingt einen nach S geschlossenen Muldenschluß aus Quarzit und Dolomit. Darüber ist der Gneiskeil einige deka-m nach N überfaltet (Tafel 2, Fig. 5). Ein tektonisches Äquivalent von Keil 1 wurde

hingegen 300 m nach N überschoben und bedingt die darunter befindliche dicke Walze (komplizierter Faltenknäuel) aus Karbonatgesteinen des Liegendeiles der Silbereckserie („Trias“) der Seeleiten (Tafel 2, Fig. 6).

Die Transgressionsdiskordanz zwischen S-fallendem Gneis des Rotgülden-Kernes (z. B. Reitweg vom Moritzental zum Schloßboden und Straße im Rotgüldental zum Unteren Rotgüldensee) und N-fallender Silbereckserie kann vor allem in der Hochregion eindrucksvoll erschaut werden, wenn auch an der unmittelbaren Grenzfläche spätere Umschieferung im Zuge von Sekundärtektonik und Phyllonitbildung den Kontrast verwischen.

In der rechten Flanke des Moritzentales weist die Silbereckserie einen komplizierten Schuppenbau auf. Doch bemerkt man deutlich die Anreicherung der „Trias“ im liegenden, der Bündnerschiefer im mittleren und der sekundär überfalteten „Trias“ im hangenden Teil. Am Grat vom Vorderen Schober zum Mannsitz (Tafel 2, Fig. 5) folgen von S nach N:

Leukokrater mittelkörniger Granitgneis mit Vormacht des Albites. Rotgülden Kern

Gneis-Phyllonit. Keil 2

Mikroclin-führender Phengit-Arkosequarzit, 2 m mächtig

Lantschfeldquarzit, 5 m

Dolomit, 10m

Kalkmarmor, 0,5 m

Kalkschiefer (80 m) mit Lagen von Grünschiefer, Epidosit und Chlorit-Serizit-Schiefer (Tuffit)

Serizit-Quarz-Schiefer (2 m) mit großen Blasten von Chlorit und Pyrit

Rauhwanke (1 m) mit grobschuppigem Fuchsit

Kalkmarmor (20 m)

Kalkschiefer (20 m). Scharte SH. 2490 m (sogenanntes „Schloßchartl“). Mit einer 3 m dicken Tuffit-Linse (Bio-Chlo-Hgl-Albit-Qu-Schiefer)

Kalkschiefer (10 m) mit großen Blasten von Fuchsit, Chlorit und Pyrit und mit Linsen chloritreicher Grünschiefer-Lagen

Dolomitbreccie (10 m), bestehend aus grauen Dolomitlinsen in Matrix aus Kalk- und Schwarzschiefer

Kalkmarmor (30 m) mit farblosem Dolomit (10 m). An der Flanke zum Moritzental auch Karbonatquarzit

Schwarzschiefer (20 m)

Kalkmarmor (25 m). An der Flanke zum Moritzental auch Quarzit, Dolomit, Dolomitbreccie und Kalkschiefer

Gneisphyllonit an der Überschiebung der Mureckdecke. Es handelt sich um Hellglimmer-Quarzschiefer. In diesem sprossen (Lokalität: W-Fuß der Bettelwand) Granat (12 mm Ø), Chlorit (8 mm) und Albit (2 mm)

Mureckgneis.

Ein gutes Profil liefert auch der Vordere Schober-E- bzw. -NE-Grat (Tafel 2, Fig. 6).

Hier liegt am E-Grat in SH. 2550 m ein Erosionsrest der Silbereckserie mit Winkeldiskordanz (NE-fallend) auf dem NW-fallenden Granitgneis des Rotgülden-Kernes. Es handelt sich um eine aufrechte Schichtfolge von unten nach oben: Gneis, Dolomit, Kalkmarmor, Karbonatquarzit. An der Basis des Dolomites (Transgression) fehlen Quarzit und sekundärer Gneisphyllonit. Dabei ist bemerkenswert, daß jüngere Scherflächen (Transversalschieferung) den unteren Teil der Sedimentmulde durchsetzen (Abb. 15). Diese jüngeren Scherflächen im metamorphen Sedimentgestein entsprechen hier dem Haupt-s des unterlagernden Granitgneises. Ich möchte das so interpretieren: Eine

paläozoische Gneisstruktur (NE-Streichen mit NW-Fallen) wurde alpidisch reaktiviert und erzeugte die Transversalschieferung im Dolomit und Kalkmarmor.

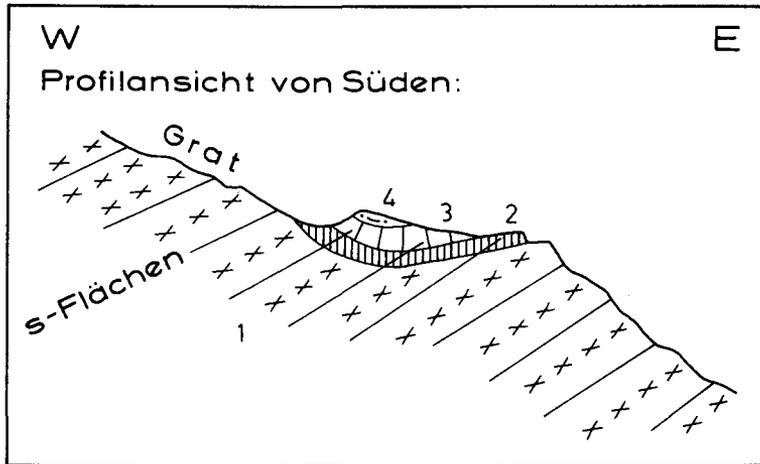


Abb. 15: Lokale Transversalschieferung in Karbonatgesteinen der Silbereckserie. Im Zuge sekundärer Beanspruchung setzen die s-Flächen des Granitgneises einige m im Dolomit und Kalkmarmor als Transversalschieferung fort. Vorderer Schober-E-Grat, SH. 2550 m. 1 = Leukokrater mittelkörniger Granitgneis mit Vormacht des Albites. Rotgülden-Kern. 2 = Dolomit der Silbereckserie (5 m mächtig). 3 = Kalkmarmor (10 m). 4 = Karbonatquarzit (1 m).

Der Grat schwenkt dann nach NE und hier ist folgendes Detailprofil von S nach N aufgeschlossen (Tafel 2, Fig. 6):

- Leukokrater mittelkörniger Granitgneis mit Vormacht des Albites. Rotgülden-Kern. Gratpfeiler in SH. 2460 m
- Gneisphyllonit mit Weißschiefer (große Blasen von Biotit, Epidot und Albit)
- Kalkmarmor (10 m)
- Kalkschiefer (30 m) mit Dolomit
- Dolomitbreccie (8 m) mit karbonatquarzitischer Matrix
- Schwarzschiefer (25 m)
- Kalkschiefer (25 m), reich an Fuchsit
- Dolomit (2 m)
- Kalkmarmor (35 m). Gratzacken in SH. 2270 m
- Dolomitbreccie (30 m) mit Matrix aus Kalkschiefer
- Quarzit (8 m)
- Kalkmarmor (10 m)
- Schwarzschiefer (2 m)
- Kalkschiefer (6 m)
- Kalkmarmor (3 m)
- Kalkschiefer (25 m)
- Kalkmarmor (10 m)
- Schwarzschiefer (80 m) mit Blasen von Hellglimmer und Magnetit. Schrovinschartl P. 2039
- Quarzit (0,5 m)
- Kalkmarmor (4 m)
- Kalkschiefer (1,5 m)
- Quarzit (0,5 m)

Gneisphyllonit an der Überschiebung der Mureckdecke. Serizit-Quarz-Schiefer mit großen Blasen von Granat und Chlorit.

Mureckgneis.

Sicherlich bedingt ein komplizierter Falten- und Schuppenbau diesen isoklinalen Schichtstoß. ANGEL (1939, Abb. 5) zeichnete längs dieses Profiles hypothetische Falten-schlüsse, die man aber in der Natur nicht sieht, und von unten in den Schichtstoß eindringende migmatische Aplitintrusionen, die nach meinen Beobachtungen nicht existieren.

Die „Trias“ des liegenden Teiles der Silbereckserie wurde zu dem schon eingangs erwähnten Faltenknäuel vor der Stirne und unter dem Keil 1 verwalzt (Tafel 2, Fig. 6). Die Achse dieser Walze streicht ENE und liegt quer zum generellen SE-Streichen der Silbereckserie. Unter Keil 1 bilden Quarzit, Dolomit und Kalkmarmor eine verkehrte Schichtfolge. Vor der Stirne des Keils 1 wurde der Dolomit zu einem dicken Pfropf angereichert, der von Kalkmarmor überlagert wird, welcher als liegender Teil der Silbereckserie am Vorderen Schober-NE-Grat ausstreicht. Bündnerschiefer als jüngstes Schichtglied enden unter dem Keil 1 blind unter Dolomit.

Die Wurzel des Keils 1 befindet sich an der steilen Seeleiten in SH. 1860 m. Der „Permo-Skyth“-Quarzit der verkehrten Serie stellt sich als intensiv grüner Phengitquarzit mit großen Blasen von Biotit und Titanit dar. Der darunter folgende schneeweiße Dolomit enthält Epidot-Blasen. Der dunkelgraue Kalkmarmor darunter führt 2 cm lange und 3 mm breite Tremolith-Prismen. Mit saigerer Grenzfläche reicht er an den SW-fallenden Migmatit vom Typus Rotgülden des Rotgülden-Kernes heran. Die Grenze selbst ist durch einen 8 m breiten Schuttstreifen verhüllt, unter dem sich eine Gneisphyllonit-Zone befinden könnte. Die nach oben blind endenden Bündnerschiefer stehen in der Wildbachschlucht 700 m wsw. Gfrererbauern Alm an. Sie bestehen aus mineralreichem Karbonatquarzit mit großen Blasen von Granat, Chlorit, Albit, Ankerit, Fuchsit, Pyrit und Magnetit, kalkarmen Quarziten, Schwarzschiefer und Kalkschiefer mit grobschuppigem Fuchsit.

So wie im Moritzental findet man auch im Rotgüldental die „Trias“ im hangenden Teil der Silbereckserie unmittelbar unter der Mureck-Gneisdecke deutlich entwickelt. Entsprechender Quarzit und Kalkmarmor sind über dem Schrovinschartl nur wenige m mächtig, erreichen aber das Murtal beim Blasnerbauer mit mehreren deka-m Mächtigkeit. Im Steinbruch Blasnerbauer wurde der Kalkmarmor abgebaut. Ihm sind dort Schwarzphyllitlagen mit großen Blasen von Albit und Magnetit eingelagert.

Dieser hangende Teil der Silbereckserie mitsamt der Überschiebung des Mureckgneises wurde durch den rund 800 m langen Stollen und Schrägschacht durchörtert, der sich westlich Plölitzen befindet und die Mur zum Wasserkraftwerk Rotgülden ableitet. Meine Befahrung während des Stollenbaues im August 1962 erbrachte von S (Liegendes) nach N (Hangendes) folgendes Profil:

Schrägschacht: Kalkschiefer und Schwarzschiefer

Südliches Stollenmundloch (Station 0 m) bis Station 290 m: Schwarzschiefer in Fortsetzung des Schwarzschieferzuges des Schrovinschartels. Darinnen eine Einlagerung von Kalkschiefer bei Station 108 m und eine Einlagerung von Quarzit mit Chloritblasen bei Station 232 m

Von Station 290 bis 385 m: Grauer gebänderter Kalkmarmor. Stellenweise mit boudinierten Lagen von feinkörnigem farblosem Dolomit. Wo der Kalkmarmor reich an Quarz und Hellglimmer ist, führt er Blasen von Kalifeldspat und Albit. Während meiner Befahrung stand die Stollenbrüst bei Station 385 m.

Das recht interessante Gesteinsmaterial des Mureckgneises von der Halde des Fensterstollens, 530 m nnw. Plölitzen wurde bereits beschrieben (EXNER 1971 a, p. 19).

3.2.5. Zwischen Rotgülden- und Altenbergtal

Im orographisch reich gegliederten Gebirgsstock des Silberecks beträgt die Mächtigkeit der Silbereckserie 600 m.

Der liegende Teil der Silbereckserie ist östlich des Unteren Rotgüldensees längs 1,5 km langer Strecke vorzüglich aufgeschlossen (Tafel 2, Fig. 7). Die Schichtfolge lautet von unten nach oben:

Migmatitgneis des Rotgülden-Kernes

Geröllquarzit und Quarzit

Dolomit

Kalkmarmor

Bündnerschiefer mit Karbonatquarzit, Schwarzschiefer, Kalkschiefer, Dolomitreccie und Grünschiefer.

Die Transgressions-Diskordanz der N-fallenden Silbereckserie über dem S-fallenden Migmatitgneis des Rotgülden-Kernes sieht man im Wagendrischl (= „Nördliches Wagendrischl-Kar“, Abb. 16). Während der alpidischen Orogenese fanden zwar wegen des verschiedenen mechanischen Verhaltens der bildsamen Sedimente (Silbereckserie) und des eher starren Gneissockels (Rotgülden-Kern) disharmonische Bewegungen im m-Bereich statt, die zu einer Umschieferung und Phyllonitisation der höchsten Gneislagen unter der Transgressionsfläche führten. Doch blieb das Erscheinungsbild der Transgressions-Diskordanz im 10 m- und 100 m-Bereich eindeutig erhalten.

Keil 1 besteht aus Gneis und Gneisphyllonit des Rotgülden-Kernes. Er wurde 300 m nach NE in die Silbereckserie vorgetrieben. Quarzit, Dolomit und Kalkmarmor des liegenden Teiles der Silbereckserie umhüllen ihn sternförmig (Silbereck-NW- und -SE-Grat). Auch Bündnerschiefer werden unter die Stirnwalze eingezwickelt. Die Wurzel des Gneiskeiles ist am Felsrücken SH. 2240 m im Wagendrischl aufgeschlossen (Tafel 2, Fig. 7; Abb. 16, Fig. D).

Die Hauptmasse der Bündnerschiefer liegt über dem Keil 1. Sie baut die Kare zwischen Salzkopf und Silbereck-NW-Grat auf (Gfrerer-, Lipp-, Ochsen- und Kühkarl) und streicht in den beiden Gratzacken nördlich des Silberecks aus (Zacken SH. 2792 m und Eisenkopf). Trotz tektonischer Komplikation der gleitfähigen Bündnerschiefer lassen diese eine stratigraphische Abfolge vermuten. Die Hauptmasse des Karbonatquarzites („Lias“) liegt unten. Dolomitreccien nehmen eine mittlere Lage ein. Grünschiefer und „Radiolarit“ („Oberjura“) liegen verhältnismäßig hoch oben in der Schichtfolge.

Zunächst folgen über dem Kalkmarmor des Liegendteiles mächtiger Karbonatquarzit, Schwarz- und Kalkschiefer. Dann stellen sich mehrere deka-m mächtige Dolomitreccien mit Matrix aus Karbonatquarzit und Kalkschiefer ein. Die Breccien können vorzüglich am Grat zwischen Gfrerer- und Ochsenkarl, an den Eisenkopf-N-Wänden, an der NE-Ecke des Ochsenkarls, im Bachriß des Lippkares und in fensterförmiger Position in der Schlucht westlich Lippbauernhütte studiert werden. Grünschiefer mit Epidosit tritt in 2 dünnen Bändern im Kalkschiefer des Grates zwischen Gfrerer- und Ochsenkarl auf. Er überquert als 1,5 m mächtige Bank diesen Grat in SH. 2270 m. Dann streicht er durch die Wände des Eisenkopfes. Der „Radiolarit“-verdächtige biotitführende Karbonatquarzit und Chäno-

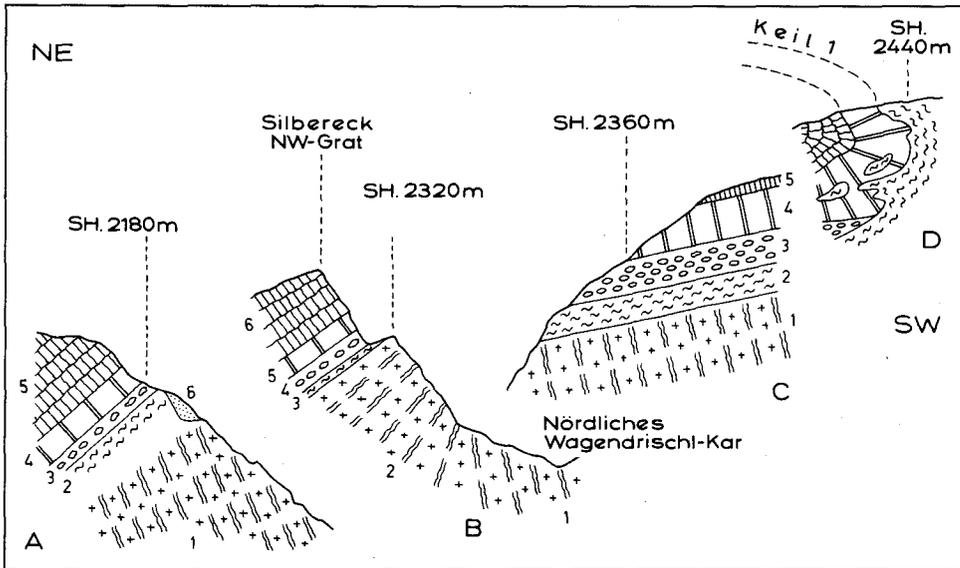


Abb. 16: Transgressions-Diskordanz der Silbereckserie (N-fallend) über dem steil S-fallenden Schollenmigmatit von Rotgülden. Profile östlich des Unteren Rotgüldensees.

Fig. A: Silbereck-NW-Kamm, 800 m südöstlich Rotgüldenseehütte. 1 = Migmatit von Rotgülden, s: 140/58 SW. 2 = phyllonitisierter augiger Migmatitgneis (15 m), s: 165/55 E. 3 = Geröllquarzit (6 m). Eckige und längliche Gerölle aus Gangquarz und Aplitgneis sind schichtig angeordnet. Längung der Gerölle parallel zur Lineation des Gesteins (Phengit-Elongation). Kalkschieferlinsen mit Magnetit. Torpedoförmig deformierte Quarzgerölle sind bis 40 cm lang. 4 = Farbloser Dolomit (15 m) mit Magnetit-Knauern. 5 = grauer gebänderter Kalkmarmor. 6 = Moräne. Sie verdeckt hier die Zwischenstadien der Phyllonitisierung des Migmatits.

Fig. B: Silbereck-NW-Grat, Flanke zum Nördlichen Wagendröschl. 1 = Bänder- und Schollenmigmatit, Ausbildung wie im Steinbruch bei der Rotgüldenseehütte. Steil S-fallend aufgeschlossen im Bachbett des Nördlichen Wagendröschl-Kares. 2 = Allmählich umgeschieferter und in den oberen Partien N-fallender Migmatit von Rotgülden (80 m). 3 = Gneisphyllonit (3 m), teilweise verquarzt. s: 130/27 NE. Faltenachse: 57/32 NE. 4 = Geröllquarzit (10 m). Er enthält eckige und linsenförmige Gerölle aus Gangquarz (70 cm Durchmesser), Aplit und Kalkschieferlinsen mit Magnetit. s: 145/34 NE. Lineation: 63/27 NE. 5 = Farbloser Dolomit (12 m). s: 130/45 N, Faltenachse: 20/16 N. 6 = Grauer gebänderter gefalteter bituminöser Kalkmarmor (40 m). s: 120/28 NE. Faltenachse: 40/28 NE.

Fig. C: Nordwand des Felsrückens zwischen Nördlichem und Südlichem Wagendröschl. 1 = Migmatit von Rotgülden, steil S-fallend. 2 = Gneisphyllonit (15 m). 3 = Geröllquarzit (20 m). Faltenachse: 80/0 bis 20 W. Die Gerölle bestehen aus Gangquarz (Durchmesser 50 cm). Sie sind in Richtung der Faltenachse im Verhältnis 1 : 10 gelängt. 4 = Dolomit. 5 = Kalkmarmor.

Fig. D: S-Kante des Felsrückens zwischen Nördlichem und Südlichem Wagendröschl. Scharnierförmige Wurzel des Gneiskeiles 1. Der Gneisphyllonit steht vertikal und ist innig mit Dolomit verknüpft. Brotlaibförmige Blöcke (Boudins) aus Granitgneis mit 0,4 x 0,6 m Querschnitt schwimmen im Dolomit. Zwischen Gneisphyllonit und Dolomit keilt der Geröllquarzit aus.

poditschiefer steht östlich vom Mundloch des Friedrichstollens an. Er streicht zur Scharte südlich des Salzkopfes und in das Ochsenkarl. Dort ist er in der Schlucht des Baches, welcher das Ochsenkarl entwässert, zwischen SH. 2040 und 2060 m zuletzt aufgeschlossen.

Über den Bündnerschiefern liegen am Salzkopf tektonische Schuppen mit mehrfachen Folgen aus Quarzit, Dolomit und Kalkmarmor. Über stehengebliebene Felsfeiler in den Abrißmuscheln des Lippkar-Bergsturzes treten sie mit den Tauchfalten und tektonischen Schuppen des Silberek-NE-Grates in Verbindung. Darüber folgen die Bündnerschiefer und Dolomitbreccien des Plötsch, Schwarzschiefer, Quarzit und Kalkmarmor des Blasnerbauers (hangender Teil der Silberekserie) und die Überschiebung der Mureckdecke.

Quarzit am Salzkopf enthält Turmalin (3 mm) und Granat (5 mm). Serizit-Quarzschiefer führt hier Blasten von Biotit und Pyrit. Farbloser Dolomit weist 5 mm großen Phogopit auf.

Ein prächtiges kontinuierliches Profil durch die Tauchfalten und tektonischen Schuppen liefert der Silberek-NE-Grat von der Scharte nordöstlich Eisenkopf („Magnetitscharte“) bis zum Gipfel des Ochsenkopfes (Überschiebung der Mureckdecke). Längs dieses Gratabschnittes und der beidseitigen Bergflanken sind die nach unten ausspitzen Gneiskeile 2, 3 und 4 mit begleitenden Tauchfalten und Schuppen aus Geröllquarzit, Quarzit, Dolomit und Kalkmarmor zu sehen. Es handelt sich um tektonische Wiederholungen des Liegendteiles der Silberekserie, die von oben in die Bündnerschiefer eintauchen.

Tafel 2, Fig. 8 gibt das tatsächliche Bewegungsbild um die SE-streichende Hauptfaltenachse wieder. Hingegen folgt das Detailprofil der Tafel 3 dem winkelig verlaufenden Grat im schleifenden Schnitt zum Streichen der Schichten und erzeugt kleine Verzerrungen der Fallwinkel und Mächtigkeiten der Schichten. Dafür enthält dieses Detailprofil alle beobachteten Gesteinslagen und ist nachprüfbar.

In der älteren Literatur (z. B. EXNER 1940, p. 249, Fig. 1) wurden einige Gratzacken anders benannt als heute. Damalige topographische Karten und auch Auskünfte von Jägern und Almvolk lieferten eine teilweise von der heute verbindlichen Österreichischen Karte 1 : 50.000 abweichende Benennung. Um Mißverständnisse zu vermeiden, sei die neue Benennung mit der alten (in Anführungszeichen) kurz verglichen: Silberek = „Silberek“. Gipfel SH. 2792 m = „Südlicher Ochsenkopf“. Eisenkopf = „Nördlicher Ochsenkopf“. Gipfel SH. 2750 m = „Eisenkopf“. Ochsenkopf = „Kleiner Eisenkopf“.

Querfalten um NE-Achse überprägen zwischen „Magnetitscharte“ und Ochsenkopf recht allgemein die Haupttektonik um SE-streichende Achse. Auf den Schieferflächen beobachtet man häufig 2 Lineationen. Achse alt entspricht der Elongation der Glimmer und der Orientierung des Zeilengefüges. Sie streicht SE bis ESE. Überprägt wird sie von einer jungen Knitterungsachse, die NE bis NNE streicht. Ausnahmen von dieser Regel deuten darauf hin, daß mitunter Kristallisationen (Mineralelongationen und Zeilenbau) mit der Querfaltung zeitlich interferieren. Querfalten um NE-Achse sind auch im 10 m-Bereich sichtbar.

Der Phengitquarzit mit vermutlichen Geröllen aus Quarz am Grat südwestlich Gipfel SH. 2750 m (Tafel 3, Signaturen 19, 20 und 22) zeigt Deformation nach 2 Faltenachsen (ESE und NNE), was die Unterscheidung zwischen deformierten Geröllen und Mobilisaten (Quarzknuern) schwierig macht. In streichender Fortsetzung befindet sich aber im Altenbergtal 20 m mächtiger Quarzit mit deutlichen Geröllen (300 m wsw. P. 2040).

Östlich über diesem P. 2040 im Altenbergtal führt der farblose Kalkmarmor unter dem Keil 3 Tremolith. Der Kalkmarmor besitzt eine straffe Lineation (Serizit). Die Tremolithkristalle sind regellos über die s-Fläche verteilt. Die Tremolith-Kristallisation erfolgte hier erst nach der Deformation des Kalkmarmors.

3.2.6. Zwischen Altenberg- und Liesertal (Torbach)

Diesen Abschnitt der Silbereckserie beherrscht der Gebirgskamm: Altenbergscharte – Schurfspitze – Oblitzen – Storzspitze mit steilen Flanken zum Altenberg- und Liesertal.

Der orographisch richtige, eigentliche Oberlauf der Lieser entspringt im Seekar (Lanischseen) und heißt Torbach (unterirdische Karstläufe dieses Baches im Dolomit und Kalkmarmor der Silbereckserie mit torförmigen Ein- und Ausläufen). Die landschaftlich hervorragend schöne Karstquelle eines südlichen Nebenbaches (südöstlich Ochsenhütte) trägt den orographisch nicht gerechtfertigten, aber eingebürgerten Namen: Lieser Ursprung (mit „Lieserwand“ und Lieserkar). Im vorliegenden Kapitel behandeln wir die Silbereckserie bis zum Torbach und dessen Fortsetzung als Lieser.

Die Silbereckserie streicht im vorliegenden Abschnitt SSE. Der Grat zwischen Schurfspitze und Oblitzen verläuft senkrecht zur Streichrichtung und vermittelt ein vortreffliches Querprofil. Allerdings komplizieren NE bis ENE streichende Querfalten den Bau erheblich. Sie bedingen eine Anschoppung der Bündnerschiefer im Liesertal zwischen Ochsenhütte und Lieserfall und den 2,3 km langen Ausläufer zwischen diesem und Jh. Pölla.

Trotzdem sind die wesentlichen tektonischen Eigenschaften der Silbereckserie hier klassisch entwickelt und leicht und sehr übersichtlich beobachtbar. Es handelt sich um (1) die Transgressions-Diskordanz an der Basis der Silbereckserie über dem Gneis des Rotgülden-Kernes im Kessel ssö. Schurfspitze, um (2) den Gneiskeil, der vom Rotgülden-Kern ENE-vergent in den Dolomit vorgetrieben wurde (Grat von der Altenbergscharte zur Schurfspitze), um (3) Walzen von Dolomit und Kalkmarmor, die den Gneiskeil östlich umhüllen und gegen die stratigraphisch auflagernden Bündnerschiefer vorgepreßt sind und sie teilweise überwalzen (Felswände onö. Schurfspitze, gegen das Altenbergtal), um (4) Zusammensetzung und Zunahme der Metamorphose der Bündnerschiefer im Liesertal bei der Ochsenhütte (kalkarme und -reiche Bündnerschiefer, Karbonatquarzite, Dolomitbreccien und Grünschiefer; Sprossen von Oligoklas, Biotit und Granat) und (5) die grandiose messerscharfe Überschiebung des Mureckgneises auf die Bündnerschiefer, 2,7 km lang im Steilhang südlich der Oblitzen und Storzspitze kontinuierlich aufgeschlossen und prächtig kontrastreich in der Landschaft sichtbar.

Ausführliche Beschreibungen und Abbildungen liegen bereits vor (EXNER 1939, p. 293, 295, Abb. 1, 2, 5; 1940, p. 254–255, 258, 262–267, Fig. 5, 8–11, Abb. 1, 2; 1953, Abb. 3).

Unter der diskordanten transgressiven Auflagerung der Silbereckserie besteht der Rotgülden-Kern aus migmatischem Aplitgranitgneis, der an der Altenbergscharte in den Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden übergeht. Die s-Flächen streichen um N-S, stehen saiger, oder fallen mittelsteil nach W. Die höchsten Lagen des Gneises sind phyllonitisch umgeschiefert und konform zur auflagernden Silbereckserie (mittelsteiles E-Fallen) orientiert. Der Bereich der Umschieferung mit altem und neuem s ist gut beobachtbar. Die Mächtigkeit des Gneisphyllonits beträgt 10 bis 15 m. Darüber lagert nach einer aufschlußlosen Strecke von wenigen m der E-fallende Dolomit der Silbereckse-

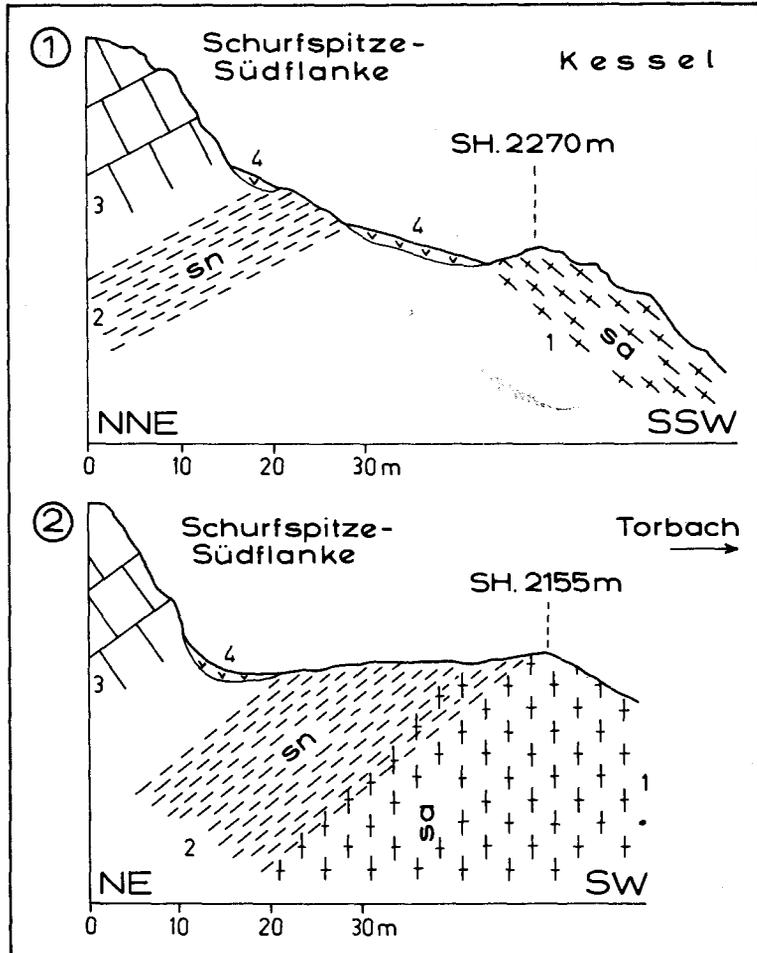


Abb. 17: Diskordante Lagerung der Silbererkerie auf Gneis des Rotgülden-Kernes. S-Flanke der Schurfspitze im Kessel. Disharmonische Bewegung während der alpidischen Orogenese erzeugte in den höchsten Gneislagen eine Umschieferung konform zur Transgressionsfläche. Zeichenerklärung: sa = s alt, vor der Transgression geprägtes s des Gneisses. sn = s neu, alpidisch geprägtes s des Gneissphyllonits.

Fig. 1: 1 = Migmatischer Aplitgranitgneis. s: 20/40 W. 2 = Gefalteter Gneissphyllonit. s: 100/35 N. 3 = Dolomit. s: 80/35 N. 4 = Gehängeschutt.

Fig. 2: 1 = Migmatischer Aplitgranitgneis. s: 155/saiger. 2 = Gneissphyllonit. s: 90/35 N. 3 = Dolomit. s: 130/35 NE. 4 = Gehängeschutt.

rie (Abb. 17). Im Landschaftsbild tritt die Diskordanz zwischen W-fallendem Gneis und E-fallender Silbereckserie besonders deutlich in Erscheinung (EXNER 1940, Fig. 5).

Der Gneiskeil des Schurfspitze-W-Grates ragt senkrecht zum Streichen 200 m in die umhüllende Dolomitwalze ENE-vergent hinein. Eine 5 m mächtige tektonische Grobmengung begleitet die Grenzfläche beider Medien. Der farblose Dolomit führt Phlogopit (12 mm Ø) und auf s massenhaft angehäufte hellgrüne Tremolithsäulen (2 cm lang). Am Schurfspitze-Gipfel steckt im Dolomit eine 0,1 bis 0,5 m mächtige Biotitschieferlage, die sehr viel Apatit enthält. Umhüllt wird der Dolomit von Tremolith-führenden Kalkmarmorwalzen mit eingefaltetem Quarzit, Graphitquarzit, Dolomit und Kalkschiefer.

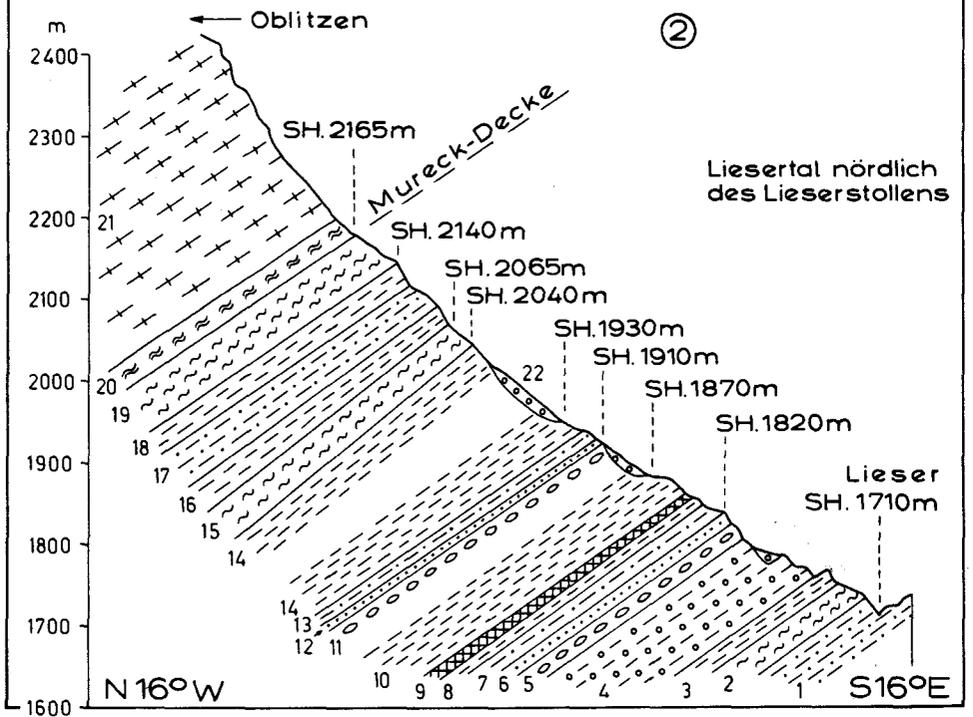
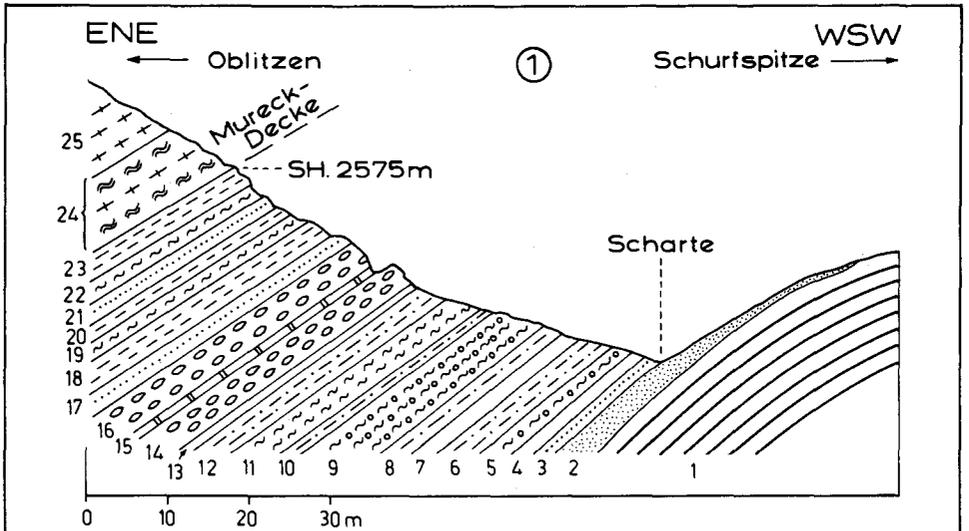
Die Mächtigkeit der Bündnerschiefer, die generell auf dem Kalkmarmor liegen, örtlich jedoch auch vom Kalkmarmor überwalzt werden, beträgt am Grat bloß 50 m (Abb. 18, Fig. 1) und infolge tektonischer Anschoppung im Liesertal 1 km, wovon der nördliche Teil mit 800 m Mächtigkeit in Abb. 18, Fig. 2 dargestellt ist. Innerhalb der Bündnerschiefer zieht ein schmales Dolomit- und Dolomitbreccienband aus dem Altenbergtal (SH. 1700 m) zum Oblitzen-W-Grat (Abb. 18, Fig. 1, Signaturen 14–16). Zwei Dolomitbreccienzüge befinden sich nördlich der Lieser (Abb. 18, Fig. 2, Signaturen 5 und 11). Hier steht auch ein 0,5 bis 2 m mächtiger Grünschiefer an, den ich auf 800 m Länge verfolgen konnte. Der Schwarzschiefer bei der Ochsenhütte ist reich an Oligoklasblasten.

Der Lieserfall folgt einer NNW streichenden tektonischen Störung. „Trias“ (Quarzit und Dolomit) riegelt im Zuge einer Querfaltung die Bündnerschiefer nordöstlich des Lieserfalles beinahe gänzlich ab. Nur das merkwürdige Gebilde des wenige m dünnen, jedoch 2,3 km langen und zwischen Gneis eingekleiteten Ausläufers der Silbereckserie reicht von 700 m südlich Harrerspitze bis 450 m nordöstlich Jh. Pölla. Auf weiten Strecken wird dieses dünne Gesteinsband der Silbereckserie von Blockwerk und verrutschten Gneispartien des Bergsturzes südwestlich Storzspitze verhüllt. Ein Profil wurde bereits mitgeteilt (EXNER 1971 a, Abb. 3, Signaturen 13 bis 15). Schwarzschiefer und Karbonatquarzit des Bündnerschiefers am E-Ende des Gesteinsbandes enthalten Oligoklasblasten.

3.2.7. Zwischen Lieser- und Maltatal

Dieser Abschnitt ist zunächst durch den nach SE abtauchenden Rotgülden-Kern und die Wurzel der Mureck-Decke charakterisiert. Diese wurzelt im Rotgülden-Kern. Sie stellt einen aus den obersten Partien des Rotgülden-Kernes NE- bis N-vergent vorgedrungenen Gneislappen (parautochthone Decke) dar. Die Silbereckserie bildet die transgressive Sedimenthülle des Rotgülden-Kernes und formt unter der Wurzel der Mureck-Gneisdecke eine nach S geschlossene Faltenmulde mit stratigraphisch aufrechter Schichtfolge über der N-Flanke des Rotgülden-Kernes und mit stratigraphisch verkehrter Schichtfolge unter der Mureck-Gneisdecke (Tafel 4 links, Fig. 4 und 5).

Hingegen fehlt zumeist die sedimentäre Auflagerung (Silbereckserie) über dem Gneis der Mureck-Decke. Zu erklären ist dies durch Abscherung der Sedimenthaut während der N-vergenten Überschiebung der Storzserie über den Mureckgneis. Über der Wurzel der Mureck-Decke lagern an der Basis der Storzserie Granatglimmerschiefer der zentralen Schieferhülle, somit stratigraphisch unsicherer Zuordnung: Schulter und Sockel der Gipfelpyramide des Schober Eisig. Siehe Tafel 4, Fig. 5 und 6, Signatur 6 („Moar-Eissig-



Schiefer“ in EXNER 1971 a, p. 26–27)! Weiter nördlich, außerhalb des Bereiches von Tafel 4 verbliebene Reste der Sedimenthaut (Silbereckserie) zwischen und über dem Mureckgneis wurden bereits detailliert beschrieben (EXNER 1971 a, p. 11, 25–26, Abb. 2 und 3).

Die im N mit tangentialer Transporttektonik über die Mureck-Decke hinweggeglittene Storzserie verspießt sich mit Einengungstektonik (Raumverkürzung und intensive Verfallung) in der S-Flanke des Rotgülden-Kernes, der schließlich nach SE in schmalen Gneislamellen im Zuge dieses Faltenbaues auskeilt. Unterschoben wird der Rotgülden-Kern auch durch die nach E eintauchende und auskeilende Hafner-Migmatitserie und durch den südlich anschließenden Hochalm-Granitgneis (Hochalm-Gneislamelle).

Die im Melnikkar (Tafel 4, rechts) befindlichen Gesteinszüge der Silbereckserie gehören der sedimentären Hülle der S-Flanke des Rotgülden-Kernes an. Sie sind in N-vergente liegende Falten gelegt (Marmorzüge III und VI nach EXNER 1940, p. 272–281). Marmorzug III bildet boudinierte Schollen und eine Liegendfalte. Marmorzug IV umhüllt eine Tauchfalte der Storzserie. Die Marmorzüge V und VI umhüllen einen N-vergenten Lappen des Hochalmgneises und setzen sich mit 200 bis 300 m Mächtigkeit in die Tiefe fort (Lieserstollen, Tafel 4, Fig. 3). Der Orthogneis des Rotgülden-Kernes spitzt zwischen den Liegendfalten seiner sedimentären Hülle in Form dünner Gneislamellen aus (Tafel 4, Fig. 4). Nur der vereinigte Marmorzug IV und V verläßt in SE-Richtung das Melnikkar, zieht durch die Loibspitze-SW-Wand und erreicht auf Kartenblatt Spittal/Drau den Talgrund des Maltatales.

Im Zuge des Faltenbaues im Melnikkar entstanden im mega- und mikroskopischen Bereich Grobmengungen zwischen Orthogneis und Kalkmarmor (interessante Mischgesteine: „Kalkgneise“, Melnikkareffekt). Die Bündnerschiefer werden zu grobschuppigen

Abb. 18: Die Bündnerschiefer unter der Überschiebung der Mureckdecke.

Fig. 1: Reduzierte Mächtigkeit (50 m) im Profil an der Scharte zwischen Schurfspitze und Oblitzen. Der Weißschiefer (Gneisphyllonit) an der Basis des Granitgneises der Mureckdecke führt Disthen. 1 = Kalkmarmor. 2 = Graphitquarzit. 3 = Quarzit. 4 = Lagerquarz (1 m). 5 = Granatschwarzschiefer. 6 = Karbonatquarzit. 7 = Lagerquarz (2 m). 8 = Karbonatquarzit. 9 = Granatschwarzschiefer. 10 = Karbonatquarzit (1 m). 11 = Schwarzschiefer (3 m). 12 = Karbonatquarzit (3 m). 13 = Lagerquarz (0,5 m). 14 = Dolomitbreccie, 4 m (Dolomitlinsen in karbonatquarzitischem Bindemittel). 15 = Dolomit (0,5 m). 16 = Dolomitbreccie (4 m). 17 = Quarzit (2 m). 18 = Kalkschiefer (3 m). 19 = Schwarzschiefer (1 m). 20 = Kalkschiefer (1 m). 21 = Quarzit (1 m). 22 = Schwarzschiefer (2 m). 23 = Kalkschiefer (2 m). 24 = Weißschiefer (Gneisphyllonit) mit Disthen und Pyrit, lagenförmig abwechselnd mit Granitgneis in verschiedenen Stadien postkristalliner Deformation und phyllitischer Rekristallisation, durchzogen von Quarzknuern. Raumlage der Überschiebungsfäche (Basis der Mureckdecke): 165/40 E. 25 = Granitgneis (Mureckgneis).

Fig. 2: Tektonische Anschoppung (> 800 m) im Profil nördlich der Lieser. Hier enthalten die Bündnerschiefer auch eine Grünschieferlage. 1 = Karbonatquarzit. 2 = Schwarzschiefer mit Quarzitlage. 3 = Kalkschiefer. 4 = Granatschwarzschiefer. 5 = Dolomitbreccie mit bis 30 cm langen Dolomitlinsen in Bindemittel aus Kalkschiefer. 6 = Phengitquarzit. 7 = Karbonatquarzit. 8 = Kalkschiefer. 9 = Grünschiefer. 10 = Kalkschiefer und Karbonatquarzit, s: 115/35 N. 11 = Dolomitbreccie, 4 m (Dolomitlinsen in karbonatquarzitischem Bindemittel). 12 = Quarzit. 13 = Karbonatquarzit. 14 = Kalkschiefer, s: 80-120/35-40 N. 15 = Schwarzschiefer. 16 = Kalkschiefer. 17 = Karbonatquarzit. 18 = Kalkschiefer. 19 = Schwarzschiefer. 20 = Weißschiefer (Gneisphyllonit), 3,5 bis 5 m. 21 = Granitgneis, im unteren Teil von Weißschieferlagen durchzogen, s: 113/38 N. 22 = Moräne.

Granatglimmerschiefern. Der Stoffumsatz (Mobilität) bei dieser Faltung und Gesteinsmetamorphose war kräftig. Es fehlen jedoch magmatische Quergriffe (Apophysen) in den Gesteinen der Silbereckserie. Die Haupttektonik gehorcht ESE streichender Faltenachse. Sehr kompliziert wird zusätzlich der Faltenbau des Melnikkares durch meist jüngere Querfaltung um meridionale Faltenachse.

3.2.7.1. Der deformierte Dom des Rotgülden-Kernes im Lieserkar und an der Ostflanke der drei Gipfel des Malteiner Sonnblicks

Südlich des Torbaches (Lanisch-Seen) bildet der Rotgülden-Kern einen mittelsteil NE einfallenden, deformierten Gneisdom. Im N und S wird er von Silbereckserie umhüllt. Oben sitzen der Erosion entgangene Sedimentkappen auf (Marmorzug I und II des Melnikkares). Zwischen Marmor I und II befindet sich die Wurzel der Mureck-Decke (Tafel 4, Fig. 1 und 2).

Die stratigraphisch aufrechte Schichtfolge der Silbereckserie über der N-Flanke des Rotgülden-Kernes läßt sich im „Lanisch“ Seekar (Kalte Seite) und im Lieserkar gut studieren und ist auch an den kappenförmigen Erosionsresten auf dem Gneisdom (Gipfelgrate) vorzüglich einsehbar.

Die transgressive Flächendiskordanz beobachtet man an der W-Flanke des Grates P. 2426 zwischen „Lanisch“ Seekar und Lieserkar (Taf. 4, Fig. 1). Der Granitgneis des Rotgülden-Kernes zeigt NW-fallende s-Flächen, die Silbereckserie streicht regional SE mit NE-fallenden Flächen. Allerdings kommen in der Silbereckserie des Bereiches um das Lieserkar auch häufig sekundäre Falten um NNE-Achse vor. Der Granitgneis führt in seinen höchsten Lagen viel Phengit (epimetamorphe Rekristallisation). Darüber folgt 0,3 bis 0,5 m mächtiger, Mikroklin-führender Biotit-Phengit-Albit-Quarz-Schiefer („permissche Arkose“: SH. 2320 m, 160 m nordwestlich P. 2426) und darüber Dolomit und Kalkmarmor.

An der Karschwelle des Lieserkares sind Aplitgneis und Dolomit zu einem 5 bis 10 m mächtigen Mischgestein verfaltet (südwestlich P. 2182).

Steigt man vom Lieserkar, 150 m südlich des östlichen Wasserschluckloches nach E zur „Lieserwand“ auf, so beobachtet man von unten nach oben folgendes Profil (Taf. 4, Fig. 2):

Aplitgneis des Rotgüldenkernelnes

Quarz-Lagergang (20 m mächtig)

Übergang von Augengranitgneis zu Weißschiefer (30 m) mit Quarzmobilisaten. Intensive Faltung.

Der Weißschiefer (Phengit-Quarz-Phyllonit) geht an Bewegungszonen genetisch deutlich aus Augengranitgneis hervor und ist somit als Gneisphyllonit anzusprechen. Raumlage: s: 115/26 N, Faltenachse: 30/26 N

Weißschiefer (1,5 m) mit großen Blasten von Disthen und Chloritoid. SH. 2280 m

Serizitphyllit (3 m) mit Pyritblasten

Geröllquarzit („Permo-Skyth“) 3 m, mit 1 cm großen, farblosen Quarzgeröllchen und mit grobschuppigem dunkelgrünem Phengit-Quarzit

Dolomit (40 m) mit einer Zwischenlage von Serizitschiefer, Rauhwacke und Kalkmarmor

Kalkmarmor. SH. 2315 m. „Lieserwand“. Verfaltet mit Dolomit. Raumlage: s: 107/17 N, Faltenachse: 30/17 N.

Dieses Profil zeigt somit keine Erhaltung der primären Transgressions-Diskordanz zwischen Gneis und auflagernder Silbereckserie, sondern tektonische Gleichschichtung (sekundäre Konkordanz). Die hangenden Lagen des Gneises sind zu Weißschiefer verformt unter Feldspatabfuhr, Quarzmobilisation und Blastese von Disthen, Chloritoid und Pyrit. Der geröllführende Quarzit („Permo-Skyth“) der Basis der Silbereckserie schwillt 100 m nördlich des Profiles mächtiger an und enthält dort auch eine Graphitquarzitlage. Dort sind im Quarzit 2 Lineationen mit deutlicher Überprägung beobachtbar. Lineation alt (Elongation des Hellglimmers): 140/40 NW. Lineation neu (Knitterung): 10/20 N. Somit Deformation zuerst um die regionale SE-Achse und erst später um die annähernd meridionale Querachse!

Gegen S gibt es am Fuße der 1,2 km langen Lieserkar-SE-Wand N-vergent in die Silbereckserie vorgetriebene Keile des Rotgülden-Kernes. Der Graphitquarzit an der Basis der Silbereckserie wird hier bis 40 m Mächtigkeit tektonisch angeschoppt.

Als Erosionsrest (Marmor I) lagert die Silbereckserie mit ihrem basalen Teil modellförmig dem Rotgülden-Kern südlich des Lieserkares auf (Kuppe SH. 2793 m am SE-Grat des Kleinen Malteiner Sonnblicks, Tafel 4, Fig. 2). Von unten nach oben beobachtete ich hier folgendes Profil:

Granitgneis des Rotgülden-Kernes mit Weißschieferlagen. Diese enthalten etwa 100 m westlich der Kuppe SH. 2793 m, große Blasten von Chloritoid und Granat. Am N-Sockel der Kuppe finden sich in diesen Weißschieferlagen Disthen, Granat, Chloritoid und Chlorit. Raumlage: s: 135/22 NE, Lineation: 127/10 SE.

Graphitquarzit (8 m), sekundär tektonisch angeschoppt

Farbloser Quarzit („Permo-Skyth“) 4 m, mit Lagerquarz, Blasten von Turmalin und Magnetit und mit linsig boudinierten, 5 cm dicken Magnetitlagen. Raumlage: s: 150/22 E, Lineation: 112/10 E

Kalksilikat-Reaktionsgestein (5 bis 10 cm): Epidot-Chlorit-Quarz-Schiefer

Kalkmarmor (15 m). Kuppe SH. 2793 m.

Stratigraphische Analogien zum vorgenannten Profil des „Lieserwand“-Sockels sind unverkennbar, doch hat die metamorphe Stoffmobilisation wesentlich zugenommen. Wir befinden uns hier auf der Gewölbekuppel des von der Silbereckserie ummantelten Rotgülden-Gneisdomes.

Zwischen Kuppe SH. 2793 m und Grat SH. 2860 m (Marmor II, Tafel 4, Fig. 2) streicht die Wurzel der Mureck-Decke durch. Der Granitgneis des Rotgülden-Kernes erweist sich hier als phyllonitisiert. Die s-Flächen sind vertikal aufgerichtet und fein gefältelt. Raumlage in der N-Wand von Kuppe SH. 2860 m: s: 80/saiger, Faltenachse: 80/horizontal.

Südlich der Wurzel der Mureck-Decke fällt die S-Flanke des Rotgülden-Gneisdomes aberrant mittelsteil nach N und ist zusammen mit der Hülle des Gneisdomes in die Liegendfalten des Melnikkares gelegt.

Eine solche, nur 150 m tief eintauchende Synklinale der Silbereckserie baut die Kuppe SH. 2860 m auf (Tafel 4, Fig. 2). Der farblose Dolomit ist mit dem unterlagernden Granitgneis zu einem prächtigen tektonischen Mischgestein verformt (W-Flanke der Kuppe). Darüber folgen Kalkmarmor und am Grat Kalkschiefer mit Epidot-Magnetit-Karbonatquarzit.

Östlich davon stellen sich Querfalten um NE-Achse ein. Sie bedingen zwischen Kuppe SH. 2860 m und dem Großen Melniksee eine mehrfache Aufspaltung und komplizierte Verformung der ursprünglich einfachen Synklinale.

Weiter südlich befinden sich in der S-Flanke der Karriegels SH. 2680 m (Tafel 4, Fig. 2) Kalkmarmorlagen, die mit Granitgneis verfalzt sind. Dieser ist in seinem S-Abschnitt arg deformiert und wird von Hafner-Migmatitserie, Hochalm-Gneislamelle, Tonalitgneisdecke und Bändergneis (Dach des Göß-Kernes) in der Tiefe des Maltatales bei der Gmünder Hütte unterlagert.

3.2.7.2. Die Wurzel der Mureck-Decke

Zunächst treibt der Rotgülden-Kern die Gneiskeile des Waschganges und Ebenlanisch-Sees NE- bis N-vergent gegen die Silbereckserie vor. Dann überwalzt er sie 6 bis 8 km nach N als Mureck-Decke. Der Augen-Granitgneis des Großen Melniksees und des Grates: Waschgang – Moar Eisig – Melnikscharte verbindet Rotgülden-Kern mit Mureckgneis. Der stratigraphisch untere Teil der Silbereckserie (Quarzit, Dolomit, Kalkmarmor) schlingt sich sternförmig um die beiden Gneiskeile herum und liegt verkehrt unter dem Mureckgneis. Dazwischen bildet der stratigraphisch obere Teil der Silbereckserie (Bündnerschiefer) eine nach S und oben ausspitzende Mulde. Siehe Tafel 4, Fig. 3 bis 6!

Der Gneiskeil des Waschgang-Gipfels ragt 550 m nach N in die Silbereckserie vor. Diese beschreibt unter ihm eine Liegendfalte mit Gneis, Gneisphyllonit, Dolomit, Kalkmarmor und Kalkschiefer in der Waschgang-E-Flanke und ein langgezogenes Kalkmarmorband mit Kalkschiefer-Synklinale am Waschgang-W-Grat. Der Kalkmarmor reagierte örtlich an der Berührung mit dem Gneiskeil zu Kalksilikatschiefer (Epidosit in der „Ödenlanisch-Rinne“, 400 m nördlich Waschgang). Der Dolomit führt Phlogopit (4 mm Ø) und Tremolith (40 mm lange und 6 mm breite Prismen). Der Gneiskeil rotiert um ESE-streichende Faltenachse und ist örtlich zu Disthen- und Chlorit-führendem Weißschiefer deformiert.

An den Karplatten nordöstlich des Ebenlanisch-Sees sind 2 Gneiskeile aufgeschlossen. Der untere befindet sich in der streichenden Fortsetzung des Keiles vom Waschgang-Gipfel und ist 100 m weit in den Dolomit vorgetrieben. Er verursacht prächtige Mischgesteine Gneis/ Dolomit 150 m onö. Ebenlanisch-See. Der obere Gneiskeil ragt 650 m weit gegen die Silbereckserie vor und wird von Dolomit umrundet. Unter dem Gratzacken P. 2517 geht er in den Mureckgneis über (Tafel 4, Fig. 4). Hier ist die verkehrt liegende stratigraphische Abfolge unter dem Mureckgneis bis zum Lieserfall großartig entwickelt, und zwar von oben nach unten: Mureckgneis, grobschuppiger Gneisphyllonit, Quarzit und Graphitquarzit, Dolomit, Kalkmarmor, Bündnerschiefer.

Das Vorkommen der Silbereckserie im „Moar Eisig-Kar“ (Kar südwestlich Moar Eisig-Hütte) bildet ein tektonisches Fenster unter der Mureck-Decke. Die Verbindung mit der Silbereckserie des Ebenlanisch-Kares ist an der Scharte südwestlich Gratzacken P. 2517 vom Mureckgneis überwalzt. 20 m nordöstlich des N-Endes des „Moar-Eisig-Sees“ (SH. 2400 m) kann man vorzüglich die Grobmengung von Orthogneis (Granit- und Aplitgneis des Rotgülden-Kernes) mit Dolomit (Silbereckserie) beobachten:

Der schwach kalkhältige Dolomit enthält Quarz und Hellglimmer. Der Granitgneis führt in der Grobmengungszone 2 cm große, stark deformierte Knaf-Kristalle und ist stellenweise zu einem grünen Phengit-Quarz-Schiefer verformt. Dolomit und Orthogneis wurden miteinander B-tektonisch verwalzt. B-Achse: 105/horizontal. Haupt-s: 105/45 N. Senkrecht zur B-Achse: Inselgefüge. Parallel zur B-Achse: Stengeltektonisches Mischgestein mit 3 m langen und 15 cm breiten Granitgneis- und Aplitgneis-Boudins im Dolomit. Unter dem Mikroskop: Vermengung beider Medien im mm-Bereich zu einem Mischgestein, das als

Knaf-Plag-Karbonat-Hgl-Qu-Gneis zu bezeichnen ist. Megaskopisches Foto in EXNER 1949, Abb. 1. Der schwach kalkhaltige Dolomit des Mischgesteines wurde dort irrtümlich „Kalkmarmor“ genannt!

Die Bündnerschiefer der unter den Gneiskeilen und unter der Mureck-Decke nach oben und S auskeilenden Faltenmulde erreichen im Eben Lanisch mehrere 100 m Mächtigkeit und tauchen auch im „Moar-Eisig-Kar“ wieder auf. Ihre Metamorphose hat im Vergleich zu nördlicheren Gebieten zugenommen. Echte Kalkglimmerschiefer mit 3 mm großem Biotit und Hellglimmer treten auf. Fuchsit ist lokal angereichert (z. B. in Karbonat-Quarz-Adern in SH. 2300 m, 300 m ö. „Moar-Eisig-See“). Kalksilikatschiefer (Epidosit) findet sich als Reaktionsprodukt an der Grenze zu Orthogneis (östlicher Teil des Eben Lanisch). Die Schwarzschiefer enthalten häufig Granat, Biotit und Oligoklas. Die in ihnen enthaltenen Quarzlagen führen Biotit (östlich Ochsenhütte). Ein Grünschieferzug (wenige m mächtig) mit Ophikalzitschiefer steht im Ostteil des Eben Lanisch zwischen SH. 1980 und 2050 m an.

3.2.7.3. Das geologische Profil des Lieserstollens

Im Zuge des Baues der Kraftwerksgruppe Malta wurde zum Zweck der Beileitung des Wassers der Lieser zur Malta der Lieserstollen unter Eben Lanisch, Waschgang und W-Teil der Melnik Alm (Melnikkar) mit ca. 4 km Länge und 950 m maximaler Gesteinsüberlagerung (unter dem Waschgang) getrieben. Der Stollenbau vollzog sich ohne bemerkenswerte technische Schwierigkeiten. Er brachte aber ein neues interessantes Ergebnis:

Unter dem W-Teil des Melnikares (s.w. des Großen Melniksees) durchhörte der Lieserstollen in rund 700 m Tiefe unter der Gebirgsoberfläche einen ca. 200 bis 300 m mächtigen, mittelsteil N-fallenden Gesteinszug der Silbereckserie, bestehend aus Dolomit, Kalkmarmor, Kalk- und Schwarzschiefer. Damit ist nachgewiesen, daß die Silbereckserie den Rotgülden-Kern auch im S in der Tiefe ummantelt. Ihre recht bedeutende Mächtigkeit im Stollen wird durch die an der Oberfläche des Melnikares sichtbaren Querfalten um meridionale Faltenachsen mitbedingt.

Tafel 4, Fig. 3 zeigt das Vertikalprofil durch das Gebirge längs des Lieserstollens. Infolge schleifenden Schnittes der Profilebene zu den tektonischen ac-Flächen des B-Tektonits liefert das Profil verzerrte Fallwinkel, verzerrte Bewegungsbilder und nur in beschränktem Maße wahre Gesteinsmächtigkeiten. Die Verbindung des obertägigen Aufschlusses der Silbereckserie im Melnikkar und des betreffenden Aufschlusses im Lieserstollen südlich unter dem Großen Melniksee wurde weiß gelassen und nur strichliert angedeutet, da sie im Detail unbekannt ist.

Die baugeologische Stollenaufnahme erfolgte durch K. L. LIEGLER (1978). Freundlicher Weise führte mich Herr Kollege Dr. LIEGLER im September 1976 durch den Lieserstollen. Dabei konnte ich Proben für die petrographische Untersuchung entnehmen und einige Beobachtungen und Messungen durchführen., Das Vertikalprofil (Tafel 4, Fig. 3) zeichnete ich als Kombination von LIEGLER's Stollenband und meiner geologischen Obertage-Kartierung.

Technische Angaben über den Lieserstollen im Rahmen der Bachableitungen der Kraftwerksgruppe Malta können der Publikation von MUSSNIG et al. (1979) entnommen werden. Demnach stellt der Lieserstollen eine gerade Strecke zwischen dem nördlichen

Mundloch während des Stollenvortriebes (heute Einstiegschacht in der Nähe der Lieserbachfassung) und dem Gabelpunkt untertags im S bei ca. Stollenmeter 3.000 (Abzweigung der Melnikbachfassung) dar. Die Gesamtlänge des Beileitungsstollens Malta Nord (Lieser, Melnikbach, Maralmbäche, Moosbach, Krumpenbach) mit Ausfluß in den Vorspeicher Galgenbichl beträgt ca. 12 km. Die Stationierung (Zählung der Stollenmeter) beginnt bei der Bachfassung des Vorderen Maralmbaches mit Meter 0. Der Gabelpunkt befindet sich annähernd bei Meter 3.000; das nördliche Stollenmundloch annähernd bei Meter 7.000. Diese Stationierung wurde auf Tafel 4, Fig. 3 eingetragen. Sie liegt auch der folgenden Übersicht der wichtigsten im Lieserstollen beobachteten Gesteine und Strukturen zu Grunde.

Auf Grund eigener Beobachtungen im Stollen und auf Grund der Auswertung des LIEGLER'schen Stollenbandes bietet der Lieserstollen unter Vernachlässigung technischer Genauigkeit folgendes geologisches Profil von N 32° E nach S 32° W:

Meter 7000 bis 4770: Silbereckserie im N des Rotgülden-Kernes

Nördliches Stollen-Mundloch: Dunkler Kalkschiefer (Hgl-Plag-Kalzit-Qu-Schiefer) der Bündnerschiefer

Im Stollen übergehend in kalkhaltigen Schwarzschiefer mit Quarzknuern (Gra-Hgl-Plag-Kalzit-Qu-Schiefer mit großen Blasten von Granat und Oligoklas). Dazwischen einige Kalkschiefer-Lagen. Der Granat-führende Schwarzschiefer ist häufig reich an Pyrit

5620: Kalkschiefer vorherrschend

5420: Kalkmarmor. Bei Meter 5340 grobkörniger farbloser Kalkmarmor mit Phlogopit. Bei Meter 5154: Grobkörniger farbloser Kalkmarmor mit Kalifeldspat. Mischgestein mit Orthogneis-Lamelle: Knaf-Kalzit-Bio-Hgl-Qu-Gneis

5120: Zwischenlagen von Kalkschiefer (Bündnerschiefer) im Kalkmarmor. Achse von Querfalten mit dm-Amplitude: 60/30 N. Der graue Kalkschiefer erweist sich hier als Granat und Biotit führender Hgl-Epi-Oligoklas-Kalzit-Qu-Schiefer mit großen Blasten von Rollo-Oligoklas. Bei Meter 5070 stehen innerhalb der Kalkschiefer auch kalkhaltige Schwarzschiefer mit Quarzknuern an. Dieses Gestein stellt sich als Biotit-führender Gra-Hgl-Epi-Plag-Kalzit-Qu-Schiefer dar

4950: Farbloser reiner Kalkmarmor. Es folgt Granat-reicher Kalkschiefer (Bündnerschiefer)

4780 bis 4765: Grenze Silbereckserie/Rotgülden-Kern. Folgende konforme Schichtfolge vom Hangenden zum Liegenden:

(1) Granatführender Kalkschiefer

(2) Farbloser reiner Kalkmarmor (2,5 m mächtig)

(3) Quarzlager (2,5 m), s: 90/25 N

(4) Augengranitgneis

Meter 4770 bis 4360: Rotgülden-Kern

4770: Augengranitgneis

4700: Bändergneis, gefaltet mit Amplituden von dm bis m

4650 bis 4635: Biotit- und Chlorit-reicher Gneis bis Bänderamphibolit mit Aplit- und Quarzadern

4600: Gefalteter Gneis

4400: Gneis. Faltenachse: 75/55 E

4320 bis 4272: Granitgneis, Biotit-führend, ziemlich massig

4272 bis 4260: Augengneis

4260: Grenze Rotgülden-Kern/Silbereckserie. Konforme Lagerung von Schwarzschiefer (Bündnerschiefer) unter Augengneis. Längs der Fuge treten Quarzknuern auf (bis 1 m mächtig)

Meter 4260 bis 3780: Silbereckserie im S des Rotgülden-Kernes

- 4250: Kalkhaltiger Schwarzschiefer (Bündnerschiefer), Pyrit-reich und mit Knauern von Quarz und Kalzit
- 4182: Kalkhaltiger Schwarzschiefer mit Blasten von Amphibol (6 mm) und Rollo-Andesin (44% An). Das Gestein ist als Amphibol-Bio-Hgl-Andesin-Kalzit-Qu-Schiefer zu bezeichnen
- 4080: Schwach kalkhaltiger, farbloser, feinkörniger Dolomit
- 4040 bis 3970: Grobkörniger farbloser reiner Kalkmarmor
- 3950: Kalkschiefer
- 3925: Farbloser Kalkmarmor mit saigerem bis aberrant steil SW fallendem s
- 3885: Farbloser reiner Kalkmarmor, wiederum N-fallend
- 3840: Farbloser reiner Kalkmarmor mit vertikalem s
- 3802: Serizit-Epidot-Quarz-Schiefer mit großen Blasten von Biotit und Kalifeldspat (? eventuell in der Nähe einer Gneis-Einfaltung)
- 3790: Kalkschiefer mit großen Biotitblasten
- 3780: Grenze Silbereckserie/Hafner-Migmatitserie und Hochalm-Gneis. Konforme Lagerung von Biotit-reichem Schiefer mit dm-dicken Kalkmarmorlagen auf mittelsteil N-fallendem Gneis

Meter 3780 bis 3200: Hafner-Migmatitserie und Hochalm-Gneis

- 3670: Biotit-führender Gneis mit Aplitgängen
- 3635: Biotitschiefer
- 3625: Biotit-Granitgneis. Lineation: 110/5 E
- 3600 bis 3500: Biotit-Granitgneis, aplitisch durchädert
- 3500 bis 3400: Biotit-reicher Augengneis, aplitisch durchädert
- 3400 bis 3200: Biotit-Granitgneis, aplitisch durchädert. Stellenweise Biotit-reiche Schollen
- 3200: Grenze Hochalm-Gneis/Tonalitgneis ist unscharf

Ab Meter 3200: Tonalitgneisdecke

- 3200 bis 3000: Typischer Tonalitgneis. In ihm befinden sich stellenweise hellere (SiO₂ reichere) Partien

Nach dem Gabelpunkt (Meter ca. 3000) verläuft die Fortsetzung des Lieserstollens in Richtung Bachfassung des Vorderen Maralmbaches annähernd im Streichen des Tonalitgneises: Typische Tonalitgneisproben wurden hier bei Meter 3000 und 2650 geschlagen. Der Tonalitgneis enthält zwischen Meter 2700 und 2200 zahlreiche biotitreiche basische Fische und mehrere Aplit-Generationen.

3.2.7.4. Falten im östlichen Melnikkar und Fortsetzung der Silbereckserie bis unter die Loibspitze

Die sedimentäre Hülle der S-Flanke des Rotgülden-Kernes besteht im östlichen Teil des Melnikkares aus 4 Liegendfalten der Silbereckserie. Eine schmale Fortsetzung der Silbereckserie reicht bis unter die Loibspitze (S-Rand des Kartenblattes Muhr) und bis in den Talgrund der Malta bei Feistritz.

Die 4 Liegendfalten wurden als Marmorzüge III bis VI bereits ausführlich mitsamt dem Ausläufer bis unter die Loibspitze beschrieben (EXNER 1940, p. 272–281). Im Zuge der Wiederbegehung und Kartierung auf der neuen topographischen Karte nahm ich einige zusätzliche Profile auf, führte systematische Messungen der Faltenachsen durch und untersuchte gründlich die Lokalität des legendären Pseudo-„Ganges“.

Tafel 4, Fig. 4 gibt die Profil-Übersicht und Tafel 5 das Detail längs des Melnikbaches. Südwestlich des Kleinen Melniksees hebt die Silbereckserie mit den Gesteinszügen III bis V über dem Rotgülden-Kern aus. Gesteinszug III bildet einen weithin sichtbaren Faltschluß in der Schober Eisig-W-Flanke. Gesteinszug IV umhüllt eine Tauchfalte der Storzserie, Gesteinszug V eine solche des Hochalm-Gneises. Zwischen IV und V spitzt der Granitgneis des Rotgülden-Kernes als dünne Antiklinale aus. Er ist in Form dünner Granitgneislamellen, die nicht vollkommen beständig in der Schichtserie liegen und daher tektonisch problematisch sind, bis unter die Loibspitze zu verfolgen (Tafel 4, Fig. 7 bis 12). Gesteinszug VI baut eine nach S und oben geschlossene Faltenmulde unter der Tauchdecke des Hochalm-Gneises auf. V und VI bilden die in die Tiefe fortsetzende S-Randzone des Rotgülden-Kernes (Lieserstollen). Die Hafner-Migmatitserie keilt östlich aus. Der Gesteinszug V setzt zwischen Hochalm-Gneis im Liegenden und Storzserie im Hangenden (einschließlich Rotgülden-Gneislamelle) als dünnes Gesteinsband kontinuierlich nach SSE (Loibspitze-SW-Flanke) fort.

Tafel 4, Fig. 8 bringt die Profil-Übersicht und Abb. 19 das Detail des Schober-Eisig-SW-Grates. Hier befindet sich zwischen Tonalitgneisdecke und Hochalm-Gneislamelle die zentrale Schieferhülle mit Granatglimmerschiefer der Findelserie. Von den Falten des Melnikkares sind noch die Gesteinszüge der Silbereckserie V, IV und III vorhanden.

Daß diese sogenannten „Marmorzüge“ (EXNER 1940) tatsächlich beinahe die gesamte Schichtfolge der Silbereckserie enthalten, zeigen die Detailprofile durch das Gesimse der Silbereckserie in der Loibspitze-SW-Wand (Abb. 20). Hier fehlen zwar Dolomit und Rauhwacke. Doch kommen außer Kalkmarmor Quarzite und eine noch immer reich gegliederte Bündnerschieferserie mit Dolomitbreccie, Kalkschiefer und bereits in grobschuppigen Granatglimmerschiefer übergehenden Schwarzschiefer vor.

Karbonatquarzit kommt zum letzten Mal am Winkelwand-SW-Grat vor (Tafel 4, Fig. 10). Er ist bereits stark metamorph und führt Blasten von Granat, Biotit und Oligoklas.

Das Detailprofil lautet dort von unten nach oben:

Hochalm-Gneislamelle:

Granitgneis mit gefalteten Aplitgängen

Silbereckserie (SH. 2360 bis 2415 m):

Kalkmarmor (1 m mächtig)

Kalkschiefer (2 m)

Schwarzschiefer (3 m)

Strahlsteinfels (1 m)

Fuchsit-führender Kalkglimmerschiefer (10 m)

Kalkmarmor (2,5 m)

Fuchsit-führender Karbonatquarzit (2 m)

Dolomitbreccie (8 m) mit Karbonatquarzit-Matrix

Dolomitbreccie (3 m) mit Kalkschiefer-Matrix

Biotit-führender Karbonatquarzit (2 m) mit Oligoklas und Granat.

SH. 2390 m. Petrographie in EXNER 1971 b, p. 225–226, Schlißf Se 1853.

Kalkglimmerschiefer (25 m). Faltenachse: 160/17 S, s: 25/18 E

Orthogneis-Lamelle (? Rotgülden-Kern). SH. 2415 bis 2440 m: Biotit-Hellglimmer-Aplitgneis, s: 125/23 N

Storzserie:

Amphibolit

Strahlsteinfels (2 m). SH. 2450 m

Amphibolit mit Aplitbändern. Lineation: 5/15 N, s: 175/17 E. Schafhalter-Unterstand, SH. 2530 m

Bänderneis, s: 140/26 NE

Granatglimmerschiefer (10 m). Fortsetzung des Gesteinszuges IV der Silbereckserie. SH. 2560 m

Bändergneis

Bändergneis mit Amphibolitlagen. Lineation: 115/22 SE. Winkelwand, P. 2677.

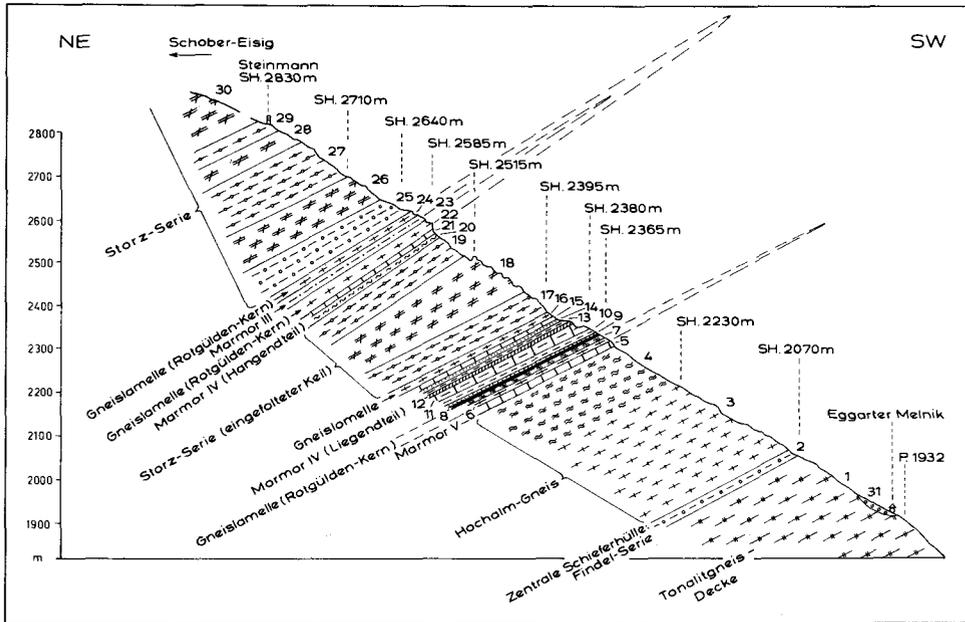


Abb. 19: Die Marmorzüge III bis V der Silbereckserie mit den nach S ausspitzen Gneislamellen des Rotgülden-Kernes. Schober Eisig-SW-Grat. Detail zu Tafel 4, Fig. 8. 1= Tonalitgneis. 2 = Granatglimmerschiefer (10 m), s: 125/50 NE. 3 = Granitgneis und gefalteter migmatischer Aplitgneis. 4 = Granitgneis-Phyllonit mit Querfalten. Faltenachse: 163-170/O-15 N. 5 = Kalkmarmor (10 m). 6 = Granitgneis (15 m), s: 163/22 E. 7 = Gneisphyllonit (1,5 m). 8 = Graphitquarzit (0,2 m). 9 = Muskovit-Granat-Quarz-Schiefer (0,8 m). 10 = granatführender Kalkglimmerschiefer (2 m). 11 = Farbloser Kalkmarmor (3 m) mit Zwischenlagen von Kalkglimmerschiefer. Querfaltung um Achse: 23/7 NE; s: 170/16 E. 12 = Dolomit (0,2 m). 13 = Kalkglimmerschiefer (5 m). 14 = Muskovit-Quarz-Schiefer (0,5 m). 15 = Kalkmarmor (0,3 m). 16 = Granitgneis (8 m), s: 157/17 E. 17 = Migmatischer Bändergneis. 18 = Amphibolit und aplitisch gebänderter Amphibolit, s: N-S/43 E. 19 = Migmatischer Bändergneis, quergefaltet um Achse: 165/10 N; s: 155/58 E. 20 = Schwarzschiefer (10 m). 21 = Kalkmarmor (1,2 m). 22 = Augen-Granitgneis (15 m), teilweise phyllonitisch. 23 = Karbonatquarzit (6 m) mit Schwarzschiefer und Granat-Muskovit-Quarz-Schiefer. 24 = Granitgneis (5 m). 25 = Schwarzschiefer und Hornblendeschiefer (60 m) mit Biotitblasten, teilweise aplitisch gebändert; s: 140/23 NE. 26 = Amphibolit, Faltenachse: 98/15 E, s: 155/20 E. 27 = Bändergneis, Lineation: 135/18 E, s: 118/37 N. 28 = Amphibolit. 29 = Migmatischer Bändergneis. 30 = Amphibolit. 31 = Moräne.

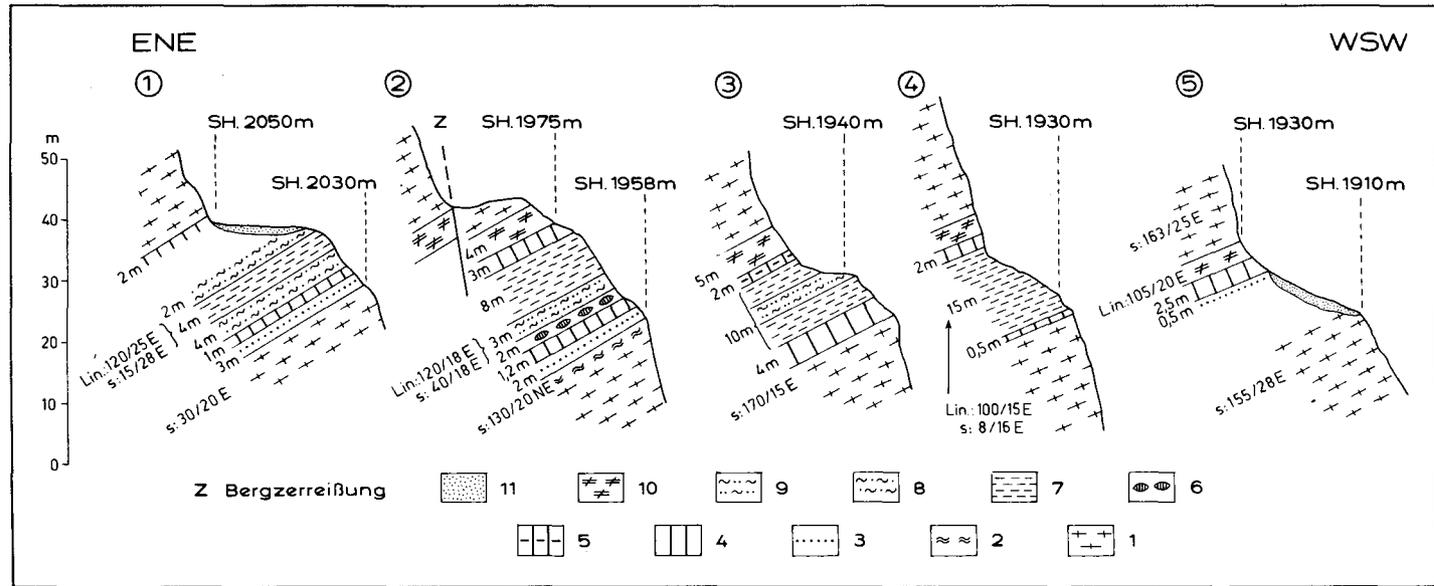


Abb. 20: Profile durch die Silbereckserie in der Loibspitze-SW-Wand. Detail zu Tafel 4, Fig. 12.

Fig. 1: Nördlicher Einstieg in die Wand. Fig. 2: Rippe westlich des Gipfels der Loibspitze. Fig. 3: Rippe nördlich der tiefen Rinne. Fig. 4: Rippe südlich der tiefen Rinne. Fig. 5: Südlicher Einstieg in die Wand (200 m wnw. Wegscheider Alm).

1 = Granitgneis, teilweise phyllonitisch. 2 = Gneisphyllonit mit grobschuppigem (6 mm Ø) Phengit und wenig Biotit. 3 = Quarzitschiefer und Quarzit. 4 = Kalkmarmor. 5 = Fuchsit-führender Kalkmarmor. 6 = Dolomitbreccie (Dolomitlinsen in Kalkschiefer-Matrix). 7 = Kalkschiefer, häufig mit Granat, Biotit, Epidot und mit Blasten von Rollo-Oligoklas. 8 = Schwarzschiefer und grobschuppiger Granatglimmerschiefer mit 1 cm großem Granat. 9 = Granatglimmerschiefer mit Quarztlagen. 10 = Kleinkörniger Hornblendegneis der Storzserie (Granat-Amphibol-Biotit-Rollo Oligoklas-Quarz-Gneis). 11 = Moräne und Gehängeschutt. Z = Rutschfläche einer Bergzerreißung.

Ein überragend prächtiges Phänomen ist die 3,5 km lange, nach S spitz auslaufende Liegendfalte der Storzserie zwischen Schober-Eisig, Winkelspitze und Marmor V (Tafel 4, Fig. 6–12). Die dunklen Amphibolite und migmatischen Bändergneise der Storzserie lassen diese Liegendfalte im Landschaftsbild weithin erkennen (Gipfelblick von der Hochalm-spitze oder vom Großen Malteiner Sonnblick!).

Kompliziert wird die Tektonik im Melnikkar und bis zur Loibspitze von zahlreichen Quer-Faltenachsen. Ihnen gehorchend schlagen die Gesteinszüge der Silbereckserie die sonderbarsten Kapriolen mit unvermittelt einsetzenden Querfalten in den einzelnen langhinstreichenden Gesteinszügen und damit verbundenen Faltenverzahnungen mit dem Nebengestein. Systematische Messungen der Faltenachsen und Lineationen zeigen, daß die Haupt-Faltenachsen SE und SSE streichen, daß aber auch alle anderen Himmelsrichtungen als Achsen von Falten und als Lineationen daneben vertreten sind. An einigen Stellen fand ich Überprägungen, die anzeigen, daß die Querfalten jünger als die SE und SSE streichenden Hauptfaltenachsen sind. Aber auch das Gegenteil kommt häufig vor. Häufig prägen die Querachsen allein das Deformationsbild im deka-m Bereich. Es lag wohl schon bei der Prägung der Haupttektonik eine triklone Symmetrie des Bewegungsbildes im m- und deka-m-Bereich vor.

Der Pseudo-„Gang“ des Melnikkares stellt nur einen Teilbereich dieser Querfalten dar. Steile N-S streichende Kalkmarmorlagen der Silbereckserie sind mit Orthogneis verfaltet. Die Achse von Kleinfalten steht quer zur N-S Richtung. Sie streicht E-W bis SE. Die Lokalität befindet sich in SH. 2120 m, 100 m westlich des Melnikbaches. Siehe Tafel 5 und Abb. 21 und 22 mit ausführlichen Erläuterungen.

Die Fehlinterpretation des Orthogneises als „Gang“ im Kalkmarmor lieferte zunächst der große Forscher BECKE (1909, p. 1049), wobei man sich die außerordentlich mühsame Zugänglichkeit des Melnikkares zur damaligen Zeit zum Verständnis seiner Aussage: „stark gefalteter Aplitgneis“ als „Gang“ im Kalkmarmor vor Augen halten muß. Es konnte sich nur um eine Notiz im Rahmen einer anspruchsvollen und, wie die übrigen ausgezeichneten Beobachtungen BECKES zeigen, äußerst produktiven Bergtour im Melnikkar handeln. Später schwächte dieser Forscher selbst seine Aussage ab: „Quer durch den Marmor greifende gefaltete Gesteinspartien von aplitähnlicher Zusammensetzung (3/5 Albit, 1/5 Quarz, 1/5 Muskovit) wurden als Apophysen gedeutet ... Mit Sicherheit zu erweisen ist weder die Intrusion ... (BECKE 1912, p. 535).

Mein verehrter Lehrer in der Hochalm-Ankogel-Gruppe, den ich auf vielen Touren begleiten durfte und der mir auf liebenswürdigste Weise Anregungen zur Erforschung dieser Gebirgsgruppe vermittelte, der verewigte Professor Franz ANGEL fand die Lokalität des Pseudo-„Ganges“ wieder auf und bemühte sich, die „Gang“- und „Apophysen“-Theorie zu retten (ANGEL & STABER 1952, p. 79, Tafel 3, Abb. 3; 1953, p. 257–258, Abb. 2). Ich glaube aber auch in seinem, stets für neue Erkenntnisse aufgeschlossenem Sinne zu verfahren, wenn ich auf Grund der angestellten Detailbeobachtungen zur Schlußfolgerung gelange, daß es sich nur um einen Pseudo-„Gang“ und zwar um eine Grobmengung zwischen Kalkmarmor und Orthogneis im Zuge von Querfaltung handelt.

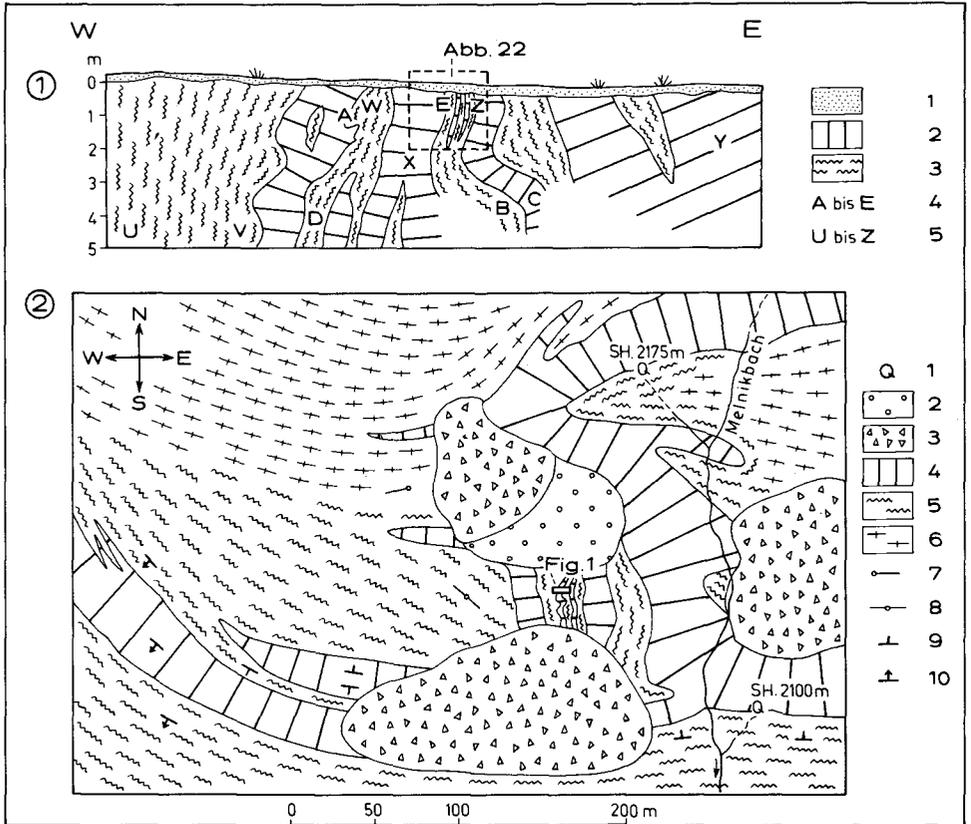


Abb. 21: Verfallung von Orthogneis und Kalkmarmor. Geologische Position des Pseudo-„Ganges“ der älteren Literatur. Melnikkar, Karstufe SH. 2120 m, 100 m westlich des Melnikbaches.

Fig. 1: Vertikalprofil der Karstufe. Das Rechteck bezeichnet die Stelle des Pseudo-„Ganges“ (Abb. 22). 1 = Humus. 2 = Farbloser grobkörniger Kalkmarmor. 3 = Gneisphyllonit nach Granit- und Aplitgneis, intensiv gefaltet mit Amplituden von 3 bis 50 mm. Die Feldspäte sind pappendeckeldünn ausgewalzt. Das Gestein führt Quarz- und Hellglimmer-Quarz-Knauern. 4 = Entnahmestellen untersuchter Gesteinsproben. A = Mischgestein im mm-Bereich, „Kalkgneis“: Schachbrettalbit-Albit-Biotit-Hellglimmer-Kalkmarmor. B = Klein gefalteter Gneisphyllonit. Faltenamplitude 5 mm. Hauptgemengteile: Plag I, Biotit (hellgelb bis rehbraun), Karbonat (lamelliert), Apatit und Opazit. C = Farbloser grobkörniger Kalkmarmor. D = Augengneis-Phyllonit. Knaf-Augen mit 15 mm Durchmesser, bis pappendeckeldünn ausgewalzt. Faltenamplitude beträgt 20 mm. E = Groß-Handstück 18 x 15 x 6 cm. Es enthält die Grenzfläche zwischen gefaltetem Aplitgneis-Phyllonit (Faltenamplitude: 4 mm) und farblosem grobkörnigem Kalkmarmor. Sammlung des Inst. f. Geologie Univ. Wien, Nr. EX 57. 5: Stellen der gemessenen Faltenachsen. Faltenachse bei U: 80/horiz.; bei V: 130/horiz.; bei W: 130/horiz.; bei X: 80/horiz.; bei Y: 125/4 NW; bei Z: 130/horiz.

Fig. 2: Geologische Kartenskizze. Die Lage des Profiles der Fig. 1 ist vermerkt. 1 = Karstquelle. 2 = Moräne. 3 = Bergsturz-Blockwerk. 4 = Kalkmarmor. 5 = Gneisphyllonit. 6 = Granit- und Aplitgneis. 7; 8 = Faltenachse mit 6–30; bzw. 0–5° Neigung. 9; 10 = s-Fläche mit 6–30; bzw. 31–60°



Abb. 22: Verfallung von Aplitgneisphyllonit (grau) und Kalkmarmor (weiß). Blick von S. Hammerstiel (45 cm lang) zeigt in Richtung der SE-streichenden Faltenachse.

Die Lokalität ist ident mit jener der Photographie und Zeichnung des Pseudo-„Ganges“ in ANGEL & STABER (1952, Abb. 3 und 1953, Abb. 2). Melnikar, Karstufe SH. 2120 m, 100 m westlich des Melnikbaches.

4. Junge Störungen

Sie durchsetzen diskordant den Gebirgsbau und sind durch lang hinstreichende Zerrüttungszonen (Kluftmylonite, Schartenmylonite) gekennzeichnet. Ihre Entstehung dürfte mit der jungen Hebung des Gebirgskörpers der Hohen Tauern in Zusammenhang stehen. Die Versetzungsbeträge an diesen Störungen sind nach meinen Beobachtungen nur klein (deka-m Bereich). Keineswegs kann ich bestätigen, daß es sich um Versetzungsbeträge von mehreren 100 m handelt, welche die Haupt-Baueinheiten der Gebirgsgruppe gegeneinander verwerfen, wie ANGEL & STABER (1952, Karte, Profile und Text) meinten.

Eine morphologisch markante N-S Störung verläuft westlich der Querfalte Lange Wand – Kalte Wand Spitze. Sie durchsetzt den Granitgneis des Hölltor-Kernes und die Hafner-Migmatitserie. Ihr gehören die Mylonite der Scharte Lange Wand/Frauennock und der Scharte Kalte Wand/Weinschnabel an.

Ebenfalls in N-S Richtung streicht die Störung vom Kesselwand-NE-Grat (mächtige

Schartenmylonite und Rinnen mit natürlichen Höhlen im Mylonit) zum See P. 2402 und zum Gletscher nördlich des Großen Malteiner Sonnblicks.

An der NNW streichenden Störung am Lieserfall erfolgte eine Rechtsseitenverschiebung von einigen m.

Die ESE-streichende Störung mit 1,5 m mächtigem Mylonit an der Scharte in SH. 2710 m nördlich Schober Eisig weist eine Sprunghöhe von 10 m auf. Um diesen Betrag ist der S-Flügel (Amphibolit der Storzserie) abgesenkt.

5. Quartär

5.1. Morphologie

Reste flacher Altlandschaft sind besonders eindrucksvoll in den rückwärtigen Hochtälern der Mur (Schmalzgrube) und Malta (Elendtäler) erhalten. Ihre südöstliche Fortsetzung kann in breiten Karen des Moritzen- (Karwassersee), Rotgülden- (Oberer Rotgüldensee) und Liesertales (Eben Lanisch) vermutet werden. Demselben Niveau entspricht annähernd die stellenweise durch Moore ausgezeichnete Trogschulter des Maltatales (Reitkarl, Krumpenkar, Mar Alm, Langkar, unterer Boden des Findelkares, Obere Aichholzer Alm, Hochalm und Hinterkar).

Die in die Altfläche eingeschnittenen Täler weisen U-förmige glaziale Aushobelung auf. Dabei kam es auch zur Ineinanderschachtelung mehrerer, durch Talstufen getrennter Trogtalabschnitte. Z. B. Murtal (Plölitzen/Blasnerbauer), Rotgüldental (Unterer Rotgüldensee/Gfrererbauern Alm), Liesertal (Lieserfall) und Maltatal („Galgenbichl“, Klammfall, Hochbrücke). Die glaziale Schliﬀkehle ist besonders schön im steilen Wiesengelände der Ochsenleiten (Lanisch) zu sehen. Flußkolke zeichnen die Klammern der Talstufen aus: Z. B. im Mureckgneis (Mur-Klamm nordwestlich Plölitzen) und im Migmatitgneis (Malta-Klammern bei Klammfall und bei Hochsteg).

Das Maltatal zwischen Wastlbauer Alm und südlicher Blattgrenze stellt ein Antiklinaltal dar. In der Regel fallen die s-Flächen der Gesteine hier im N des Maltaflusses nach N und im S des Flusses nach S. Die erste Anlage des Maltaflusses folgte wahrscheinlich steilen tektonischen bc-Klüften.

Die postglaziale Erosion des Maltaflusses in der Schlucht zwischen Hochbrücke und Hochsteg beträgt 60 m (Würm-Moräne am alten Talboden nördlich Hochsteg). Ein Trockental (alter Lauf des Maltaflusses) befindet sich im Fels (Migmatitgneis) südlich der Unteren Veidlbauer Alm. Es mündet 15 m über dem heutigen Flußniveau. Der heutige Flußlauf macht einen Umweg südlich des Trockentales, indem er postglaziale Bergsturzmassen durchbricht und dann mit einer nach NW gerichteten Schlinge in den alten Lauf einbiegt.

Dolomit und Kalkmarmor der Silbereckserie bedingen Karsterscheinungen mit Karrenbildung, Dolinen, Bachschlucklöchern und Karstquellen. Man beobachtet sie im Murtal (Kleines Törl, Mur Ursprung, westlich Jagdhütte 1843, Roßkar), Moritzental (Roßkarscharte, Frischinghöhe-ESE-Flanke), Altenbergtal (Ruapbauern Alm), Lanisch (Torbach), Lieserkar (Lieser Ursprung), Eben Lanisch (Verschluckung des Baches nordöstlich des Ebenlanisch-Sees, Karstquelle im E-Teil des Kares in SH. 2100 m), „Moar-Eisig-Kar“

(Verschluckung des Baches in SH. 2245 m, Wiederaustritt in 2 Karstquellen), Melnikkar und im Wildbachtrichter der Merz. Eine vorzügliche Detailbeschreibung des Karstes im Lanisch und Lieserkar sowie geomorphologische Beobachtungen im Liesertal lieferte NAGL (1966, 1967, 1972).

5.2. Moränen

5.2.1. Murtal

Innerhalb der in der peripheren Hafnergruppe bereits beschriebenen Endmoränenwälle im Haupttal (Murfall, Kapelle Moritzen, Jagdhütte Schmalzgrube, EXNER 1971, p. 112) zeichnen sich die einzelnen Talabschnitte und Kare durch gut entwickelte Daunmoränen aus. Längs des Moritzentales sind von außen nach innen 4 derartige Haltestadien als Endmoränenwälle entwickelt: (1) SH. 1640 m, bei den Quellen westlich „M“ von „Moritzen Wald“. (2) Moränenzirkus nördlich Karwassersee. (3) Moränen über der Unteren Langen Wand. (4) Moränen auf Karschwelle östlich Unterem Schwarzsee.

Endmoränenwälle aus der Zeit um 1850 umgeben im rückwärtigen Murtal die kleinen rezenten Eisfelder nordwestlich Marchkareck und nördlich Frauennock. Die 1850-Moräne nördlich Marchkareck besteht hauptsächlich aus vom Gletscher zusammengesobenem Bergsturz-Blockwerk (Blockgletscher). Die 1850-Endmoräne des Moritzenkees bildet einen 1,2 km langen Wall im Moritzenkar. Eine östliche Fortsetzung gehört zum kleinen rezenten Eisrest westlich vom Hinteren Schober. Vorzüglich blieb die 750 m lange, rechte 1850-Seitenmoräne des Rotgüldenkees erhalten, während die linke Seitenmoräne stark ausgewaschen ist.

Recht deutlich tritt der Wall aus der Zeit um das Jahr 1920 im Vorfeld des Moritzenkees in 3 Teilabschnitten in Erscheinung. Im Wilden Wagendröschl Kar bildet der 1920-Wall des Rotgüldenkees einen bis 10 m hohen, 1 km langen, kontinuierlich erhaltenen Damm, dessen westlicher Lobus in SH. 2280 m endet. Auch heute noch reicht der rezente Gletscher im Schatten der Hafner-N-Wand bis SH. 2380 m hinab (Stand vom September 1980).

5.2.2. Liesertal

Bergaufwärts des in der peripheren Hafnergruppe (EXNER 1971 a, p. 113) bereits genannten Endmoränenwalles westlich Jagdhaus Pölla (Gschnitz-Stadium nach NAGL 1971, p. 11) beobachtet man auch hier zahlreiche Daunmoränen in den hochgelegenen Karender zentralen Hafnergruppe. Zu den noch jüngeren Moränen gehören nach NAGL (l. c.) vorwiegend Blockgletscher (Seekar, Lieserkar und Eben Lanisch).

Nach meinen Beobachtungen besitzen das Lanischkees einen 1850-Wall, das Kees nördlich des Großen Malteiner Sonnblicks einen 1850- und einen 1920-Wall und endlich das nicht mehr vorhandene Kees nordöstlich Schober Eisig einen modellförmigen Daunmoränenzirkus, der bis SH. 2060 m hinabreicht. Die Alm-Namen „Melcher-Eisig“ und „Moar-Eisig“ weisen auf das Gedächtnis an einstige Gletscherreste hin.

5.2.3. Maltatal

Auch die Kare des Maltatales, dessen vermutliche Gschnitz-Endmoräne bei Feistritz-Schlatzing liegt (EXNER 1980, p. 400), enthalten reichliche Daun-Moränen.

Nördlich des Maltaflusses blieb ein 700 m langer 1850-Wall vor dem S-Teil des Kölnbreinkeeses erhalten. Das Wastelkarkees wird von einem 800 m langen 1850-Wall umgeben, der aus Blöcken von Schollenmigmatit und Granataplitgneis besteht. Tiefer unten führt die ältere Moräne in SH. 2320 m, nördlich Mahrschneid, Blöcke von Grobkornamphibolit und Serpentin-Begleitgesteinen (Talkschiefer, Chlorit-Antigorit-Schiefer).

2 markante, jeweils 10 m hohe Endmoränenwälle mit Flechtenbewuchs umgeben den Firnleck südlich des Kleinen Hafners. Der Horizontalabstand zwischen beiden Wällen beträgt 100 m. Der innere Wall ist 400 m lang und dürfte aus der Zeit um 1920 stammen. Der äußere Wall entspricht wahrscheinlich dem 1850-Stadium. Durchwegs handelt es sich um grobes Blockwerk, welches auch Granatglimmerschiefer und Biotitblastenschiefer vom Woiskentypus enthält. Mehrere Wälle (Blockgletscher) im Vorfeld des Gletscherflecks östlich vom Mittleren Malteiner Sonnblick suchte NAGL (1971, p. 20–24) zwischen Egesen- und 1850-Stadium einzureihen.

Südlich des Maltaflusses besteht die 1850-Moräne des Langkarkees aus mittelkörnigem Granitgneis mit Aplit- und Pegmatitadern der Randzone des Hochalm-Kernes. Vom 1850-Wall des Findelkarkees sind nur Reste der linken Seiten- und der rechten Stirnmoräne erhalten geblieben. Die Gletscherreste im Kar nördlich Preimelspitze werden von Blockgletscher-Wällen umgeben, unter denen an mehreren Stellen Toteis zum Vorschein kommt. Am Gipfel des Dürriegels führt die Moräne erratisches Geschiebe aus Hochalm-Granitgneis im Gegensatz zum anstehenden Tonalitgneis.

Großartige Erhaltung weist der 1850-Moränenzirkus des Hochalmkeeses auf. Die geschwungene Endmoräne mit ihren Loben umgibt die Becken des Preimel- und der beiden „Langbachseen“. Der Endmoränenwall aus der Zeit um 1920 bildet einen 300 m langen und 4 m hohen Damm, der den oberen „Langbachsee“ aufstaut und zum S-Ufer des Preimelsees zieht.

Eine Fortsetzung der rechten 1850-Seitenmoräne des Hochalmkeeses umgrenzt auch den Gletscherrest zwischen Vorderer und Hinterer Schwarzer Schneid, nordwestlich des Oberen Hochalmsees. Im Kar zwischen Winterleitengrat und Hochalmkar Spitze umgeben mehrere Blockgletscherwälle das Firnfeld südlich der Hinteren Schwarzen Schneid. Der unterste Wall dürfte dem 1850-Stadium entsprechen.

5.3. Interglaziale Bergstürze

Bergstürze mit Moränenbedeckung gibt es im mittleren Maltatal. Diese Bergstürze dürften interglazial Riss/Würm erfolgt sein, da die entsprechende Moränenbedeckung der Würm-Hauptvereisung zuzuteilen ist.

Zu den interglazialen Bergstürzen gehören der mittlere Teil des Hammerleiten-Bergsturzes, der südöstlich der Oberen Veidlbauer Alm Moräne trägt, sowie Teile der Bergsturzegebiete der Mar und Annemann Alm mit auflagernden Moränen. Die jüngeren Nachbrüche und damit die flächenmäßigen Hauptteile der genannten Bergsturzareale haben spät- bis postglaziales Alter.

5.4. Spät- und postglaziale Bergstürze und Trümmergrate

5.4.1. Murtal

Der Gipfel des Marchkarecks stellt einen Trümmergrat dar. Das Bergsturz-Blockwerk nördlich des Gipfels wurde zu Moräne (Blockgletscher) verformt. Im Bereich um das Silberneck bilden der Gipfel der Kesselspitze und der Eisenkopf-NW-Sporn Trümmergrate. In der Gneisfalte des zuletzt Genannten verursachte eine gleitfähige Biotitphylloinitlage den Zusammenbruch des am Grat auflagernden Granitgneises und Dolomites. Die Bergstürze im Gfrererkarl und südlich des Oberen Rotgüldenensees liegen auf Moräne.

5.4.2. Liesertal

Trümmergrate befinden sich nördlich des Karschneidecks (Migmatitgneis) und am Moar Eisig-NE-Kamm (Granitgneis). Der Bergsturz östlich Melnikscharte wurde teilweise zu Moränenwällen formiert.

5.4.3. Maltatal nördlich des Maltaflusses

Hervorzuheben sind der absichtlich künstlich erzeugte Bergsturz im großen Steinbruch westlich der Kölnbreinmündung, wodurch der Einsturzgefahr nach Vollendung der Bauarbeiten vorgebeugt wurde; ferner Bauaufschlüsse während des Baues der Maltastraße. Diese zeigten, daß die Bergstürze beiderseits des Maltaflusses zwischen Wolfgang Alm und Blauem Tumpf stellenweise auf glazial poliertem Fels (bei Moosbach) oder auf fluvioglazialen bis fluviatilen Kies und Sand auflagern (zwischen Langer Wand und Hinterem Maralm Bach).

Der größte Bergsturz in der zentralen Hafnergruppe ist jener der Hammerleiten. Er besteht vorwiegend aus eckigen Blöcken (teilweise hausgroßen Riesenblöcken) von Tonalitgneis. Der westliche und östliche Teil des gewaltigen Bergsturzgebietes sind sicherlich postglazialer Entstehung (Fehlen von Moräne und Erratika). Im mittleren Teil dürften sich interglaziale Bergsturmassen an der Oberfläche erhalten haben (Moränenbedeckung, siehe oben!). Vorzüglich sind Abrißnische (Sattelhütte – Hammerleiteneck Südgrat – P. 2346), fensterförmige, teilweise verrutschte Untergrundauftragungen und die typischen großen Entwässerungsquellen am Unterrand des ansonsten trockenen Bergsturzgebietes ausgebildet.

Postglazial erfolgten die aus Paragneis, Bändermigmatit und Amphibolit bestehenden Bergstürze aus der W-Flanke des Hochtales der Perschitz (Taschenspitze bis Loibspitze). Die Bergsturz-Blockmassen südöstlich Winkelspitze und Loibspitze verbinden sich bei der Mitterbergalm und branden 60 m hoch auf die gegenüberliegende östliche Talseite auf. Durch diese Talverschüttung wurde damals ein See nördlich des Bergsturzes aufgestaut, von dem die ebene Alluvialfläche in SH. 1880 m am Perschitzbach übrig blieb.

Vorwiegend aus Tonalitgneis besteht das größtenteils postglaziale Bergsturzmaterial der Mar Alm. Der Bergsturz nordwestlich Gamsleitenskapf setzt sich aus mittelkörnigem

Granitgneis (Randzone des Hochalpkernes) und jener am linken Maltaufer südlich Kölnbreinsperre aus Migmatitgneis zusammen.

5.4.4. Maltatal südlich des Maltaflusses

3 Trümmergrate aus mittelkörnigem Granitgneis und aus Migmatitgneis zeichnen den Steinkareck-N-Kamm aus. Ein Trümmerkamm aus Tonalitgneis bildet die Kuppe P. 2135 östlich Dürriegel und geht in den postglazialen Bergsturz über, der diese Bergrippe halbkreisförmig umgibt.

Aus Tonalitgneis bestehen auch größtenteils die postglazialen Bergstürze im Trichter des Hochalmbaches (Abrißnische in der W-Flanke der Felsrippe P. 1833) und der Gamsnock-NE-Flanke (mit Bergsturz-Entwässerungsquelle westlich Annemann Alm). Auf interglaziale Bergsturzreste bei dieser Alm wurde oben bereits hingewiesen.

Der aus Tonalitgneis bestehende Trümmerkamm östlich Draxelnock geht in das ausgedehnte Bergsturzblockfeld südöstlich Stranner Alm über. Der Tonalitgneis ist hier als von der Erosion unterschrittene Deckkappe über dem Granatglimmerschiefer der Draxelserie abgerutscht und zu Bergsturzblockwerk zerfallen. Ein Fenster von anstehendem Granatglimmerschiefer unter dem Tonalitgneis-Bergsturz befindet sich 900 m nordöstlich Draxelnock.

5.5. BergerreiBungs-Spalten in Vorbereitung zukünftiger Bergstürze

Sie wurden im Bereich des Murtales an der Talstufe nördlich des Oberen Rotgildensees beobachtet. Hangparallele Spalten verlaufen dort im Migmatitgneis in SH. 1985 m, unterhalb der Hütte P. 2000. In der linken Flanke des Altenbergtales zerreißen vertikale Spalten den Kalkmarmor in SH. 2080 m, 500 m südwestlich Harbbauern Alm.

Im Bereich des Liesertales durchsetzt eine 350 m lange und 30 m tiefe Furche den Kalkmarmor westlich Lieser Ursprung. Den Moar-Eisig-NE-Kamm zerspaltet eine BergerreiBungskluft, 400 m südwestlich P. 2517. Sie wurde auch von UCIK (1974, p. 36, Abb. 2) beschrieben und vorzüglich abgebildet. Eine entsprechende BergerreiBungs-Spalte durchsetzt den Mureckgneis 700 m onö. Lieserfall und bereitet eine westliche Fortsetzung des Bergsturzes der Langen Wand vor.

Im Einzungsbereich des Maltatales durchzieht eine BergerreiBungsfurche den linken Hang südlich „Kölnbreinsperre“. Sie befindet sich oberhalb einer 200 m langen verrutschten Migmatitgneisscholle mit anschließendem Bergsturzblockwerk. In SH. 1845 m bedingt sie den Sattel vor der Rückfallkuppe. BergerreiBungsklüfte und Anzeichen erfolgter Felskippungen im Tonalitgneis östlich Wastlbauer Alm („Grafensitz“ und Felschwelle im Tal) erkannte HORNINGER (1958, p. 42–44, Abb. 3) auf Grund sorgfältiger technischer Überprüfungen. Eine modellförmige, 5 m breite BergerreiBungs-Spalte durchsetzt den Tonalitgneis nördlich des Findelkarbaches nahe dessen Mündung in die Malta. Der Güterweg (Wastlbauer Alm – Findelkar Bachfassung) quert die Spalte in SH. 1750 m. 20 m tiefe BergerreiBungs-Spalten befinden sich im Tonalitgneis des Merztales in SH. 1850 m, nördlich Bärensteig. N-S streichende Spalten durchsetzen Paragneis, Migmatitgneis und Amphibolit der Storzserie nördlich der Loibspitze und in der E-Flanke des Faschaunreck-S-Kammes.

5.6. Hangparallele Plattenabsonderung

Sie gehört in den massigen Gneisen des Hölltor-Rotgülden-Kernes (z. B. Frauennock und Felswände westlich des Unteren Rotgüldensees), des Hochalm-Kernes (z. B. Premelspitze) und der Tonalitgneisdecke (z. B. „Bockplatten“ ssw. Wolfgang Alm) zur Regel.

Im Migmatitgneis der Langkarwände südlich der „Kölnbreinsperre“ beobachtet man an den künstlichen Aufschlüssen in SH. 1790 m, daß der Fels bis 3 m Abstand von der Gebirgsoberfläche eine hangparallele Plattenabsonderung von 20 bis 30 cm dicken Platten aufweist. In größerem Abstand von der Gebirgsoberfläche beträgt hier die Plattendicke 50 bis 100 cm.

6. Reste ehemaligen Bergbaues

6.1. Vererzung in der Silbereckserie und im unmittelbar benachbarten Gneis

Es handelt sich um Lagergänge und diskordante Gänge mit Arsenkies, Pyrit, Magnetkies u. a., vorwiegend in Dolomit und Kalkmarmor der basalen Teile der Silbereckserie (Vererzungstypus Rotgülden nach FRIEDRICH 1934). Vielfach beobachtet man auch metasomatische Verdrängung dieser Karbonatgesteine durch das Erz. Seltener tritt die Vererzung im basalen Quarzit auf (z. B. in Konglomeratquarzit in SH. 2220 m, östlich des Unteren Rotgüldensees).

Im Gneis, der die Silbereckserie unterlagert (Rotgülden-Kern), kommen erzführende Quarzgänge an mylonitischen Störungen vor (Vererzungstypus der Tauern-Goldquarzgänge nach FRIEDRICH 1953, p. 391). Beispiele dafür sind: S-Flanke des Silbereck-SE-Grates, Seekar („Stubenriegel“) südlich des Unteren Lanischsees und Waschgang-S-Flanke.)

Da die erzführenden Goldquarze der diskordanten Gneismylonit-Störungen (Tauern-Goldquarzgänge) unseres Gebietes räumlich eng benachbart sind mit der Vererzung in den auflagernden Karbonatgesteinen (Vererzungstyp Rotgülden), dürften beide genetisch zusammengehören. Ähnlich wie im Gasteiner Gebiet (Oberer Bockhartsee – Baukarlscharte – Erzwies) erfolgt auch hier bei Eintritt der Goldquarzgänge aus dem unterlagernden Gneis in die auflagernden Karbonatgesteine der Schieferhülle (Silbereckserie) der markante Umschwung der Mineralführung der Gänge. Die Tauern-Goldquarzgänge werden über dieser geologischen Grenzfläche infolge stofflichen Einflusses des Nebengesteines zu den Arsenkies-, Pyrit- und Magnetkies-reichen Karbonat-Quarzgängen vom Typus Rotgülden. Die Vererzung in der Silbereckserie und im benachbarten Gneis erfolgte spät-alpidisch, da sie aus diskordanten späten Mylonitklüften im Gneis zu den teilweise diskordanten Gängen im „Permo-Mesozoikum“ der Silbereckserie reicht.

Seltener und unbedeutender sind die Vererzungen in den Bündnerschiefern und tektonisch höheren Karbonatgesteinslagen der Silbereckserie und im Gneis der Mureckdecke.

Einen besonderen, eventuell teilweise sedimentogenen („permoskythischen“) Vererzungstypus mit alpidischer Remobilisation (Metasomatose in Dolomit und Kalkmarmor) stellt die örtliche Anreicherung von Magnetit (teilweise sekundär nach Hämatit) in der Silbereckserie dar. Beispiel: Eisenkopf. Der Name dieses Zackens am Silbereck scheint auf die Magnetitvorkommen in der NNW-Flanke (Stollen im Ochsenkarl) und am NE-Grat mit

der Scharte, welche ich auf Grund der prächtigen Magnetit-Aufschlüsse „Magnetit-Scharte“ nenne, Bezug zu haben.

Die Geschichte des ehemaligen Bergbaues in der zentralen Hafnergruppe wurde zuletzt von MUTSCHLECHNER (1967, p. 147–157) mit Schwerpunkt: Murtal, und von ALLESCH (1959) mit Schwerpunkt Liesertal beschrieben.

Im folgenden beschränke ich mich auf eigene Geländebeobachtungen. Hinweise auf Literatur (FRIEDRICH, EXNER) sind jeweils in Klammer beigefügt.

6.1.0.1. Murtal (Schmalzgrube)

2 Stollen in brandigem Schwarzschiefer der Silbereckserie, SH. 2100 bis 2150 m, 450 m osö. Mureck.

6.1.0.2. Schrovinkar

Pinge in Kalkschiefer, 140 m wsw. Schrovinschartl.

6.1.0.3. Rotgüldental westlich des Rotgüldenbaches

3 Pingen in Kalkschiefer und Kalkmarmor, 120 bis 230 m osö. Schrovinschartl.

4 Stollen in Kalkmarmor im Steilgelände der Seeleiten, SH. 1700 bis 1800 m, 900 m wsw. Gfrererbauern Alm. Arsenkies und Pyrit in Kalkmarmor.

Mehrere Pingen auf Kluftquarz im Gneis der Vorderen Schober-E-Rippe in der Flanke zum Schwarzmannkar, SH. 2080 und 2480 m.

6.1.0.4. Rotgüldental östlich des Rotgüldenbaches

Friedrichstollen. Unterbaustollen des alten Bergbaues Rotgülden, zuletzt nach dem I. Weltkrieg in Betrieb. Verbrochenes Mundloch in SH. 1500 m, 800 m südwestlich Gfrererbauern Alm. Das Mundloch befindet sich in kalkarmem, quarzitischem, Biotit-führendem Schiefer. Unmittelbar darüber folgt typischer Schwarzschiefer. Vererzung im Bergbau in Kalkmarmor (Arsenkies, Pyrit, Magnetkies u. a.). Derzeit noch erzeiche Halde bei dem Mundloch und alte Halden beim ehemaligen Pochwerk nordöstlich und südlich Gfrererbauern Alm (FRIEDRICH 1934, p. 96–103; 1935, p. 1–6; 1939, p. XXV. EXNER 1939, p. 312).

Mehrere befahrbare Stollen in den Kalkmarmor-Felswänden in SH. 1560 und 1590 m. 60 m südwestlich und 150 m ssw. des Mundloches des Friedrichstollens. Im Berg kommunizierend mit Friedrichstollen. Bei einem Stollenmundloch ist der Ausbiß des 2 m mächtigen Erzganges (Raumlage: 143/70 NE) zu sehen. Aus einem der Stollen tritt ein kräftiger Bach aus.

2 Schächte in Konglomeratquarzit und Dolomitmarmor in SH. 2220 m, östlich des Unteren Rotguldensees und zwar 950 m südöstlich Rotguldenseehütte. Erzreiche Halden. Der südliche Schacht setzt in einen befahrbaren Stollen fort.

10 m langer Stollen in Kalkmarmor in SH. 2400 m auf der Karschwelle des Wagendrischls, 550 m wsw. Eisenkopf.

Pinge auf erzführenden Gang im Gneis im Liegenden der Silbereckserie. Felsschneide SH. 2170 m, zwischen N- und S-Teil des Wagendrischls. 1 km wnw. Silbereck.

Stollen im Gneiskeil Nr. 1, 250 m wsw. Silbereck.

2 Pingen in Dolomit, 120 und 200 m nordöstlich Salzkopf.

Stollen und Pingen in der felsigen S-Begrenzung des Ochsenkarls, SH. 2480 m, 300 m nnw. Eisenkopf. Mundlöcher in Kalkschiefer. Abgebaut wurde Magnetit in Dolomit.

6.1.0.5. Altenbergtal

Bedeutender alter Bergbau (– daher der Name des Tales –) im rückwärtigsten Kessel am Fuße des Silbereck-SE-Kammes und der Schurfspitze-N-Wand. Die teilweise noch befahrbaren Einbaue befinden sich in Dolomit und werden von erzreichen Halden und Mauerresten umgeben. Es handelt sich um 7 Stollen in Dolomit und 1 Stollen in Kalkmarmor am Fuße des Silbereck-SE-Kammes in SH. 2430 bis 2540m (EXNER 1939, p. 312, Nr. 2), um 1 Stollen in Dolomit des N-Teiles der Karschwelle (SH. 2320 m) und um 2 Stollen in der untersten Dolomit-Walze der Schurfspitze-N-Wand in SH. 2355 und 2420 m.

2 Stollen am Silbereck-SE-Grat in SH. 2705 m an der Grenze von Gneis und Dolomit. Diese Stollen befinden sich einige m nordöstlich unter dem Grat. Grubenholz und Erzspuren sind vorhanden.

Ein N-S streichender Pingenzug durchsetzt den Gneiskeil Nr. 1 in der S-Flanke des Silbereck-SE-Grates.

Geringfügige Schurfspuren (Pingen) finden sich in Schwarzschiefer und Kalkschiefer der E-Flanke des Silbereck-SE-Kammes auf Quarzgängen; ferner auf Quarzit (250 m südöstlich Eisenkopf), in Mureckgneis (950 m nordöstlich Ochsenkopf) und in Kalkschiefer westlich Ruapbauern Alm in SH. 1850 und 1920m.

6.1.0.6. Lanisch

Die großen alten Bergbaue liegen in der SE-Flanke der Schurfspitze (Kalkmarmor) und im Seekar (Gneis des „Stubenriegels“). Beiderseits des Baches, der den Unteren Lanischsee entwässert, befinden sich in SH. 2190 m die Ruinen des alten Pochwerkes mit Erzhalde und mit runden, aus Gneis gefertigten Mahlsteinen, die vom Bach teilweise bis SH. 2155 m verschleppt wurden.

Die 3 Stollen in Kalkmarmor der Schurfspitze-SE-Flanke, SH. 2200 bis 2215 m, 850 m südöstlich Schurfspitze, sind teilweise noch offen, aber ersoffen. Umgeben sind sie von Berghaus-Ruinen und Halden mit Arsenkies in Kalkmarmor. Vorhanden ist noch ein anstehender Erzausbiß.

Von dem Bergbau im Gneis („Stubenriegel“) sind mehrere verbrochene Stollen in SH. 2340 bis 2350 m, 600 bis 800 m ssw. P. 2226 (Unterer Lanischsee) mit Erzhalde übrig geblieben. Das Nebengestein ist Aplitgranitgneis des Migmatits. Auf Grund des Haldeninhaltes dürfte der Bergbau auf erzführenden Quarz in Kluftmylonit umgegangen sein (FRIEDRICH 1934, p. 104–105).

An der rechten Lanisch-Talflanke in SH. 2060 m, 330 m nordwestlich Lieser Ursprung 1 befahrbarer Stollen in Kalkmarmor. Die Halde ist reich an Arsenkies und Pyrit in Kalkmarmor (FRIEDRICH 1934, p. 104).

1 befahrbarer Stollen in Schwarzschiefer in SH. 1860 m, 250 m osö. Lanisch Ochsenhütte. Quarzknaurn mit Erzausbiß anstehend.

1 Pinge auf Quarzgang in Serizitquarzit, SH. 1810 m, 270 m nordöstlich Lieserfall.

6.1.0.7. Lieserkar

Stollen und Erzgang in SH. 2255 m, 220 m östlich P. 2426. Das Mundloch des befahrbaren Stollens befindet sich in Dolomit. Daneben durchschlägt diskordant der beinahe saigere Erzgang den flach N-fallenden Dolomitmarmor und den auflagernden Kalkmarmor. Die größte Erzanreicherung im Gang stellt sich im Kalkmarmor, 10 m über dem Niveau des Stollenmundloches ein. Hier ist der beste obertägige Aufschluß eines diskordanten Ganges vom Vererzungstypus Rotgülden.

Verbrochener Stollen und Pinge in Dolomit der Karschwelle in SH. 2160 m, 180 m nnw. P. 2182.

2 Stollen in Dolomit und Kalkmarmor in der E-Wand des Lieserkares, SH. 2430 m, 650 m osö. P. 2293.

6.1.0.8. Eben Lanisch

5 verbrochene Stollen in Kalkmarmor, SH. 2480 m, in der breiten Rinne, 500 m nordöstlich Waschgang. Erzhalde mit Arsenkies und Pyrit (EXNER 1939, p. 312, Nr. 3).

2 Stollen in Kalkschiefer, SH. 2545 m, 520 m nnö. Waschgang. Nahe der Wasserscheide zum Lieserkar. Arsenkies auf Halde (EXNER 1939, p. 312, Nr. 4).

6.1.0.9. Melnikkar

2 Stollen und 1 Pinge im Gneiskeil im Hangenden des Kalkmarmors der S-Flanke des Waschgang-W-Kammes, 300 m westlich Waschgang. Vererzter Kluftmylonit. Auf den Halden Arsenkies und Pyrit.

2 Stollen und 1 Pinge längs einer vererzten Mylonitkluft im Gneis, SH. 2560 bis 2610 m, 300 m südlich Waschgang.

6.1.1.0. „Moar Eisig Kar“

2 m tiefe Pinge auf Quarzlager in Granitgneis, SH. 2470 m, 430 m nördlich Moar Eisig.

6.2. Vererzung im Gneis des Maltatales

6.2.1. Kölnbreinkar

Der alte Bergbau im Kölnbreinkar wird zu den Tauern-Goldquarzgängen gezählt (FRIEDRICH 1953, p. 391). Seine genaue Lage im Kölnbreinkar war längere Zeit unbekannt. Ich fand die zugehörigen Stollen und Halden in der Kaltewandspitze-S-Wand. Der einige mmächtige, erzführende Quarzgang streicht N 15° E und fällt 45° E. Im S taucht er aus dem Gehängeschutt in Seehöhe 2605 m auf und zieht schräg nach NNE durch die Wand bis Seehöhe ca. 2730 m. Die oberflächlich sichtbaren Bergbauteile sind ein 50 m langer, 10 m tiefer und 5 m hoher Abbau im S und 4 Stollenmundlöcher oder Pingen im N (unmittelbar südlich des Gipfels der Kaltewandspitze P. 2822). Darunter befinden sich ausgedehnte kleinstückige Bergbauhalden am Fuße der Wand mit vererztem Gangquarz, Kluftmylonit mit limonitischen Überzügen und Resten von Dachpappe. Gebäudereste aus Stein waren nicht auffindbar (Lawinen!).

6.2.2. Mar Alm

Mehrere m tiefe Pinge am Fuß der SW-Wand des Großen Malteiner Sonnblicks, SH. 2430 m, 700 m südwestlich Großer Sonnblick. Erzspuren auf der Schutthalde.

Literaturverzeichnis

- ALLESCH, R. M.: Arsenik, seine Geschichte in Österreich. – Archiv f. vaterl. Geschichte u. Topogr., **54**, p. 1–200; Klagenfurt 1959.
- ANGEL, F.: Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle. – Fortschr. Mineral., Krist. u. Petr., **23**, p. V–XXIV, Berlin 1939.
- ANGEL, F.: Petrochemie der Hochalm-Ankogel-Gesteine. – Jahrb. Geol. B.-A., **97**, p. 1–16, Wien 1954.
- ANGEL, F. & STABER, R.: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). – Mineral. u. Petr. Mitt., **49**, p. 117–167, Leipzig 1937.
- ANGEL, F. & STABER, R.: Geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes, Maßstab 1 : 50.000, Berlin 1942. (Unveränderter Wiederabdruck im folgenden Werk:)
- ANGEL, F. & STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe (mit Wiederabdruck vorgenannter geologischer Karte). – Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, H. **13**, p. 1–112, Innsbruck 1952.
- ANGEL, F. & STABER, R.: Migmatitgänge im Hochalm-Ankogelgebiet. – Der Karinthin, Folge **23**, p. 253–259, Klagenfurt 1953.

- ANGEL, F. & STABER, R.: Pegmatite und Pegmatoide im Hochalm-Ankogel-Gebiet. – Der Karinthin, Folge 27, p. 2–13, Klagenfurt 1954.
- ANGEL, F. & WEBER, A.: Vom Sismondin und seinen Muttergesteinen aus dem obersten Melnikkar, Hochalm-Ankogelgruppe (Kärnten). – Der Karinthin, Folge 64, p. 208–219, Klagenfurt 1971.
- BECKE, F.: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. – Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 117, Abt. I, p. 371–404, Wien 1908.
- BECKE, F.: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. – Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 118, Abt. I, p. 1045–1072, Wien 1909.
- BECKE, F.: Ostrand des „Iepontinischen Tauernfensters“ und Zentralgneis. Geologischer Exkursionsführer. – Geol. Rundschau, 3, p. 528–535, Leipzig 1912.
- CLAR, E. & DEMMER, W.: Die Geologie der Kraftwerksgruppe Malta. – Österr. Zeitschr. f. Elektrizitätswirtschaft, Jg. 32, H. 1/2, p. 12–20, Springer-Verlag, Wien, New York 1979.
- DEMMER, W.: Vereinfachtes geologisches Profil des Maltastollens und Beschreibung der geologischen Verhältnisse. In MAGNET, E. & WANDERER, J.: Der Maltastollen, ein geologischer Großaufschluß für das Malta-Kraftwerk. – „Der Bauingenieur“, 46, H. 8, p. 285–289, Berlin 1971.
- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jahrb. Geol. B.-A. (Zweigst. Wien d. Reichsst. f. Bodenf.), 89, H. 3/4, p. 285–314, Wien 1939.
- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. II. Teil. Bewegungsbild der Silbereckmulde. – Mitt. Reichsst. f. Bodenf., Zweigst. Wien, 1, H. 4, p. 241–306, Wien 1940.
- EXNER, Ch.: Tektonik, Feldspatbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. – Tschermaks Mineral. u. Petr. Mitt., 1, H. 3, p. 197–284, Wien 1949.
- EXNER, Ch.: Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. – Radex-Rundschau, Jg. 1953, p. 417–433, Radenthein 1953.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1 : 50.000. – 168 S., Geol. B.-A., Wien 1957.
- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen 1959 in der Hochalm-Ankogelgruppe (156). – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1960, H. 3, p. A 19–20, Wien 1960.
- EXNER, Ch.: Berichte über geologische Aufnahmen auf Kartenblatt 156 (Muhr). – Verh. Geol. B.-A., Wien 1961 bis 1974.
- EXNER, Ch.: Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique des Hohe Tauern. – Livre mém. P. Fallot, 2, p. 503–515, Paris 1963.
- EXNER, Ch.: Exkursion zum Unteren Rotgüldensee. In: Geologischer Führer zu Exkursionen durch die Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, p. 88–91, Wien 1964.
- EXNER, Ch.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jahrb. Geol. B.-A., 114, H. 1, p. 1–119, Wien 1971 a.
- EXNER, Ch.: Über Oligoklas-Blasten in metamorphen Schiefen der östlichen Hohen Tauern und Umgebung. – Carinthia II, Sonderh. 28, p. 221–238, Klagenfurt, 1971 b.
- EXNER, Ch.: Zur Geologie der Ankogel-Hochalmgruppe. Mit geologischer Übersichtskarte. – Alpenvereins-Jahrb., Jg. 1979, p. 5–15, Innsbruck, München 1979.
- EXNER, Ch.: Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jahrb. Geol. B.-A., 123, H. 2, p. 343–410, Wien 1980.
- EXNER, Ch.: Berichte 1979 und 1980 über geologische Aufnahmen auf Blatt 156 (Muhr). – Verh. Geol. B.-A., Wien. Im Druck.
- 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, p. 30–58, Heidelberg 1966.
- FRIEDRICH, O. M.: Über den Vererzungstypus Rotgülden. – Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 143, Abt. I, p. 95–108, Wien 1934.

- FRIEDRICH, O. M.: Wismutglanz und Freigold von Rotgülden. Eine Nachlese. – Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., **144**, Abt. I, p. 1–6, Wien 1935.
- FRIEDRICH, O. M.: Befahrung der Arsenlagerstätte Rotgülden. – Fortschr. Mineral., Krist. u. Petr., **23**, p. XXV, Berlin 1939.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rundschau, Jg. **1953**, p. 371–407, Radenthein 1953.
- FRISCH, W.: Untersuchungen an nachtriadischen (Bündner-Schiefer-) Serien des Tauernfensters, die detritären Dolomit enthalten. – Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodynamik, Publ. Nr. **212**, p. 15, Wien 1976.
- FRISCH, W.: Post-Hercynian formations of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environment, and age. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, p. 49–63, Wien 1980.
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Bayer. Akad. Wiss., m.-n. Kl., Abh. **157 A/B**, p. 1–114, München 1975.
- HORNINGER, G.: Einiges über Talzuschübe und deren Vorzeichnung. – Geologie u. Bauwesen, Jg. **24**, H. 1, p. 37–45, Wien 1958.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., **98**, p. 201–242, Wien 1922.
- KOBER, L.: Neue Beiträge zur Geologie der östlichen Tauern und des Salzkammergutes. – Anz. Akad. Wiss., m.-n. Kl., **63**, p. 46–48, Wien 1926.
- LIEGLER, K. L.: Unpubliziertes geologisches Stollenband, Maßstab 1 : 200. Malta Kraftwerk. Beileitung Malta Nord 2, Abzweig Melnik-Lieser. – Archiv der Österr. Draukraftwerke A.G., Klagenfurt 1978.
- MEIXNER, H. & WALENTA, K.: Liebigit. Ein für Österreich neues Urankarbonatmineral von der Kölnbreinsperre, Maltatal, Kärnten. – Der Karinthin, Folge **81**, p. 151–153, Salzburg 1979.
- MUSSNIG, R., POGATSCHNIGG, G. & HOLZINGER, K.: Bachableitungen, Kraftwerksgruppe Malta. – Österr. Zeitschr. f. Elektrizitätswirtschaft, Jg. **32**, H. 1/2, p. 84–87. Springer-Verlag, Wien, New York 1979.
- MUTSCHLECHNER, G.: Über den Bergbau im Lungau. Eine geographisch-historische und geologisch-montanistische Einführung. – Mitt. Ges. f. Salz. Landeskundes, **107**, p. 129–168, Salzburg 1967.
- NAGL, H.: Eine aktive Wasserhöhle in der Hafnergruppe. – Mitt. Österr. Geograph. Ges., **108**, H. I, p. 159–162, Wien 1966.
- NAGL, H.: Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. – Geograph. Jb. aus Österr., **31**, p. 133–168, Wien 1967.
- NAGL, H.: Zur Erkenntnis quartärer Klimaschwankungen aus geomorphologischen Erscheinungen am Beispiel des Pöllaltals (Hafnergruppe, Kärnten). – Carinthia II, **161**, p. 9–30, Klagenfurt 1972.
- THALMANN, F.: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle – Pennin). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **13**, p. 121–188, Wien 1963.
- THIELE, O.: Das Tauernfenster, In: OBERHAUSER, R. (Herausgeber): Der geologische Aufbau Österreichs. – P. 300–314, Springer-Verlag, Wien, New York 1980.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S. Verlag Franz Deuticke, Wien 1977.
- TOLLMANN, A.: Das östliche Tauernfenster. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, p. 73–79, Wien 1980.
- TUFAR, W.: Erzmikroskopische Untersuchungen an Anschliffen vom Eisenkopf Nordgrat und Silbereck Nordgrat. – Unpublizierter Arbeitsbericht, 8 S., Aufbewahrungsort: Inst. f. Geologie Univ. Wien, Sammlung EXNER. Aarhus 1964.
- UCIK, F. H.: Bergstürze, Talzuschub und Wildbäche. Einige geologische Ergebnisse der Integralanalyse Liesertal. – Kärntner Naturschutzblätter, Jg. **13**, p. 31–47, Klagenfurt 1974.

Erläuterungen zu den Tafeln 1 bis 5:

Tafel 1

1 = Granodiorit- und Granitgneis des Göß-Kernes. 2 = Migmatitserie des Alten Daches des Göß-Kernes. 3 = Granatglimmerschiefer der Draxelserie. 4 = Quarzdiorit-, Tonalit- und Granodioritgneis der Tonalitgneisdecke. 5 = Granitgneis des Hochalm-Kernes und der Hochalm-Gneislamelle. 6 = Migmatit der Findelserie. 7 = Granatglimmerschiefer der Findelserie. 8 = Hafner-Migmatitserie. 9 = Granatglimmerschiefer in der Hafner-Migmatitserie. 10 = Granitgneis und Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden (Rotgülden-Kern). 11 = Derselbe, phyllonitisch umgeschiefert. 12 = Geröllquarzit und Quarzit („Permo-Skyth“) der Silbereckserie. 13 = Dolomit und Kalkmarmor („Trias“) der Silbereckserie. 14 = Bündnerschiefer der Silbereckserie. 15 = Tektonisch höhere Falten und Schuppen der Silbereckserie mit Gneiskeilen. 16 = Granitgneis der Mureckdecke. 17 = Basis des Deckensystems der Oberen Schieferhülle.

Tafel 2

Hölltor-Rotgülden-Kern und Mureckdecke: 1 = Orthogneis und Migmatit.
Silbereckserie: 2 = Graphitquarzit. 3 = Quarzit. 4 = Dolomit. 5 = Kalkmarmor. 6 = Dolomitbreccie. 7 = Karbonatquarzit. 8 = Biotitführender Karbonatquarzit und Chänopoditschiefer. 9 = Kalkschiefer. 10 = Schwarzschiefer. 11 = Grünschiefer.
Storzserie: 12 = Paragneis, Bändergneis und Migmatit. 13 = Amphibolit.
Periphere Schieferhülle: 14 = Murtörl-, Schrovin- und Glocknerserie.
Quartär: 15 = Bergsturz-Blockwerk. 16 = Alluvionen.

Tafel 3

1 = Augiger Phengit-Granitgneis, phyllonitisch. 2 = Serizit-Quarz-Schiefer (1 m) mit großen Blasten von Biotit (5 mm), Epidot und Kalzit. Lineation (Elongation des Biotits): N 75 E. 3 = Quarzit (1 m). 4 = Dolomit. 5 = Kalkmarmor mit Phlogopit und Tremolith. 6 = Karbonatquarzit mit Pyrit, Chlorit und Fuchsit. 7 = Kalkschiefer, teilweise Fuchsit-führend. Mit Lagen von Serizit-reichem Kalkschiefer mit 1 cm großem Granat. s: 125/62 N. Faltenachse: 120/horizontal. In der Tiefe eine Einlagerung von Schwarzschiefer. 8 = Schwarzschiefer mit Linsen von Graphitschiefer und Quarzitlagen. Der Schwarzschiefer führt große Blasten von Granat (8 mm), Biotit (4 mm), Plagioklas, Chlorit, Kalzit und Magnetit. s: 140/37 NE. Lineation: 95/22 E. 9 = Kalkschiefer. s: 120/40 N. Lineation 60/32 NE. 10 = Dolomitbreccie. 11 = Kalkschiefer. 12 = Grünschiefer (1,5 m): Amphibol-Biotit-Chlorit-Prasinit. s: 133/40 N. Lineation: 90/20 E. 13 = Dolomitbreccie. 14 = Kalkschiefer, teilweise Fuchsit führend. s: 90/40 N. Lineation: 25/28 N. 15 = Serizitquarzit. 16 = Kalkmarmor (1 m) mit Hämatit-Magnetit-Bändern (mehrere cm dick). 17 = Quarzit und Serizitschiefer (6,4 m) und zwar von unten nach oben: 17 a = Quarzit (1 m) mit Quarzknuern und mit deformierten, 1 cm großen Magnetitkristallen. 17 b = Serizit-Quarz-Schiefer (0,2 m) mit Blasten von Granat, Biotit und Chlorit. 17 c = Chloritoid-Serizit-Quarz-Schiefer (0,2 m). 17 d = Serizitschiefer (0,5 m). 17 e = Chloritoid-Serizit-Quarz-Schiefer (1,5 m). 17 f = Lantschfeldquarzit (3 m). s: 142/24 NE. Achse alt (Elongation des Hellglimmers): 85/20 E. Achse jung (Faltenachse der Knitterung mit Wellenlängen von 0,5 bis 2 cm): 25/12 N. 18 = Graphitquarzit (0,3 m). 19 = Phengitquarzit (8 m) mit vermutlichen Geröllen aus Quarz. Orientierung der alten und jungen Achse wie bei 17 f. 20 = Graphitquarzit (0,2 m), darüber Serizitquarzit (3 m) und Phengitquarzit (6 m) mit vermutlichen

Geröllen aus Quarz. 21 = Kalkmarmor (2 m). 22 = Phengitquarzit (5 m), stellenweise Fuchsit-führend und mit vermutlichen Geröllen aus Quarz. 23 = Augiger Phengit-Granitgneis (10 m) mit phengitreichem Gneisphyllonit mit Quarzknuern und Klüften mit Bergkristall. 24 = Phengitschiefer (0,1 m). 25 = Dolomit und Kalkmarmor (10,5 m) und zwar von unten nach oben: 25 a = Dolomit (2 m). 25 b = Kalkmarmor (1 m) mit Kalksilikatfels (Amphibol, Epidot, Quarz, wenig Hämatit und viel Magnetit). 25 c = Dolomit (4 m). 25 d = gebänderter Kalkmarmor (2 m). 25 e = Dolomit (1,5 m). 26 = Quarzit (3 m). 27 = Kalkschiefer. s: 130/52 NE. Achse alt (Glimmerelongation): 73/48 E. Achse jung (Knitterung): 176/32 N. 28 = Farbloser Kalkmarmor mit Tremolith. 29 = Dolomit. 30 = Augiger Phengit-Granitgneis, randlich phyllonitisiert. 31 = Quarzit (2 m). 32 = Dolomit (5 bis 15 m). 33 = Kalkschiefer (am Grat 10 m, in der Tiefe Mächtigkeitszunahme). s: 120/40 NE. 34 = Dolomit (2 m). 35 = Quarzit (4 bis 8 m). An der S-Flanke des Grates führt er in SH. 2460 m vermutliche Gerölle aus Quarz. Hier lassen sich 3 altersverschiedene Deformationen beobachten. s: 160/37 E. Lineation alt (Elongation des Hellglimmers): 127/17 E. Achse der jungen Knitterung: 15/25 N. Achse der jüngsten Knitterung (parallel zu Klüftung): 68/38 E. 36 = Phengit-Granitgneis (40 m) mit 2 cm großen Knaf-Augen. 37 = Kalkschiefer (am Grat 2 m, in der Tiefe Mächtigkeitszunahme). 38 = Dolomit. 39 = Granat-führender Schwarzschiefer. 40 = Phengitquarzit mit 8 mm großen Magnetitblasten. 41 = Mureckgneis.

Tafel 4

Altes Dach des Göß-Kernes: 1 = Migmatitgneis (Bändergneis).

Tonalitgneisdecke: 2 = Quarzdiorit-, Tonalit- und Granodioritgneis.

Hochalm-Gneislamelle: 3 = Granitgneis.

Rotgülden-Kern und Mureckdecke: 4 = Granitgneis und Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden.

Hafner-Migmatitserie = 5.

Zentrale Schieferhülle: 6 = Glimmerschiefer mit Blasten von Biotit und Granat.

Silbereckserie: 7 = Quarzit und Graphitquarzit. 8 = Dolomit. 9 = Kalkmarmor. 10 = Dolomitbreccie. 11 = Karbonatquarzit. 12 = Kalkschiefer. 13 = Schwarzschiefer. 14 = Grünschiefer.

Storzserie: 15 = Paragneis, Bändergneis und Migmatit. 16 = Strahlsteinfels (Serpentinbegleitgestein). 17 = Amphibolit.

Quartär: 18 = Moräne. 19 = Bergsturz-Blockwerk. 20 = Alluvionen.

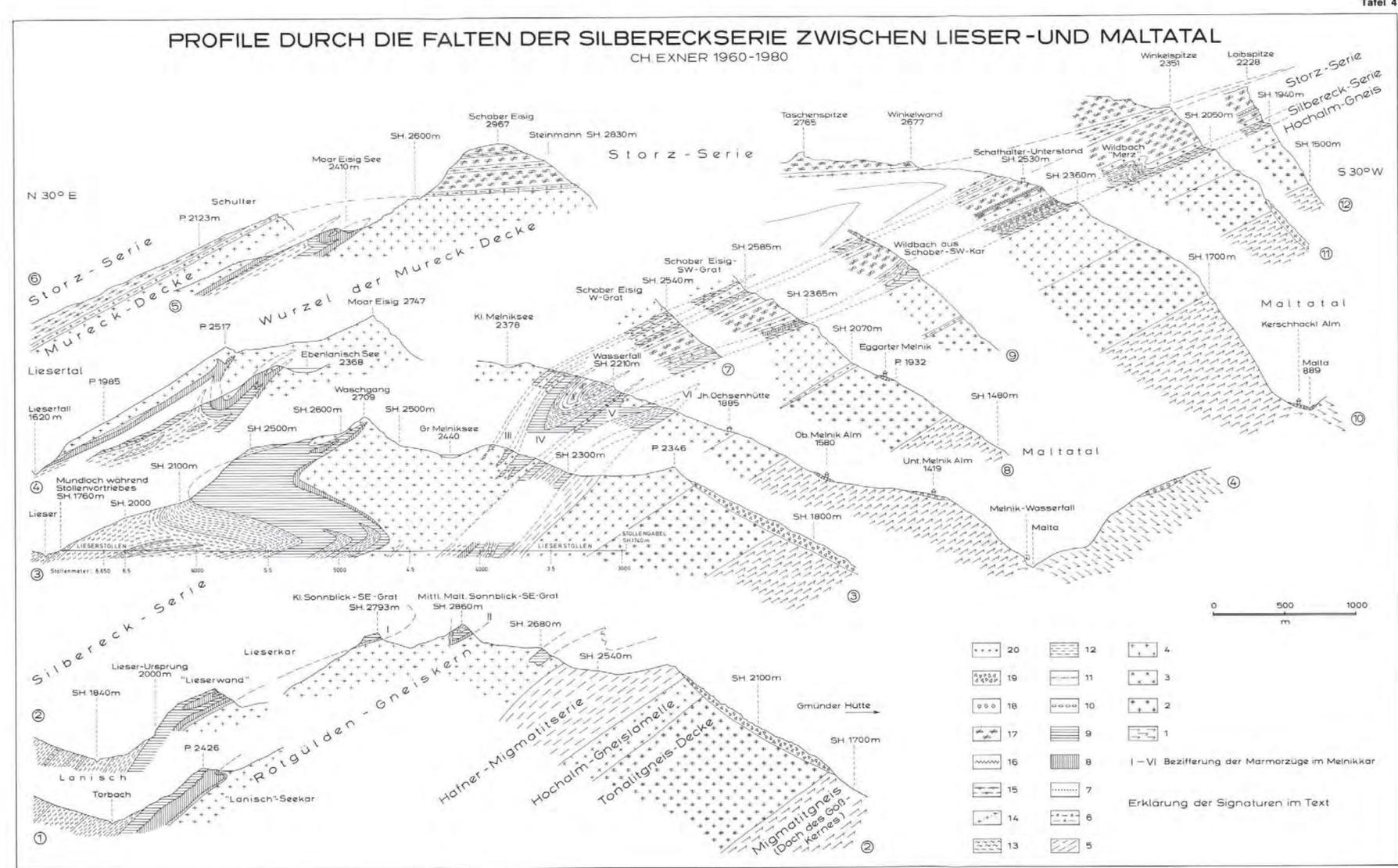
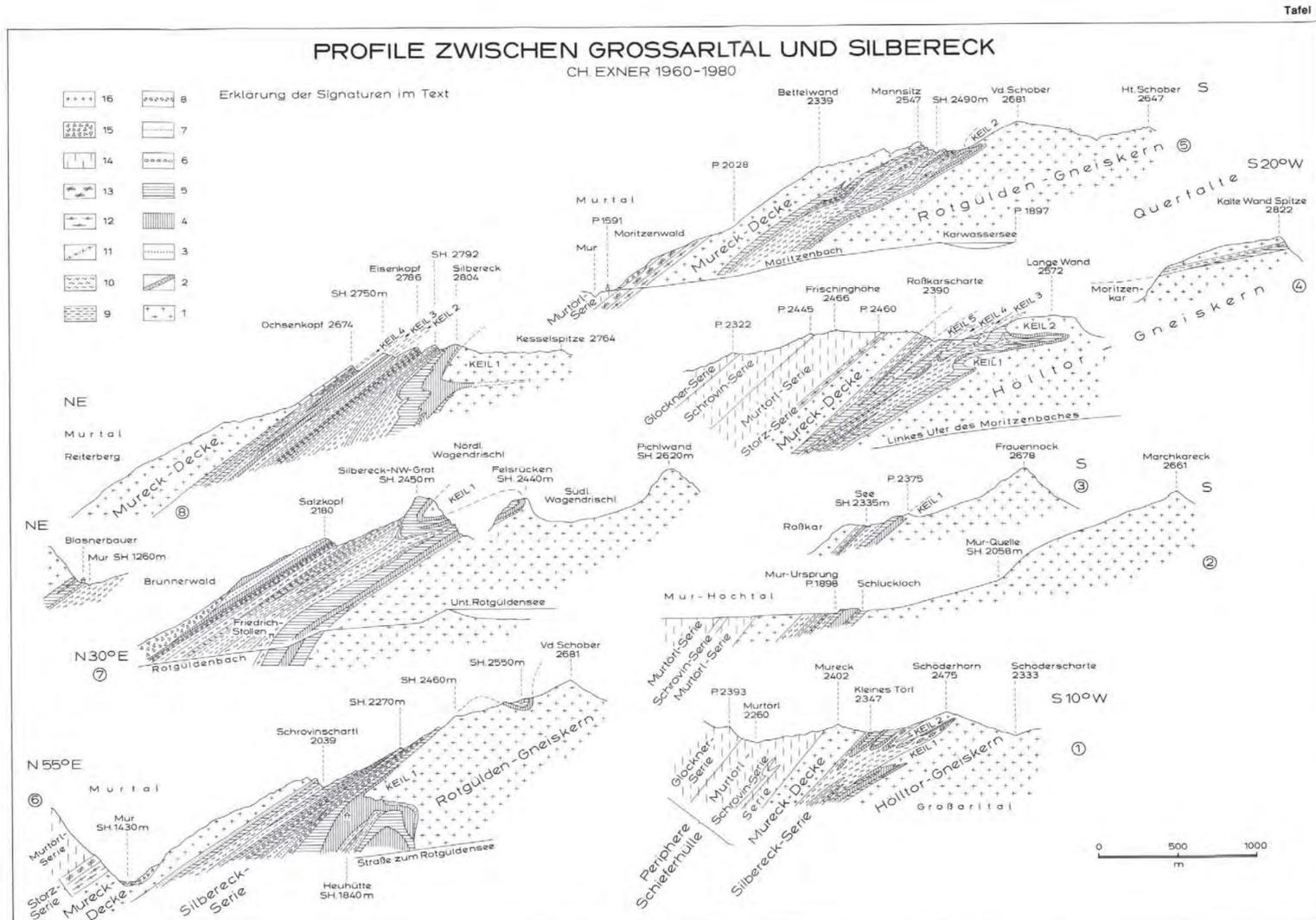
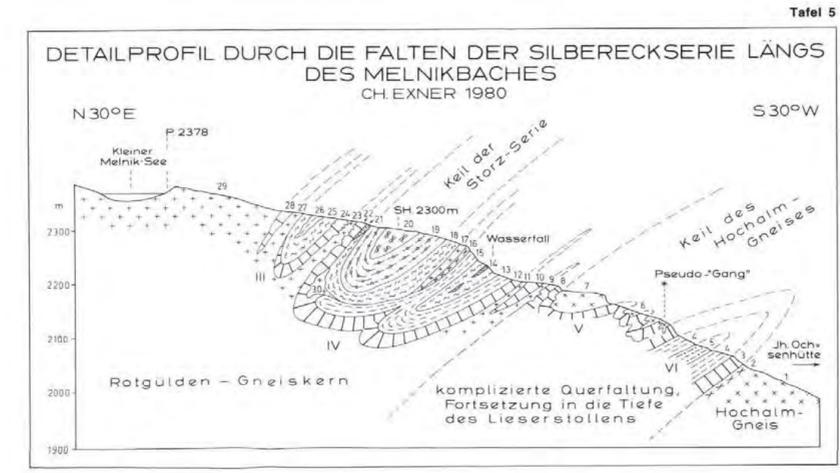
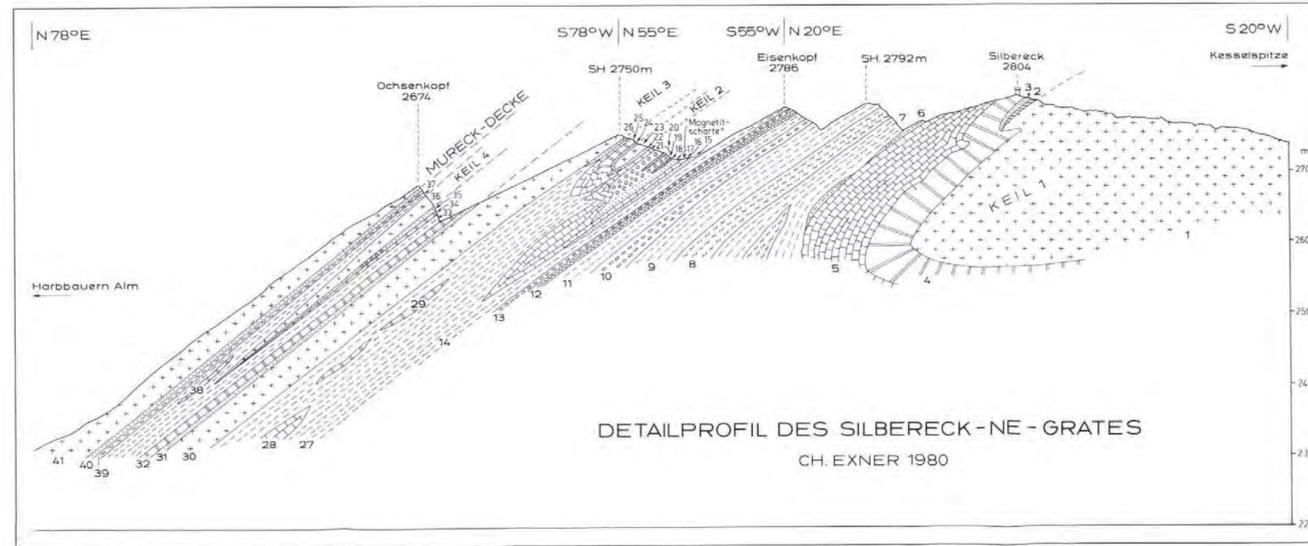
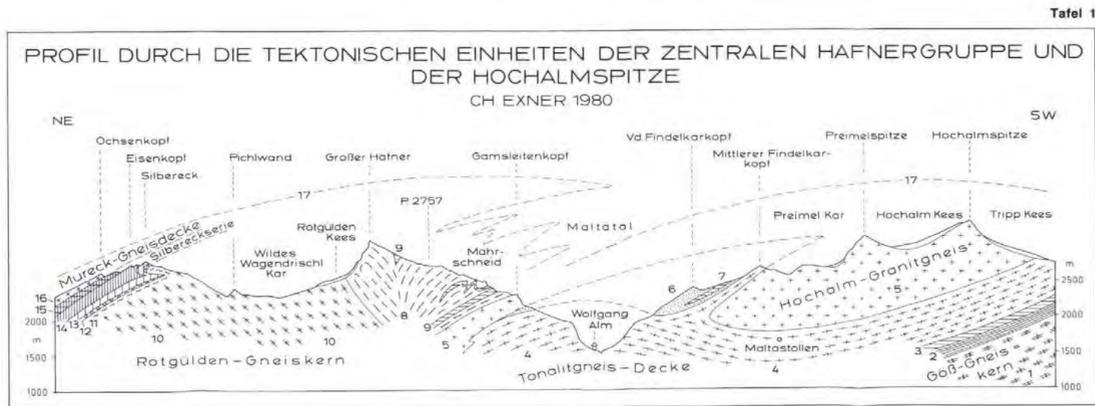
Tafel 5

III bis VI = Alte Bezifferung der „Marmorzüge“.

1 = Mittelkörniger Biotit-Granitgneis (s: 87/25 N) mit diskordanten Apliten und Pegmatiten. 2 = Phyllonitgneis (3 m). Es handelt sich um Schachbrettalbit-Bio-Hellgl-Qu-Gneis mit deformierten Aplitgängen und eingefalteten Kalkmarmor-Schollen. Lineation alt: 75/25 E. Lineation neu (Achse der phyllonitischen Knitterung und Gneis/Marmor-Verfaltung): 120/10 E. 3 = Grobkörniger farblosere Kalkmarmor (15 m), s: 133/27 NE. 4 = Kalkglimmerschiefer, grobschuppig, stellenweise reich an Fuchsit. 5 = Karbonatquarzit (Fuchsit-Hellgl-Plag-Kalzit-Qu-Schiefer), s: 140/48 N. Darinnen eine 0,2 m mächtige Scholle von farblosem kleinkörnigem Dolomit. 6 = Verfaltung von Granitgneis mit Kalkmarmor. Stern: Lokalität des Pseudo-„Ganges“. 7 = Granitgneis (20 m). Auffallender Felssporn am linken Ufer des Melnikbaches. s: 147/8 NE. 8 = Kalkmarmor (10 m). 9 = Granit-Augengneis (stark postkristallin deformiert). Lineation: 63/31 N, s: 120/42 NE. 10 = Kalkmarmor. 11 = Phyllonitgneis (2 m). 12 = Kalkmarmor. 13 = Kalkglimmerschiefer (5 m). 14 = Schwarzschiefer

(20 m) mit Lagen von Graphitquarzit. 15 = Kalkglimmerschiefer (30 m). Faltenachse: 45/40 NE. Also Querfaltung! 16 = Gneisphyllonit (1 m). 17 = Granitgneis (10 m). Faltenachse: 135/7 SE, s: 124–137/43–47 NE. 18 = Schwarzschiefer mit Übergang zu hellgrauem Granatglimmerschiefer (Granat-Rolloplagioklas-Hellgl-Qu-Schiefer mit 8 mm großem Granat, stellenweise biotitführend mit Querbiotit), 15 m mächtig. 19 = Migmatitgneis (50 m). 20 = Amphibolit (30 m). 21 = Graphitquarzit (3 m), gefaltet, im geologischen Verband mit Schwarzschiefer. 22 = Kalkmarmor (10 m). Innige Verfaltung mit farblosem oder hellgrauem Aplitgneis (Knaf-Hellgl-Qu-Gneis, teilweise Fuchsitführend). Die Stoffdurchdringung führt zu regelrechten Mischgesteinen, die an der Karschwelle westlich des Melnikbaches aufgeschlossen sind. Kalkgneis: Hellglimmer und Plagioklas führendes Kalzit-Knaf-Quarz-Mischgestein. 23 = Granit- und Aplitgneis, s: 163/43 E. 24 = Kalkmarmor, verfaltet mit Aplitgneis. 25 = Schwarzschiefer. 26 = Kalkschiefer. 27 = Granitgneis. 28 = Kalkmarmor, quergefaltet. Faltenachse: N-S/32 N, s: 103/43 N. 29 = Granit-Augengneis (120 m) vom Typus des Mureckgneises, sehr gleichmäßig beschaffen. Lineation: 103/24 E, s: 100–135/38–56 N. 30 = Quergefaltete Granitgneis-Walze im „Marmorzug“ IV, Faltenachse: 150/48 N.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 26. 11. 1981.



Jahr. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 125, Heft 1-2	S. 155-218	Wien, Dezember 1982
-------------------	----------------	--------------------	------------	---------------------

Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Geochemie der Pb/Zn-Vererzungen Annaberg und Schwarzenberg (Niederösterreich)

Von HAGENGUTH, G., POBER, E., GÖTZINGER, M. A. & LEIN, R.*)

Mit 21 Abbildungen, 10 Tabellen, 2 Fototafeln und 4 Tafeln (= Beilagen 8)

Schlüsselwörter

*Niederösterr. Kalkvoral-
pen
Schmelzfenster
Annaberg
Schwarzenberg
Geologie
Mineralogie
Pb/Zn-Vererzung
Geochemie*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 72, 73*

INHALT

Zusammenfassung	157
Abstract	157
1. Einleitung	158
1.1 Problemstellung und Ziel der Untersuchung	158
1.2 Organisation und Entstehung der Arbeit	158
2. Regionaler Überblick	159
2.1 Überblick über die stratigraphische und tektonische Position der Blei-Zink-Vererzungen	159
2.1.1 Annaberg	160
2.1.2 Arzriedel	161
2.1.3 Schwarzenberg	161
2.1.4 Brandmauer	163
2.1.5 Kohlanger, westlich Frein	163

*) Anschriften der Verfasser: Gerd HAGENGUTH, Elisabeth POBER und Dr. Richard LEIN, Institut für Geologie, Universitätsstr. 7, A-1010 Wien; Dr. Michael A. GÖTZINGER, Institut für Mineralogie und Kristallographie, Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien.

3. Geologie der Umgebungen von Annaberg und Schwarzenberg	163
3.1 Geologischer Aufbau	163
3.1.1 Die tektonischen Verhältnisse im Bereich des Schmelzfensters südlich von Annaberg	163
3.1.1.1 Das Schmelzfenster	164
3.1.1.2 Die Abgrenzung des Schmelzfensters gegen seinen Rahmen	164
3.1.2 Die tektonischen Verhältnisse im Gebiet Schwarzenberg	165
3.2 Lithologie und Stratigraphie der Mitteltriasentwicklung im Bereich des Schmelzfensters und des Schwarzenberges bei Türnitz	165
3.2.1 Lithologische und fazielle Charakteristik der mitteltriadischen Schichtglieder	166
3.2.1.1 Gutensteiner Schichten	166
3.2.1.2 Reiflinger Schichten	169
3.2.1.3 Wettersteinkalk	172
4. Der historische Bergbau, Beschreibung der Grubengebäude, Hauptmineralisation und Beschreibung der Vererzungstypen	174
4.1 Historischer Überblick	174
4.1.1 Annaberg	174
4.1.2 Schwarzenberg	179
4.1.3 Arzriedel, Brandmauer und Kohlinger	181
4.2 Beschreibung der Grubengebäude	181
4.2.1 Annaberg	181
4.2.2 Arzriedel	184
4.2.3 Schwarzenberg	185
4.2.4 Brandmauer	189
4.2.5 Kohlinger, westlich Frein	189
4.3 Hauptmineralisation und Vererzungstypen	190
4.3.1 Annaberg	190
4.3.2 Arzriedel	191
4.3.3 Schwarzenberg	191
4.3.4 Brandmauer	192
4.3.5 Kohlinger, westlich Frein	192
5. Mineralogisch-geochemische Untersuchungsergebnisse	192
5.1 Mineralogie	192
5.1.1 Annaberg (Hocheck - Galmeikogel)	193
5.1.2 Arzriedel	193
5.1.3 Schwarzenberg	193
5.1.4 Brandmauer	196
5.1.5 Kohlinger, westlich Frein	196
5.2 Geochemie	196
5.2.1 Geochemische Untersuchungen im Raum Annaberg (Hocheck - Galmeikogel) und Arzriedel	196
5.2.2 Geochemische Untersuchungen im Raum Schwarzenberg, Brandmauer und Kohlinger bei Frein	203
5.2.3 Silbergehalte von Gesteinsproben und Erzen	208
5.2.4 Geochemie des Fluors von Erzen und ausgewählten Gesteinsprofilen	208
5.2.4.1 Fluorgehalte von Erzen und deren Nebengesteinen	208
5.2.4.2 Fluorgehalte in Proben mehrerer Gesteinsprofile aus dem Raum Annaberg und Schwarzenberg	209
6. Gedanken zur Genese	210
Dank	211
Literatur	212

Zusammenfassung

Die Blei-Zink-Vererzung bei Annaberg findet sich schwerpunktmäßig im Schmelzfenster (Sulzbachdecke), daneben aber auch in der Unterberg- und Reisalpendecke, während das Vorkommen vom Schwarzenberg auf die Reisalpendecke beschränkt ist.

Die tektonische Abgrenzung und der Umfang des Schmelzfensters werden neu festgelegt.

Die erzführenden Mitteltriasschichtglieder bilden den Schwerpunkt der lithologisch-stratigraphisch-mikrofaziellen Untersuchungen. Nach einem historischen Überblick über die bergbaulichen Aktivitäten in diesen Regionen wird eine genaue Beschreibung der teilweise noch befahrbaren Grubengebäude anhand von markscheiderischen Aufnahmen gegeben.

Die Mineralisationen und die Vererzungstypen werden erstmals umfassend und detailliert beschrieben.

Die Neuergebnisse der gesteins- und bodengeochemischen Untersuchungen werden ebenso wie spezielle geochemische Analysen auf Fluor angeführt. Dabei ergeben sich generell erhöhte Pb-Zn und F-Gehalte in den anisischen Gesteinen.

Während die geringen Daten über die Vererzung von Annaberg keine eindeutigen Schlüsse auf die Genese der Mineralisation zulassen, wird für den vererzten Wettersteinkalk vom Schwarzenberg eine Mobilisation des Erzes aus den Reiflinger und Gutensteiner Schichten angenommen. Sichere Anzeichen für eine syngenetisch-synsedimentäre Anlage der abgebauten Vererzungen konnten nicht gefunden werden.

Blei-Zink und Fluor scheinen bei der aus anisischen Gesteinen angenommenen Mobilisation getrennte Wege gegangen zu sein.

Zu Vergleichszwecken werden die Blei-Zink-Vererzungen vom Arzriedel/Trübenbach, der Brandmäuer/Puchenstuben und vom Kohlanger/Frein übersichtsmäßig beschrieben.

Abstract

The lead-zinc-metallisation of Annaberg (Lower Austria) is concentrated in the Schmelz window (Sulzbach nappe), but it is also located in the Unterberg and Reisalpen nappe, whereas the old mining area of Schwarzenberg/Türnitz (Lower Austria) is restricted to the Reisalpen nappe.

The tectonic boundaries and the extent of the Schmelz window are newly fixed.

The middle-triassic ore hosting carbonate units are studied by lithology, stratigraphy and facies diagnostic.

After a historical review about the activity in these mining districts an exact description of the old underground workings is given by using mine maps.

For the first time the mineralisation and the ore types are observed and described within the mine and the laboratory in detail.

Geochemical characteristics of soils and rocks are illustrated also in regard to the specific element fluorine. Thereby a general enrichment of lead, zinc and fluorine is associated with anisian rocks (and particularly with their residual soils).

The genesis of the Annaberg ores is not well known because of the scanty facts about the deposit. The Schwarzenberg lead-zinc-mineralisation in the Wetterstein limestone are thought to represent a mobilisation product out of the Reiflinger and Gutensteiner units.

Cogent features of syngenetic-synsedimentary mineralisation are not found.

Lead-zinc and fluorine seem to have gone different ways during the mobilisation assumed out of the anisian rocks.

To get analogy to other, similar deposits the lead-zinc-metallisation of Arzriedel/Trübenbach, Brandmäuer/Puchenstuben (both Lower Austria) and Kohlanger/Frein (Styria) are generally described.

1. Einleitung

1.1 Problemstellung und Ziel der Untersuchungen

Zweck der vorliegenden Arbeit war, durch eine Bestandsaufnahme der Grubengebäude der ehemaligen Blei-Zink-Bergbaue bei Annaberg und am Schwarzenberg/Türnitz die Mineralisationen, die Ausdehnung und die Genese der Vererzungen zu erfassen. Aus diesem Grund wurden die Arbeitsgebiete geologisch kartiert und der Gesteinsbestand stratigraphisch und mikrofazial untersucht.

Auf der Grundlage der geologischen Kartierung und Grubenaufnahme wurden geochemische Beprobungen (Bodenproben und Gesteinsproben sowie Stollenprofile) durchgeführt.

Untersuchungen über Fluorgehalte in Erz- und Nebengesteinsproben sollten klären, ob Fluorit in den Vererzungen und/oder deren Nebengesteinen vorkommt, bzw., ob eine disperse Fluoritverteilung in Sedimentgesteinen der bearbeiteten Gebiete vorliegt.

1.2. Organisation und Entstehung der Arbeit

Diese Arbeit basiert auf den Vorarbeiten von G. HAGENGUTH (Schwarzenberg) und E. POBER (Annaberg), die auf Anregung von Herrn Dr. L. WEBER (Bundesministerium für Handel, Gewerbe und Industrie, Sektion V, Oberste Bergbehörde) am Institut für Geologie der Universität Wien (Vorstand Univ.-Prof. Dr. A. TOLLMANN) entstanden sind.

Indenselben Gebieten wurden von M. A. GÖTZINGER und R. LEIN Profilaufnahmen zum Zweck der Bestimmung der Fluorgehalte durchgeführt. (Diese Arbeit erfolgte im Rahmen der Erfüllung des Lagerstättengesetzes im Auftrag des Bundesministeriums für Handel Gewerbe und Industrie sowie des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung; Projekt NA 15: Flußspatprospektion in den östlichen Kalkalpen auf hydrogeochemischer Grundlagen). Eine Zusammenarbeit der Autoren war durch die ähnlichen Interessen vor Anfang an gegeben.

Im Zuge dieser Untersuchungen wurden auch die Vererzungen Arzriedel bei Trübenbach, Brandmäuer bei Puchenstuben und Kohlanger bei Frein in die Bearbeitung miteinbezogen.

2. Regionaler Überblick

2.1 Überblick über die stratigraphische und tektonische Position der Blei-Zink-Vererzungen

Die 5 hier behandelten Blei-Zink-Vererzungen in den östlichen niederösterreichischen Kalkvoralpen werden aufgrund der stratigraphischen Position in zwei Gruppen aufgeteilt: Das Vorkommen Hocheck und Galmeikogel bei Annaberg und die Vererzung Arzriedel bei Trübenbach/ Ötscher liegen in anisichen Karbonatgesteinen. Die Vorkommen Schwarzenberg bei Türnitz, Brandmäuer bei Puchenstuben und Kohlanger bei Frein/ Mürz betreffen ladinischen Wettersteinkalk bzw. Wettersteindolomit.

Aus der Abb. 1 (nach A. TOLLMANN, 1976) sind die tektonischen Positionen der Vererzungen zu entnehmen. Der tektonisch tiefsten Einheit, der inversen Sulzbachdecke, gehören die Vorkommen Hocheck (Annaberg), Brandmäuer und Arzriedel an. Das Blei-Zink-Vorkommen Schwarzenberg liegt in der darüber folgenden Reisalpendecke, jenes vom Galmeikogel (Annaberg) gehört zur Unterbergdecke.

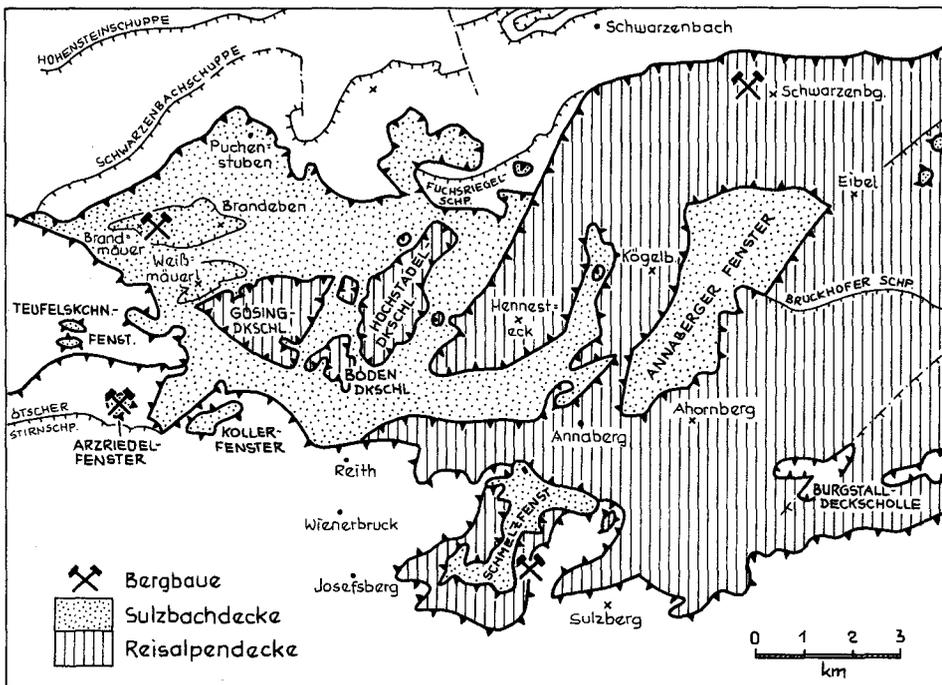


Abb. 1: Lageskizze und tektonische Position der bearbeiteten Blei-Zink-Vererzungen (Basis: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, A. TOLLMANN 1976 b).

2.1.1 Annaberg

Am Südostrand des Schmelzfensters südwestlich Annaberg befindet sich der ehemalige Silber-Blei-Zink-Bergbau (s. Abb. 1). Abb. 2 zeigt die topographische Lage der heute noch auffindbaren Einbaue. Die überwiegende Zahl der ehemaligen Grubengebäude, nämlich die Einbaue der St. Anna- und Joachimsgrube am Hocheck, liegen in dickbankigen Annaberger Kalken der inversen Sulzbachdecke, die hier im Schmelzfenster zutage tritt.

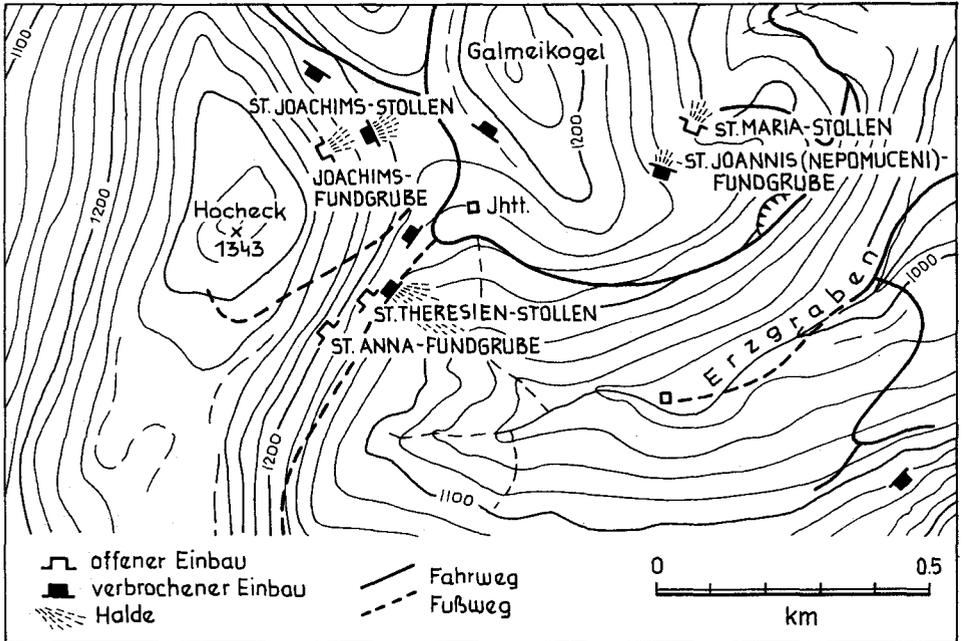


Abb. 2: Die Lage der ehemaligen Abbaue des Annaberger Grubenfeldes.

Die Vorkommen vom Galmeikogel (St. Johannes (Nepomuceni)-Grube) gehören tektonisch zur Unterbergdecke, sie liegen im Gutensteiner Kalk. Der Wettersteindolomit der tektonisch tieferen Reisalpendecke weist am Südosthang des Galmeikogels ebenfalls eine Bleivererzung auf.

Somit sind die Vererzungen in allen drei in diesem Gebiet aufgeschlossenen tektonischen Einheiten (Sulzbachdecke, Unterbergdecke, Reisalpendecke) entwickelt; die Hauptvererzung liegt allerdings in der Sulzbachdecke (Hocheck). Sie tritt in zwei stratigraphisch getrennten Niveaus im tiefen Anis (Annaberger Kalk und Gutensteiner Kalk) und untergeordnet im Ladin (Wettersteindolomit) auf.

2.1.2 Arzriedel

Die Träggesteine der Vererzung Arzriedel südöstlich Trübenbach am Ötscher sind (nach A. TOLLMANN, 1966, Taf. 1) anisichen Karbonatgesteinen der Sulzbachdecke zuzuordnen, die hier in einem kleinen Fenster innerhalb der Unterbergdecke zutage treten. Die Vererzung gehört derselben tektonischen Einheit wie Hocheck (Annaberg) und Brandmäuer (Puchenstuben) an (F. BAUER & H. HOLZER, 1964).

2.1.3 Schwarzenberg

Die Grubengebäude des ehemaligen Blei-Zink-Bergbaues liegen am Nordhang des Schwarzenberges westlich Türnitz. Die Vererzung ist ausschließlich an Gesteine der Reisalpendecke gebunden. Die Grubengebäude sind nur im stratigraphisch liegenden Abschnitt des Wettersteinkalkes angelegt (topographische Lage der Einbaue siehe Abb. 3), untertägige Aufschlüsse in den Reiflinger- und Gutensteiner Kalken liegen heute nicht mehr vor. Durch geochemische Methoden konnten auch in diesen beiden Schichtgliedern erhöhte Metallgehalte nachgewiesen werden.

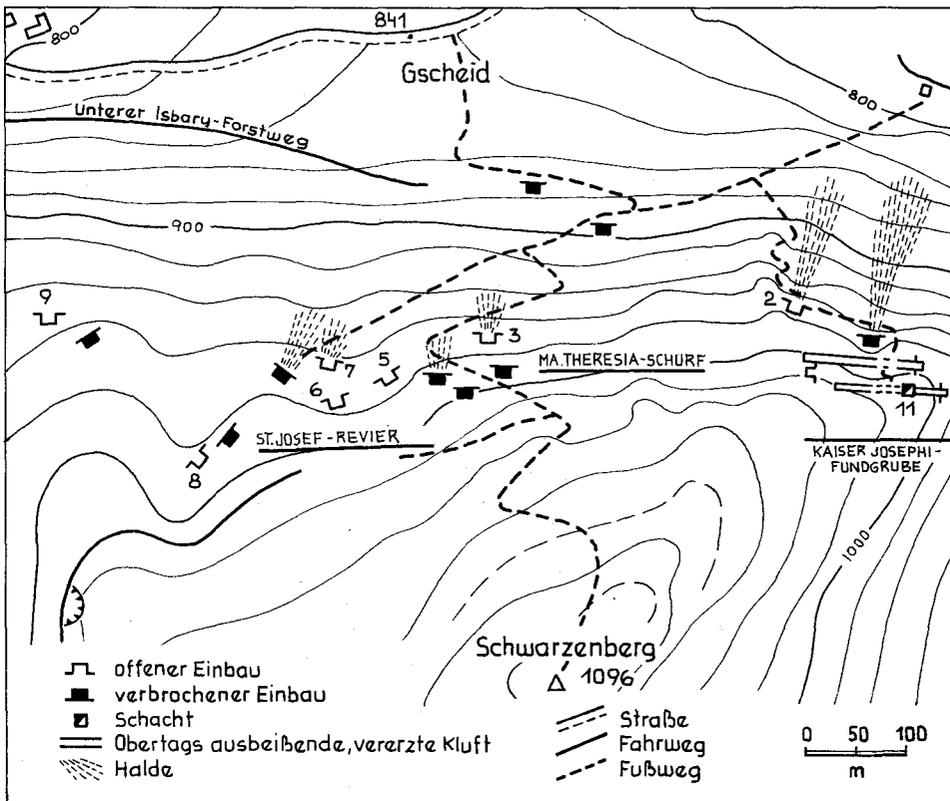


Abb. 3: Die Lage der ehemaligen Abbaue des Grubenfeldes am Schwarzenberg.

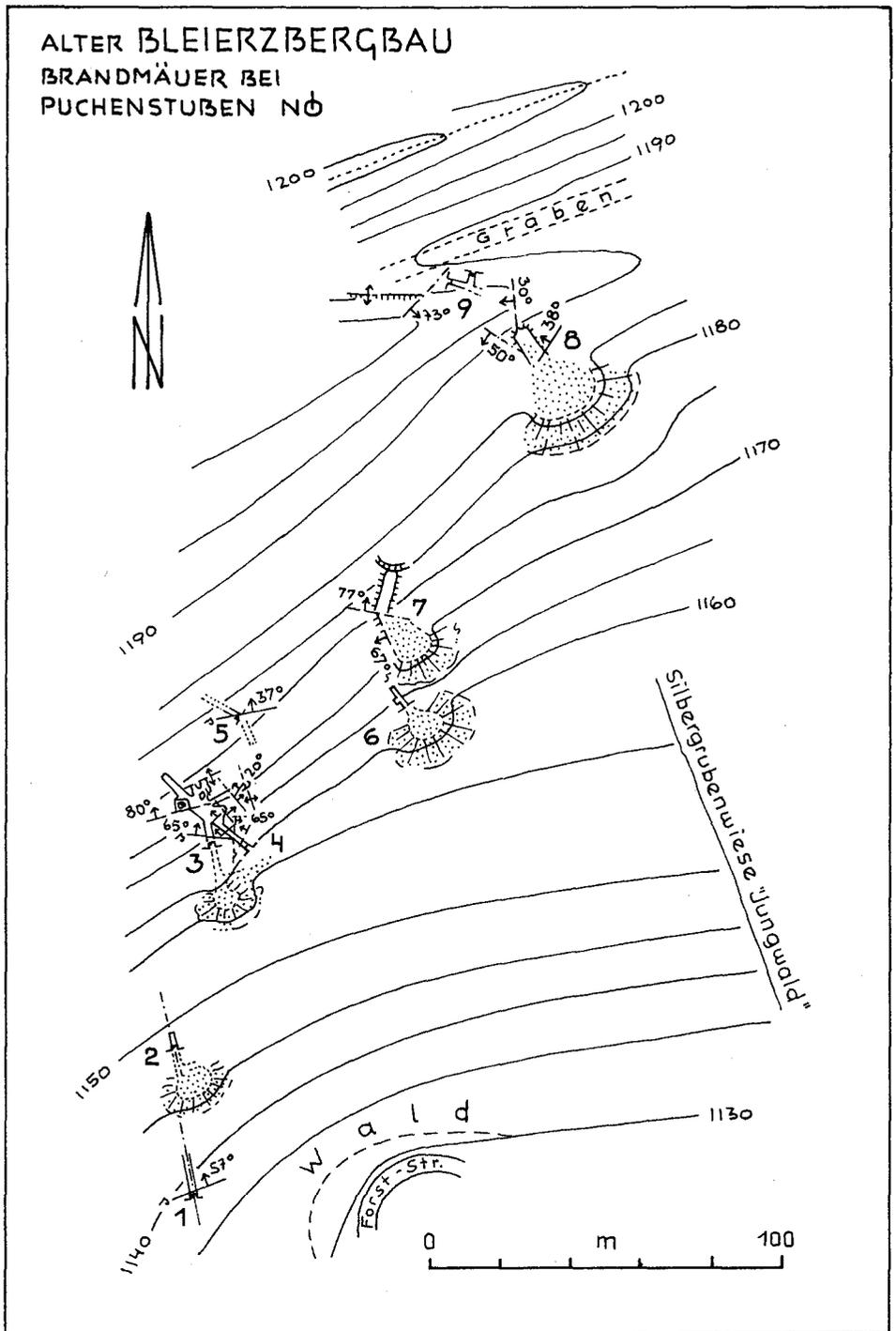


Abb. 4: Die Lage der ehemaligen Abbaue im Gebiet der Brandmauer bei Puchenstuben (nach O. SCHULZ & L. KOSTELKA, 1965).

2.1.4 Brandmäuer

Das Bleiglanzvorkommen Brandmäuer (Silbergrubenwiese) bei Puchenstuben (s. Abb. 4) tritt nach O. SCHULZ & L. KOSTELKA (1965, S. 180) in einer invers lagernden ladinischen Kalk-Dolomit-Folge (Wettersteinkalk und -dolomit) auf, die nach A. TOLLMANN (1966, S. 128) Teil einer der Sulzbachdecke angehörigen parautochthonen Deckscholle ist.

2.1.5 Kohlanger westlich Frein

Von dem am Nordabfall des Proles beim Kohlanger (3 km W Frein) gelegenen Bleivorkommen sind den Autoren keine Bearbeitungen bekannt. Vererzt ist hier nach der geologischen Karte von H. P. CORNELIUS (1936, 1952, S. 81) ein Wettersteindolomit, der nach R. LEIN (1981) zur Prolesdecke (Hallstätter Decke) zu stellen ist. Eine Einstufung des unmittelbar von Werfener Schichten unterlagerten, vererzten Dolomites liegt nicht vor, sodaß ein anisisches Alter nicht ausgeschlossen werden kann.

3. Geologie der Umgebung von Annaberg und Schwarzenberg

3.1. Geologischer Aufbau

3.1.1 Die tektonischen Verhältnisse im Bereich des Schmelzfensters südlich von Annaberg

Das Arbeitsgebiet zwischen Annaberg und Josefsberg in den niederösterreichischen Voralpen umfaßt ausschließlich die dem Tirolikum zugehörigen voralpinen Decken: zuunterst die verkehrt lagernde Sulzbachdecke, die in Form einer antiklinalen Aufwölbung im Schmelzfenster zutage tritt, darüber die Reisalpendecke, die im Norden und Nordosten den Rahmen des Fensters bildet, und in der höchsten tektonischen Position die vom Süden her überschobene Unterbergdecke. Letztere bildet den Hauptanteil des Fensterrahmens im Süden, Westen und Osten.

Die Abb. 1 (nach A. TOLLMANN, 1976) zeigt die Lage des Schmelzfensters im Grenzbereich Reisalpendecke/Unterbergdecke, wo die Sulzbachdecke als streichende Fortsetzung des Annaberger Fensters und des Mühlfelder Halbfensters zutage tritt. Die tektonischen Grenzen im Rahmen des Fensters sind entsprechend den Ergebnissen der Neuaufnahme korrigiert.

Die Schichtfolge der Unterbergdecke reicht im kartierten Gebiet von permischem Haselgebirge bis zu ladinischem Wettersteindolomit, die Reisalpendecke umfaßt hier Skyth (Werfener Schichten) bis Nor (Hauptdolomit) in der dolomitreichen Rohrer Fazies (Teilfazies der Hauptdolomitfazies, E. SPENGLER, 1959). Die Serienausbildung der Sulzbachdecke (mächtige Lunzer Schichten, fazielle Vertretung des Wettersteinkalks durch Reiflinger Kalk im gesamten Ladin, mächtige Aniskalke) entspricht der Lunzer Fazies.

3.1.1.1 Das Schmelzfenster

Nachdem das Fenster von E. SPENGLER (1927, S. 53) entdeckt worden war, wurde der Fensterinhalt von A. TOLLMANN (1966, S. 175 ff) als verkehrte Serie erkannt und der Sulzbachdecke zugerechnet. Diese Deutung wurde von G. ANTONIUS (1970) übernommen.

Die verkehrte Lagerung der Serien ist aus der Position der Reiflinger Kalke und Annaberger Kalke im Hangenden der Lunzer Schichten klar ersichtlich. Der stratigraphisch älteste Anteil des Lunzer Schichten-Paketes in Form der Reingrabener Schiefer tritt jeweils im Hangenden der Sandsteine, im Grenzbereich zu den Reiflinger Kalken auf. Die dunklen, dünn-schichtigen, wahrscheinlich anisischen, Reiflinger Hornsteinknollenkalke folgen über dem hellen, dickbankigen, hornsteinärmeren, wahrscheinlich ladinischen Anteil. Die im allgemeinen gegen Südosten einfallenden Reiflinger Kalke gehen gegen Hangend in Annaberger Kalk über. Diese Überlagerung ist in weiten Bereichen aufgeschlossen (Büchler Alpe Nordhang, Hocheck Westhang, Lassingdurchbruch östlich Innere Schmelz, Galmeikogel Nordhang).

3.1.1.2 Die Abgrenzung des Schmelzfensters gegen seinen Rahmen

Der Rahmen wird von zwei tektonischen Einheiten gebildet (s. o.), im Norden von der Reisalpendecke, im Süden, Westen und Osten von der Unterbergdecke. Die Unterbergdecke ist ihrerseits über die Reisalpendecke überschoben, was besonders deutlich am halbfensterartigen Auftauchen der Reisalpendecken-Dolomite im Erzgraben unter den Aniskalken der Unterbergdecke (im Norden am Galmeikogel, im Süden am Sulzberg) zu sehen ist (siehe Taf. 1).

Im Norden (Lassingdurchbruch östlich Innere Schmelz) überlagert Wettersteindolomit der Reisalpendecke diskordant eine steil nach Südosten einfallende Serie von Annaberger und Reiflinger Kalk und Lunzer Schichten, sodaß hier besonders deutlich wird, daß die mächtigen Mitteltriaskalke über den Lunzer Schichten dem Fensterinhalt angehören.

Die Abgrenzung gegen die Unterbergdecke, wo meistens zwei anisische Serien aufeinander treffen, erfolgt einerseits durch die Erfassung der geringmächtigen Werfener Schichten, die teilweise an der Basis der Unterbergdecke erhalten sind, andererseits auch durch die Unterscheidung des lithologisch klar individualisierten Annaberger Kalkes vom gleichaltrigen Gutensteiner Kalk. Die diskordante Überlagerung der erzführenden, dickbankigen, grauen Annaberger Kalke der Sulzbachdecke, die am Osthang des Hochecks steil gegen Südosten unter Werfener Schichten einfallen, durch die flach südwestfallenden Gutensteiner Kalke vom Galmeikogel (Unterbergdecke) ist in Taf. 2, Profil 1 zu sehen.

Im Westen des Fensters dienen Werfener Schiefer als Bewegungshorizont für Südwest-Nordost streichende Störungen, die im Graben zwischen Büchler Alpe und Alpl und am Nordhang des Alpls die Begrenzung der Fensteraufschlüsse markieren. Im Nordwestabschnitt des Schmelzfensters ist dieses Störungssystem die Ursache für die Verschuppung von Werfener Schichten der Unterbergdecke mit Kalken und Lunzer Schichten des Fensterinhaltes.

3.1.2 Die tektonischen Verhältnisse im Gebiet Schwarzenberg

Im Arbeitsgebiet Schwarzenberg/Türnitz ist der Stirnbereich der tirolischen Reisalpendecke sowie die tektonisch tiefer gelegene, von der Reisalpendecke von Süden her überschobene, Lunzer Decke aufgeschlossen.

Der stratigraphische Umfang der Reisalpendecke reicht im kartierten Gebiet vom Anis bis ins Karn, der der Lunzer Decke vom Karn bis ins Neokom.

Die Reisalpendecke bildet nach A. TOLLMANN (1976, S. 274) den Hangendschenkel einer Großfalte, deren Liegendschenkel nach der Auffassung dieses Autors die verkehrt lagernde Sulzbachdecke darstellt. Das Scharnier dieser riesigen Falte steht noch im Zusammenhang mit dem Hauptkörper der Reisalpendecke, sodaß noch im Stirnbereich dieser sonst aufrecht liegenden Einheit eine inverse Lagerung anzutreffen ist. Als Folge der Anlage des Großfaltenbaus, welchem die Reisalpendecke ihre Entstehung verdankt, kam es in dieser Einheit zu einer Längung in b, welche sich heute in der großräumigen Nord-Süd gerichteten Aufbiegung des Deckenkörpers (belegt durch das östliche Abtauchen des verkehrten Liegendschenkels der Stirneinrollung unter den aufrechten Hangendschenkel) und in der generellen Häufung Nord-Süd streichender Faltenachsen manifestiert. In der Lunzer Decke fehlen dagegen derartige Anzeichen für eine laterale Einengung.

Der südliche Anteil der Lunzer Decke gehört der Schwarzenbachschuppe an und weist einen einfachen Faltenbau auf, dessen Auflösung auf A. BITTNER (1896) zurückgeht. Hauptelement im Kartierungsgebiet ist die Ost-West verlaufende Seilerriegelmulde, deren Kern von Aptychenschichten (Tithon bis Neokom) gebildet wird. Die Schichtfolge dieser leicht überkippten Antiklinale ist teilweise reduziert, u. a. sind hier die sonst außerhalb des Kartierungsgebietes auftretenden Klauskalke offenbar völlig ausgequetscht.

3.2 Lithologie und Stratigraphie der Mitteltriasentwicklung im Bereich des Schmelzfensters und des Schwarzenberges bei Türnitz

Da im untersuchten Gebiet Vererzungen nur in Verbindung mit mitteltriadischen Gesteinen vorkommen, kann im Rahmen der behandelten Fragestellung auf eine nähere Beschreibung der Gesamtheit aller im kartierten Bereich um den Schwarzenberg (Taf. 3) und um das Schmelzfenster (Taf. 1) auftretenden Schichtglieder verzichtet werden. Die folgenden Angaben stützen sich vornehmlich auf eigene Profilaufnahmen, ergänzt durch die in jüngerer Zeit erschienenen Arbeiten von A. TOLLMANN (1966) und L. WAGNER (1970), die beide die Mitteltriasentwicklung des Untersuchungsgebietes eingehend behandeln.

Während die Arbeit von L. WAGNER (1970) alle bisher bekannten Daten über die Mitteltriasentwicklung der östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Alpenostrand zusammenfaßt und an Hand zahlreicher neu aufgenommenen Profile (von denen u. a. die Profile der Taf. 8, 10 und 12 in unseren Arbeitsgebieten liegen) zu detaillierten paläogeographischen Vorstellungen gelangt, verdanken wir A. TOLLMANN (1966) eine auf makroskopischen Kennzeichen beruhende Aufgliederung der voralpinen Mitteltrias-Entwicklung und die Einführung neuer lithostratigraphischer Einheiten, wie Furter Kalk, Annaberger Kalk und Raminger Kalk.

Trotz dieser beiden richtungweisenden Arbeiten stößt die Bearbeitung mitteltriadischer Sedimentgesteine dieses Raumes noch immer auf Schwierigkeiten. Zum einen ist eine exakte zeitliche Korrelierung der einzelnen Profile untereinander mangels ausreichender stratigraphischer Fixpunkte

problematisch, andererseits wird die Anwendbarkeit der von TOLLMANN neu eingeführten Schichtbezeichnungen durch ihre fehlende mikrofaziale Charakteristik eingeschränkt. Eine Neufassung dieser Begriffe und die Überprüfung ihrer mikrofazialen Eigenständigkeit, welche erst die Abtrennung als eigene Schichtglieder rechtfertigen würde, wäre wünschenswert, kann aber in dieser Arbeit nicht erfolgen.

3.2.1 Lithologische und fazielle Charakteristik der mitteltriadischen Schichtglieder

Zwischen den im Untersuchungsgebiet auftretenden tektonischen Haupteinheiten (Sulzbachdecke, Reisalpendecke und Unterbergdecke) bestehen nicht unbedeutende fazielle Unterschiede, die sich ab Wende Anis/Ladin zu verstärken beginnen und im Karn anhalten. Generell kann eine Abnahme des Flachwassereinflusses von Süden nach Norden festgestellt werden: Während in der südlichsten Einheit, der Unterbergdecke, über dem Niveau der Gutensteiner Schichten im Ladin eine durchgehende Seichtwasser-Entwicklung mit Wettersteinkalk und -dolomit vorliegt (z. B. Profil BÜCHLER ALPE S ANNABERG; s. L. WAGNER 1970, Taf. 10), und auch noch in der Reisalpendecke der Wettersteinkalk gegenüber der Beckenentwicklung der Reiflinger Schichten dominiert (s. Profil MITTERKEIL; Taf. 4/ Fig. 5), fehlen in der zum Inhalt des Schmelzfensters gehörenden Sulzbachdecke echte Plattformsedimente im Ladin (Profil LASSINGDURCHBRUCH, HOHECK-W, GALMEIKOGELN; Taf. 4/ Fig. 1-3).

3.2.1.1 Gutensteiner Schichten

Über den Werfener Schichten und einem Rauhackenhorizont setzen im obersten Skyth dunkle Bankkalk ein, für deren dünngebankte Varietät sich seit alters her der Name Gutensteiner Kalk eingebürgert hat (F. HAUER 1853, u. a.). Neben dieser Ausbildung und einer hellen, meist massigen Algenkalkentwicklung (Steinalmkalk und Wettersteinkalk) tritt als vermittelndes Bindeglied ein dickbankiger, mittelgrauer Kalk auf, dessen erstmalige Erfassung als eigenständige Varietät auf E. SPENGLER (1931, S. 18) zurückgeht und für den A. TOLLMANN (1966, S. 118) die Bezeichnung Annaberger Kalk geprägt hat. Als weitere Varietät wurde von demselben Autor für ebenfalls dickgebankte und mittelgraue, jedoch dolomitische und partienweise rauhackig verwitternde Karbonatgesteine der Name Furter Kalk eingeführt.

Gutensteiner Kalk und Dolomit

Die Gutensteiner Kalke sind in den meisten Aufschlüssen als dünnbankige, meist ebenflächig geschichtete, schwarze (oder auch graue bis braune), bituminöse Kalke ausgebildet. Eine Abschätzung ihrer Mächtigkeit fällt schwer, da durchgehend aufgeschlossene Profile zumeist fehlen, doch kann man für dieses Schichtglied nach L. WAGNER (1970, Taf. 12) im Bereich der Unterbergdecke mit Mächtigkeiten zwischen 80 – 100 m rechnen,

während die Mächtigkeiten im Bereich des Schmelzfensters (Sulzbachdecke) nicht über 30 – 40 m hinausgehen. Ebenfalls geringmächtig tritt der Gutensteiner Kalk in der Reisalpeckendecke auf (Profil Mitterkeil; Taf. 4/ Fig. 5).

Wo Gutensteiner Dolomit ausgebildet ist, stellt er meist den basalen Anteil der Gutensteiner Schichten dar, wie etwa östlich der Büchler Alpe, nahe der Überschiebung über die Sulzbachdecke (s. Taf. 1), doch können spätdiagenetisch gebildete Dolomite in den Gutensteiner Schichten auch in stratigraphisch höherer Position auftreten.

Am Galmeikogel sind die Gutensteiner Kalke und Dolomite Träger einer Zink- sowie einer Limonitvererzung.

Allgemein wird den Gutensteiner Schichten ein oberstskythisches bis mittelanisches Alter zugeschrieben (A. TOLLMANN 1976 a, S. 78); im Arbeitsgebiet war es allerdings trotz umfangreicher Bemühungen nicht möglich, eine fundierte biostratigraphische Einstufung der Kalke zu erzielen.

Mikrofazies: Zumeist treten biogenarme bis vollkommen sterile Mikrite bis Mikrosparite auf, in welche vereinzelt Pelletkörner eingestreut sind. Oft ist die Feinschichtung des Sedimentes noch erhalten, während Bioturbation nur selten beobachtet werden kann.

An Biogenen kommen neben Ostracoden auch vereinzelt Crinoiden und sandschalige Foraminiferen (nur in Lösproben beobachtet) vor. Die vorliegende, zumeist grobspätige Matrix (\varnothing 10 – 20 μm) ist das Ergebnis von Kornvergrößerung im Gefolge eines starken diagenetischen Lösungsumsatzes.

Charakteristisch für den Gutensteiner Kalk ist ferner das nicht seltene Vorkommen von Flußspat (siehe Abschnitt 5.2.4) und Coelestin (L. WAGNER 1970, S. 167).

Ablagerungsbedingungen: Die Gutensteiner Schichten s. str. können als Ablagerungen einer nicht allzu tiefen, vom offenen Meer weitgehend abgeschlossenen Stillwasser-Lagune interpretiert werden, die eine durch Evaporation bedingte Dichteschichtung mit hypersalinaren Bodenwässern aufgewiesen haben dürfte. Die weitgehende Biogenfreiheit im Sediment, aber auch die hohen Sr-Werte, die möglicherweise auf eine syngenetische bis frühdiaagenetische Coelestinbildung hinweisen, sind Anhaltspunkte für ein derartiges Modell. Die nur gelegentlich auftretende Bioturbation, sowie das Vorkommen benthonischer Foraminiferen in bestimmten Horizonten kann dagegen als Hinweis für episodisch erfolgte Milieuerbesserungen gelten, die durch Wasserumwälzungen, im Gefolge eines temporären Zusammenbrechens der Dichteschichtung, hervorgerufen worden sein könnten.

Annaberger Kalk

Unter der Bezeichnung Annaberger Kalk wird nach A. TOLLMANN (1966, S. 118, 1976 a, S. 80) eine etwas heller gefärbte dickbankige Sonderentwicklung des Gutensteiner Kalkes verstanden. Diese rein makroskopische Kriterien berücksichtigende Charakterisierung

vereinigt allerdings Gesteine unterschiedlicher Bildungsbereiche:

Zum einen haben wir es mit Ablagerungen eines biogenreichen Beckenrandbereiches mit Schüttungen von einer benachbarten, gut durchlüfteten Plattform mit Dasycladaceenkalken zu tun (= Typ 1; z. B. im Profil Mitterkeil, s. Taf. 4/ Fig. 5); zum anderen mit Sedimenten flacher Eintiefungen innerhalb der Plattform in mäßig subtidaler bis supratidaler Position. Für diesen Typ sind Algenlaminite und Messerstickkalke charakteristisch (= Typ 2; Profil Am Sabel, Taf. 4/ Fig. 4).

Während der Typ 1 mikrofazial nur bedingt als Sonderentwicklung des Gutensteiner Kalkes angesehen werden kann und weit eher Affinitäten zu den Reiflinger Schichten zeigt (mit welchen er bisweilen eng verknüpft auftritt), weist die andere Varietät starke Überschneidungen mit dem Begriff Furter Kalk auf. Allerdings wechseln die beiden Typen mehrfach miteinander ab (Annagrube, Profil Galmeikogel-N). Zumeist herrscht aber die biogenreiche Varietät (Typ 1) in stratigraphisch höherer Position vor.

Bis zu einer Neufassung des Begriffes Annaberger Kalk wird man diese beiden unterschiedlichen Entwicklungen vorbehaltlich unter derselben Bezeichnung subsumieren müssen, was auch in der vorliegenden Arbeit geschieht.

Die Hauptverbreitung des Annaberger Kalkes liegt in der Sulzbachdecke, wo auch die größten Mächtigkeiten auftreten (bis zu 160 m im Profil Galmeikogel-N, davon allerdings nur die Hälfte durchgehend aufgeschlossen).

Gut aufgeschlossen finden wir das Schichtglied im Lassingtal-Durchbruch (E Innere Schmelz, Profil Taf. 4/ Fig. 1) sowie entlang des neuen Forstweges am Osthang der Büchler Alpe. Außerdem tritt uns dieses Gestein in der Anna- und Joachimgrube (SE bzw. E Hocheck) entgegen.

Altersmäßig sind die Annaberger Kalke entsprechend ihrer Stellung im Profil ins obere Anis bis tiefe Ladin zu stellen, doch kann über die stratigraphische Reichweite dieses Schichtgliedes keine fundierte Aussage gemacht werden. Den einzigen Hinweis für das Überschreiten der Anis/Ladin Grenze liefert die Foraminifere „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN, die nach A. TOLLMANN (1976 a, S. 118) als ladinische bis unterkarnische Leitform gilt.

Mikrofazies: Neben sterilen Mikriten bis Mikrospariten mit vereinzelt auftretenden Wühlgefügen (z. T. mit Pellets verfüllt) kommen biogenführende Intrasparite bis Biosparite vor. Die Intraklaste (\emptyset bis 1 mm) sind meist gut gerundet, die Biogenhartteile weisen eine starke randliche Mikritisierung auf. An Biogenen treten neben Schalenbruchstücken von Ostracoden und Lamellibranchiaten vereinzelt Crinoiden auf. Häufig sind Einschüttungen von Dasycladaceen-Bruchstücken. Foraminiferen finden sich nur in den intraklastreichen Partien.

Die beiden Faziestypen, nämlich die sterilen Mikrite und die biogenführenden Intrasparite, lassen sich makroskopisch nicht voneinander trennen, sondern treten innerhalb eines Profiles wiederholt nacheinander auf (z. B. Annagrube).

Ablagerungsbedingungen: Wie bereits angeführt, wurde ein Teil des Annaberger Kalkes im Randbereich eines Beckens abgelagert, wo – im Gegensatz zu den stagnierenden Bedingungen im Becken selbst – eine ständige Wasserzirkulation für gute Durchlüftung

sorgte. Die Einschüttung von Biogenhartteilen und früh zementierten Lithoklasten aus der Seichtwasserplattform kann eventuell als Hinweis für eine *steile* Morphologie des von der Plattform ins Becken abfallenden Hanges gedeutet werden, während dagegen an anderen Stellen, wo Intraklastschüttungen fehlen und die sterilen (Pel-)Mikrite allmählich in Algenlaminiten übergehen, die Morphologie des Beckenrandes sehr flach gewesen sein muß.

Fossilien: Foraminiferen treten nur im obersten Bereich des Annaberger Kalkes, knapp unterhalb des darüber einsetzenden Reiflinger Kalkes auf. Lösproben auf Conodonten waren negativ.

Profil Hocheck-W (Taf. 4/ Fig. 2), Probenserie H: *Lingulina* sp., *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN, *Trochammina* sp.

Profil Lassingdurchbruch (Taf. 4/ Fig. 1), Probe 80/7: *Endothyranella elongata* SALAJ, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC.

Profil Mitterkeil (Taf. 4/ Fig. 5)

A 231: *Ammobaculites* sp., *Glomospira densa* (PANTIC), *Trochammina* sp.

A 232: *Glomospirella irregularis* EFIMOVA, *Hyperammina gracilis* (PANTIC), *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Meandrospira deformata* SALAJ, *Trochammina* sp.

A 234: *Ammobaculites elongatus* SALAJ, *Ammobaculites* sp., *Endothyranella bicamerata* SALAJ, *Ammobaculites* sp., *Endothyranella bicamerata* SALAJ, *Glomospira densa* (PANTIC), *Glomospirella grandis* (SALAJ).

Oberer Isbary-Forstweg, SH. 1015 m: *Encrinurus liliiformis* (LAM.), *Dadocrinus gracilis* (BUCH).

3.2.1.2 Reiflinger Schichten

Die Reiflinger Schichten treten im Untersuchungsgebiet in verschiedenen stratigraphischen Positionen und mit unterschiedlicher Mächtigkeit auf. Während sie in der Sulzbachdecke zwischen Annaberger Kalk und Lunzer Schichten auftreten und dort Mächtigkeiten von 50 – 60 m aufweisen (Profil Lassingdurchbruch und Hocheck-W; Taf. 4/ Fig. 1–2), erreichen sie in der Reisalpendecke mehr als 100 m und treten im Liegenden wie im Hangenden des dort vorliegenden Wettersteinkalk-Niveaus auf. In der Unterbergdecke, wo sie eingeschaltet zwischen Gutensteiner Kalk und Wettersteinkalk vorkommen, erreichen sie dagegen bloß einen Gesamtumfang von 10 – 15 m.

Im wesentlichen können drei lithologische Haupttypen unterschieden werden:

ein hell- bis mittelgrauer, ebenflächiger Hornsteinbankkalk, der starke Affinität zur bioklastenreichen Varietät des Annaberger Kalkes aufweist;

die übliche dunkle, dünngeschichtete Entwicklung mit welligflächigen Hornsteinbankkalken (Reiflinger Kalk s. str.);

sowie ein heller, ebenfalls welligflächiger, jedoch dickbankiger Kalk, für den A. TOLLMANN (1966, S. 124) die Bezeichnung Raminger Kalk eingeführt hat.

Ebenflächige Hornsteinbankkalke der Reiflinger Schichten

Hell- bis mittelgraue, ebenflächige, zumeist grobgebankte Kalke mit reichlich Echinodermenspatdetritus. Diese Varietät ist im Arbeitsgebiet auf die Reisalpendecke beschränkt. Im Profil Mitterkeil treten diese Kalke über monotonen Gutensteiner Schichten auf und leiten zu den typischen Reiflinger Kalken s. str. im Hangenden über.

Mikrofazies: Biogenführender Mikrit bis Intrabiosparit.

Das Sediment setzt sich vorwiegend aus 2 – 10 mm starken Arenitschuttlagen zusammen, die mit 1 – 2 mm mächtigen autochthonen Pelitlagen wechsellagern. Zumeist ist jedoch diese primäre Wechselfolge bioturbat überprägt. Die Arenitlagen sind gradiert und sparitisch zementiert. Die Intraklasten (\varnothing 160 – 500 μm) sind zumeist kantengerundet. Als Biogene treten vorwiegend Bruchstücke von Kalkalgen, sowie Foraminiferen, Echinodermen und stellenweise Schalenbruchstücke von Lamellibranchiaten und Ostracoden auf. Die Biogene zeigen teilweise eine extrem starke Mikritisierung. Im fossilreichen Hangendabschnitt knapp unterhalb des Wettersteinkalkes tritt gehäuft schlecht kristallisierter Glaukonit auf.

Fossilien: Aus zahlreichen Lösproben des tieferen Profilabschnittes liegen nur stratigraphisch wenig aussagekräftige Astform-Conodonten vor. Dagegen kann dem unmittelbar unter dem Wettersteinkalk liegenden Hangendbereich der von D. STUR betriebene Fund von *Flexoptychites flexuosus* (MOJS.) und *Paraceratites trinodosus* (MOJS.) zugeordnet werden (L. WAGNER 1970, S. 76). Ebenfalls aus diesem Niveau dürfte unsere aus Lesesteinen stammende Aufsammlung von *Flexoptychites acutus* (MOJS.) und *Parakellnerites boeckhi* (ROTH) angehören (Probe A 451), sowie eine von BITTNER (1894) beschriebene Brachiopodenfauna.

Profil Mitterkeil (Taf. 4/ Fig. 5).

A 451: *Gondolella constricta* (MOSHER & CLARK), *G. excelsa* (MOSHER).

Reiflinger Schichten s. str.

Dunkelgraubraune, meist dünnsschichtige (cm-Bereich) und überwiegend welligflächige Kalke, z. T. mit Hornsteinbändern.

Ausgeprägte Knollenkalke treten vor allem in der Sulzbachdecke auf, wo sie in den tieferen Profilabschnitten sehr dunkel gefärbt und ausgesprochen dünnsschichtig entwickelt sind. Im Hangenden liegen dagegen helle Hornsteinkalke mit weitständiger (10 – 15 cm) Bankung und verminderter Hornsteinführung vor. Diese hellen, mittel- bis oberladinischen Bankkalke zeigen zwar makroskopische Ähnlichkeiten zum Raminger Kalk, entsprechen jedoch mikrofaziell der dünnsschichtigen dunklen Varietät. (Deshalb wurde auf eine kartierungsmäßige Trennung dieser beiden Entwicklungen verzichtet).

Im obersten Abschnitt der grobgebankten Entwicklung finden sich auf den Schichtflächen mm-starke Mergelbestege. In diesem Bereich ist auch ein Tuffithorizont erschlossen (Profil Galmeikogel-N; Taf. 4/ Fig. 3), der nach L. WAGNER (1970, S. 66) dem charakteristischen *Daonella cf. indica* (BITTNER) führenden Tuffniveau von Großreifling, Göstling und Frankenfels entsprechen soll.

Die Mächtigkeit der Reiflinger Schichten im Profil Galmeikogel-N (Taf./4 Fig. 3) ist tektonisch stark reduziert; an Stelle der aufgeschlossenen Mächtigkeit entlang der Forststraße von 45 m muß mit einem doppelt so hohen Gesamtbetrag gerechnet werden (L. WAGNER 1970, Taf. 8). Im dargestellten Profil Galmeikogel-N scheint vor allem der höchste, unmittelbar unter den Lunzer Schichten gelegene Anteil der Reiflinger Schichten verlorengegangen zu sein.

In der Reisalpendecke sind die unter dem ladinischen Wettersteinkalk auftretenden Reiflinger Kalke ebenflächig entwickelt. Sie erreichen dort im Profil Mitterkeil eine Mächtigkeit von ca. 50 m (auch in diesem Fall dürfte der stratigraphisch höchste Abschnitt tektonisch amputiert worden sein).

Mikrofazies: Biogenführender Mikrit bis Dismikrit.

Vermutlich lag ursprünglich eine Wechselfolge von biogenreichen, vorwiegend Schwammnadeln und Radiolarien führenden Lagen und biogenarmen, meist nur Ostracoden enthaltenden Lagen vor. Dieser primäre Aufbau, der als Ergebnis eines oszillierenden Wechsels von Sauerstoffangebot und anderer milieuprägender Faktoren angesehen werden kann, ist meist durch Bioturbation verwischt. Der Reichtum an authigen gesproßtem Pyrit spricht für reduzierende Verhältnisse im Sediment.

An Biogenen sind in erster Linie Schwammnadeln (\varnothing 40 μ m) festzustellen, weiters Radiolarien (\varnothing 120 – 160 μ m) sowie fallweise Filamente. In den dickbankigen Reiflinger Schichten können die Filamente, die wahrscheinlich larvale Stadien von Bivalven darstellen, bis zu 10% des Sedimentes ausmachen. In kausalem Bezug dazu steht die Häufung der gleichzeitig auftretenden fecal pellets.

Fossilien: Die Conodontenfaunen des Profils Galmeikogel-N (Taf. 4/ Fig. 3) belegen ein ladinisches Alter.

A 200: *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.); Astformen des *Gl. tethydis*-Mullelementes.

A 202: *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella trammeri* KOZUR; Astformen des *Gl. tethydis*-Mullelementes.

A 203: *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella cf. szaboi* KOVACS.

Raminger Kalk

Hellgraue, grobgebankte (8 – 30 cm), welligflächige Kalke mit Hornsteinen.

Im Untersuchungsgebiet sind die Raminger Kalke nur in der Reisalpendecke in Form einer dünnen möglicherweise tektonisch reduzierten Einschaltung zwischen Wetterstein-

kalk und Lunzer Schichten entwickelt. Am besten ist dieses Schichtglied im Bereich des Unteren Isbary-Forstweges (s. Taf. 3) aufgeschlossen.

Mikrofazies: Biopelmikrit bis -dismikrit.

Als Biogene treten vorwiegend Filamente und Radiolarien auf. Wühlgefüge (\varnothing 1 mm) sind vereinzelt geopetal mit Pellets verfüllt.

Das reichliche Vorkommen von Radiolarien und Conodonten (s. u.) spricht für ein ozeanisches Milieu mit optimalen Lebensbedingungen, wie sie in den anderen Horizonten der Reiflinger Schichten im Arbeitsgebiet nicht gegeben waren.

Fossilien: Ostende des Unteren Isbary-Forstweges, S Gscheid: Probe R 1: *Gladigondolella malayensis* NOGAMI, *Gl. tethydis* (HUCKR.) *Gondolella inclinata* KOVACS, *Carinella hungarica* (KOZUR & VEGH), *G. mungoensis* (DIEBEL), *Hindeodella suevica* TATGE, *H. triassica* MÜLLER und Astformen des *Gladigondolella tethydis*-Multielementes.

N-Abfall des Hohensteines, am Unteren Isbary-Forstweg; Probe R 3: *Gondolella inclinata* KOVACS, *G. polygnathiformis* BUD. & STEF., *Carinella* cf. *mostleri* KOZUR, *Hindeodella suevica* TATGE, *H. triassica* MÜLLER und Astformen des *Gladigondolella tethydis*-Multielementes.

Ostabfall des Sandkogels, an der Forststraße unmittelbar E Schlägelhäusl; Probe R 5: *Gladigondolella malayensis* NOGAMI, *Gl. tethydis* (HUCKR.), *Gondolella inclinata* KOVACS, *G. trammeri* KOZUR; *Hindeodella suevica* TATGE, *H. triassica* MÜLLER und Astformen des *Gladigondolella tethydis*-Multielementes.

Profil Mitterkeil (Taf. 4/ Fig. 5):

A 237: *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella inclinata* KOVACS; *Ozarkodina tortilis* TATGE u. Astformen des *Gl. tethydis*-Multielementes.

A 238: *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella* spec. indet; Astformen des *Gl. tethydis*-Multielementes.

A 239: *Gladigondolella malayensis* NOGAMI, *Gl. tethydis* (HUCKR.), *Gondolella inclinata* KOVACS, *Metapolygnathus* sp. (*mungoensis*?).

3.2.1.3 Wettersteinkalk und -dolomit

Hellgraubraune bis hellgraue, kaum gebankte bis massige Karbonatgesteine, welche zumeist eine stärkere diagenetische Überprägung aufweisen. Im Gelände tritt dieses Niveau wegen seiner Neigung zur Wandbildung morphologisch hervor.

Im Bereich der Lunzer Fazies (Sulzbachdecke) fehlt der Wettersteinkalk bzw. -dolomit vollständig und wird dort von Reiflinger Schichten vertreten.

Erst weiter im Süden, im Bereich der Reisalpendecke, kommt es zur Ausbildung kleindimensionierter Seichtwasserplattformen von unterschiedlicher Ausdehnung und Mächtigkeit. Der laterale Übergang zur Beckenentwicklung der Reiflinger Schichten ist noch an mehreren Stellen, z. B. am Stierhalt-Kogel (L. WAGNER 1970) als Verzahnung erhalten.

Zeitlicher Umfang und Mächtigkeit der Plattformsedimente ist in diesem Bereich sehr unterschiedlich, im Profil Mitterkeil (Taf. 4/ Fig. 5) wird der Wettersteinkalk von Beckenablagerungen des Reiflinger Schichtkomplexes unter- bzw. überlagert und erreicht dort eine Mächtigkeit von 150 – 200 m. Der Wettersteinkalk vertritt im Profil Mitterkeil den Zeitraum höheres Unterladin bis höheres Oberladin.

In der Unterbergdecke folgt über dem Gutensteiner Niveau sofort der Wettersteinkalk bzw. (in stratigraphisch höherer Position) der Wettersteindolomit.

Mikrofazies: Biointrasparit bis biogenführender Intrapelsparit (bzw. -dismikrit). An Biogenen treten häufig Foraminiferen, Ostrakoden, Kalkalgen, Bryozoen und Schwämme auf. Vereinzelt können noch zwei primäre Zementgenerationen beobachtet werden, zumeist aber sind sowohl die Biogenharteile als auch die frühen Zemente einer spätdiagenetischen Lösung und Umkristallisation zum Opfer gefallen.

Ablagerungsbedingungen: Die im Profil Mitterkeil beprobten Bereiche, wie auch die Wettersteinkalke der Brandmauer, gehören einer lagunären Rückriffentwicklung an; ein dazugehöriger Riff- bzw. Vorriffbereich konnte im Untersuchungsgebiet nicht erfaßt werden.

Auffallend ist das rasche und faziell unvermittelte Einsetzen der Seichtwassersedimente über den Beckenablagerungen im Liegenden, ohne daß im Basisbereich des Wettersteinkalkes Anzeichen einer Riff- oder Vorriffentwicklung zu beobachten wären. Das Fehlen einer solchen Zonenabfolge ist entweder tektonisch bedingt oder könnte auf eine flache Morphologie der Plattformränder hinweisen, welche eine rasche Ausdehnung der Karbonatplattform über das Becken begünstigt haben dürfte.

Fossilien:

Profil Mitterkeil (Taf. 4/ Fig. 5):

A 224: *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Earlandia amplimuralis* (PANTIC).

A 225: *Glomospira* sp., *Trochammina* cf. *almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN, *Ammobaculites wirzi* KOEHN-ZANINETTI.

A 226: *Jaculella tintinniformis* (MISIK), *Ammobaculites wirzi* KOEHN-ZANINETTI, „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC.

4. Der historische Bergbau, Beschreibung der Grubengebäude, Hauptmineralisation, Beschreibung der Vererzungstypen

4.1 Historischer Überblick

Geschichtliche Arbeiten über die in den östlichen Kalkalpen gelegenen Blei-Zink-Bergbaue sind mehrfach erschienen. Hier wird eine Zusammenfassung und Erweiterung dieser Arbeiten vorgelegt, um ein möglichst vollständiges Bild von den Kenntnissen über die ehemaligen Lagerstätten zu geben.

Aus der Betriebszeit der Bergbaue gibt es nur wenige Unterlagen über die Geologie und Mineralogie der Vererzungen, abgesehen von den noch erhaltenen Grubenkarten und Aufzeichnungen im Hofkammerarchiv in Wien (vgl. Abb. 5 und Tab. 1) und im Archiv der Montanuniversität Leoben. Eine Umrechnungstabelle für alte Maßeinheiten gibt Tabelle 7.

4.1.1. Annaberg

Der Vererzung von Annaberg wurde 1751 von einem Gastwirt entdeckt, dessen Proben von „k.k. Probiramt in Wien“ als reich an Silber befunden wurden. Bereits 1752 wurde mit den Aufschließungsarbeiten begonnen, und zwar durch Anschlagen des St. Theresien-Stollens im St. Anna-Grubenfeld am Südosthang des Hochecks (Abb. 6). 1753 wurde am Osthang des Hochecks die St. Joachims-Grube durch Anschlagen des gleichnamigen Stollens angefahren. Bis zur ersten Prägung eines Ausbeutetalers (1758) wurden etwa 1.600 kg Feinsilber gewonnen. Trotz einer anschließenden Abnahme der Silberausbeute – die Verschuldung stieg deshalb enorm an – wurde 1760 eine Schmelzhütte im Lassingbachtal errichtet. Bis dahin waren die Erze zur Verhüttung nach Zarnovice in Ungarn gebracht worden. Mit der Errichtung der „Annaberger Hütte“ kam es auch zur Verarbeitung von Erzen aus fremden Gruben. Neben Bleiglanz von Bleiberg/ Kärnten und später auch vom Schwarzenberg, von der Frein und wahrscheinlich von der Brandmauer wurde z. B. auch Schladminger Berggold verhüttet. Ab 1762 kam es durch Produktionssteigerung wieder zu einer ergiebigen Silberausbeute, die 1765 zur Prägung eines zweiten Ausbeutetalers führte (Feinsilberproduktion in der Zeit von 1762 bis 1765 ca. 365 kg). Neben der Silbererzförderung wurden auch erhebliche Mengen Zinkerz ausgebracht, was 1765 zur Errichtung eines Messingwerkes in der Schmelz führte. Das benötigte Kupfer wurde aus Spitz an der Donau und aus Ungarn herangeführt. Ebenfalls 1765 wurde am Galmeikogel ein neues Bleiglanz- und Zinkvorkommen entdeckt (St. Joannis – Nepomuceni-Fundgrube), das vorerst die Rentabilität der Messingfabrik sicherte. 1767 kam es zur letzten Gewinnausschüttung des Bergbaues, der von da an passiv arbeitete. In den Jahren von 1768 bis 1783 wurden nur etwa 280 kg Feinsilber aus den Annaberger Erzen gewonnen. Auch die Zinkerzförderung verlor wieder an Bedeutung, sodaß 1780 die Messingfabrik in ein „Kupferauszainwerk“ umgewandelt wurde. 1805 oder 1814 wurde der Bergbau endgültig eingestellt, und 1821 kam es zur Versteigerung der Werkskomplexe und wahrscheinlich zur Schließung des bestandenen k.k. Hüttenamtes zu Annaberg.

Literatur: STÜTZ, A. 1807; HALLER, A. 1982; POSEPNÝ, F. 1894; HABERFELLNER, J. 1907; MAYRHOFER, R. J. 1948.

Tabelle 1: Verzeichnis der im Hofkammerarchiv in Wien befindlichen Grubenkarten der ehemaligen Bergbaugebiete bei Annaberg, Schwarzenberg, Puchenstuben und Frein.

1. Annaberg

- Pd 1: um 1757; „Grund- und Profil-Mappa über das 1 1/2 Stund von St. Anna-Berg gegen Mittag entfernt, in der sogenannten hohen Allm am großen Ort der Leisinger Hüet hinter den Gebürg Hochstall befindliche Bergwerck“
- Pd 2: 1739; Ansicht der Felsen am Hocheck mit der Lage der ersten Einbaue
- Pd 27: um 1765; Grund-Rieß von der St. Anna Fund-Gruben, den St. Theresia- und Caroli-Stollen, nebst den darüber befindlichen Läufe
- Pd 28: 1765; 1. Grund-Rieß des ersten Zubau-Stollens mit dem zwischen St. Anna-Fundgruben und besagter . . . befindlichen Untersuchungen
2. Zweiter Zubaustollen
3. Dritter und Vierter Zubaustollen
- Pd 29: 1759; Grund- und Profilriß der St. Anna Fundgruben
1756; Lageskizze der St. Anna Fundgruben
- Pd 30: um 1760; St. Joachims Gruben mit Lage der St. Anna Einbaue
- Pd 31: um 1760; St. Anna und St. Joachims Gruben mit allen Strecken
- Pd 58: 1773; Werksgebäude und Schmelzöfen (Ansicht und Bauplan)
- Pd 99: 1769; St. Anna und St. Joachims Fundgruben
- Pd 128: 1769; Sct. Joannis (Nepomuceni) Fund-Grübener Grund- und Profill-Rieß
- N 202: 1794; Messingwerke in der Schmelz
- H 77: 1775; Grundriß der Schmelz
- K 61: 1777; genaue Situationsskizze des Raumes um Annaberg

2. Schwarzenberg.

- Pd 140 (1): um 1774; „Grund, und Profill-Rieß über Das am Schwartzten Berg ohnweit Tyrniz gelegenen Kayser Josephi Fund-Grübner Berggebäude zu St. Annaberg in Österreich geherig“
- Pd 140 (2): 1776; Grund, und Profill Rieß über Daß am Schwartzten-Berg ohnweit Thyrnitz gelegenen Kayser Josephi Fund-Grübner Berggebäude zu St. Annaberg in Österreich“
- Pd 141: 1779; „Grund und Profill Riß Ueber die Kai. König. Schwarzenberger Josephi Fundgrube bei Tirnitz in Unter Oesterreich“

3. Puchenstuben

- Pd 26: um 1765; „Grundt- und Profill-Rieß von dem in der Brandteben befundenen Bergbau“
- Pd 144: 1784; Brandeben

4. Kohlanger W Frein

- Pd 34: um 1760; „Von dem in der Proles hinter Mariazell in der Steier Mark befindlichen Kießbergbau“

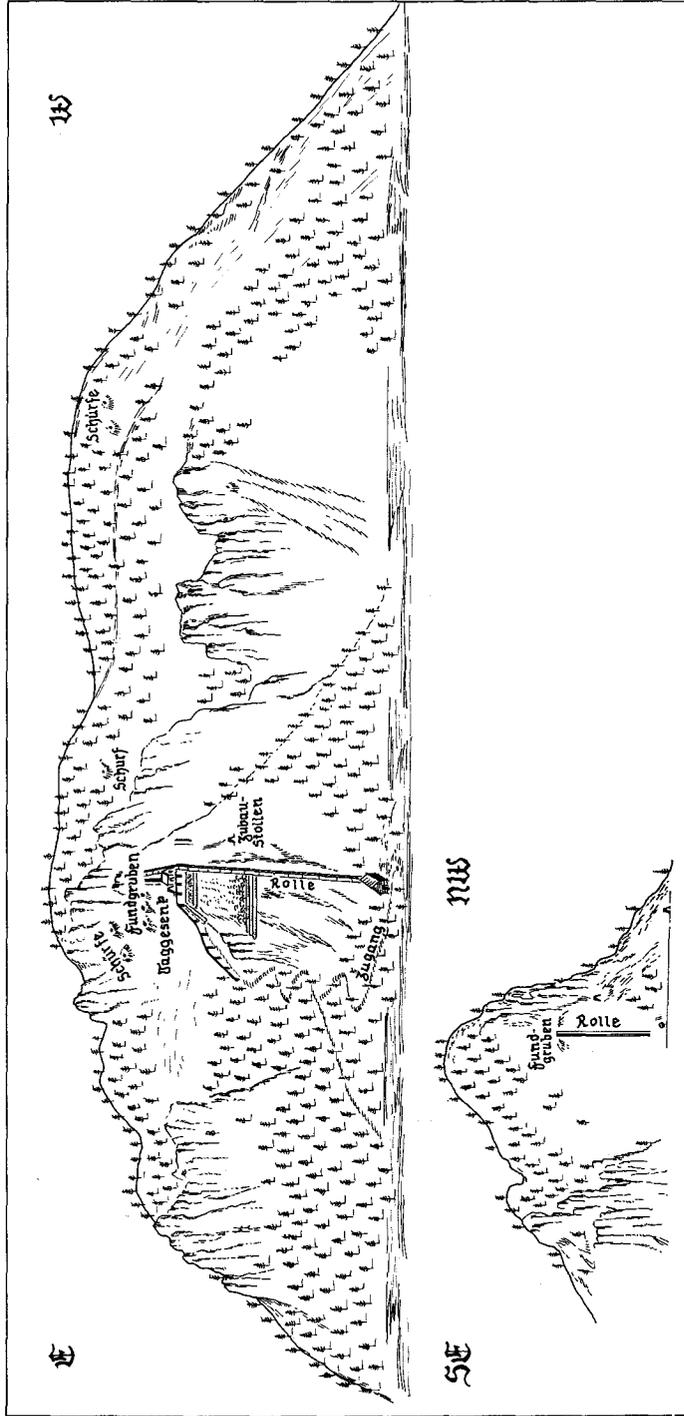
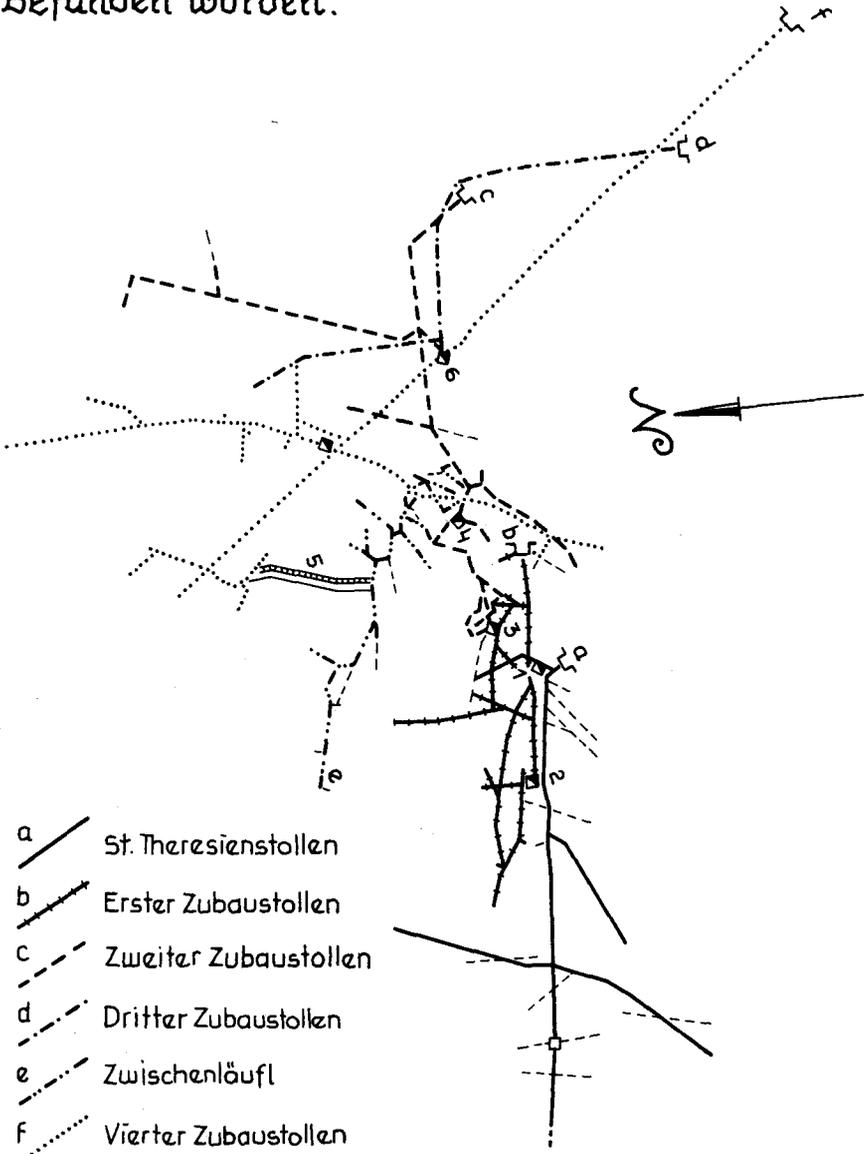


Abb. 5: Historische Ansicht des Schwarzenberger Revieres.

Von dem in Nieder Österreich ohnweit St. Annaberg auf der so genannten Hoch-Alm befindlichen Bergbau, wie selber bei verschinnen im Monat Maja 1759 befunden worden.



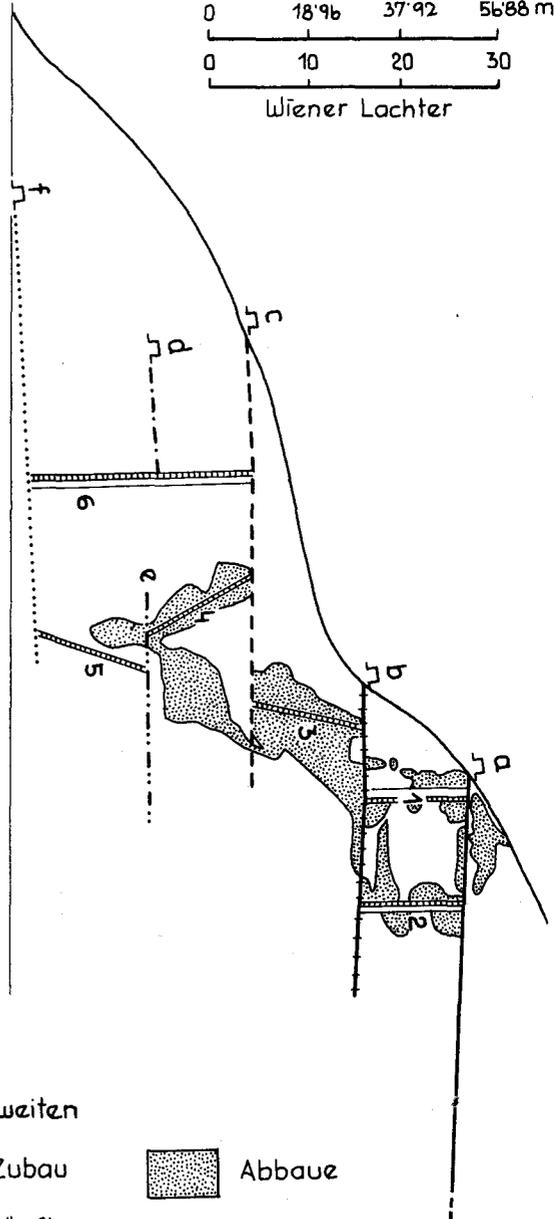
- a / St. Theresienstollen
- b / Erster Zubaustollen
- c / Zweiter Zubaustollen
- d / Dritter Zubaustollen
- e / Zwischenläufl
- f / Vierter Zubaustollen

Abb. 6: Historischer Grubenplan „Von dem in Nieder-Österreich ohnweit St. Annaberg auf der sogenannten Hoch-Alm befindlichen Bergbau, wie selber bei verschinnen im Monat Maja 1759 befunden worden“.

0 18'96 37'92 56'88 m

0 10 20 30

Wiener Lachter



- 1 St. Caroli Gesenk
- 2 St. Theresien Gesenk
- 3 Gesenk zw. Ersten u. Zweiten Zubaustollen
- 4 Gesenk zw. Zweiten Zubau u. Zwischenläufl
- 5 Gesenk zw. Zwischenläufl u. Vierten Zubaustollen
- 6 Gesenk zw. Zweiten und Vierten Zubaustollen

 Abbaue

4.1.2 Schwarzenberg

Die erste urkundliche Erwähnung besagt, daß der Bergbau 1623 begonnen und in der Folge wieder aufgelassen wurde. Im Jahre 1662 verlangte Johann Baptist von Khunitz von Kaiser Leopold I. ein altes, verlegenes Bergwerk zu erheben. Er bekam Bescheid, daß das Aerarium gedenke, den Abbau selbst zu betreiben. 1687 kam es dann zur Wiederaufnahme der Arbeiten durch Graf Theodor von Sinsenburg, welcher 1.000 „Centner“ (= 56.000 kg) Blei lieferte. 1705 ging der Bergbau in den Besitz des Fürsten Liechtenstein über. Erst durch die zweite maria-theresianische Bergwerkserhebung, die allen hier behandelten Bergwerken wieder zu Bedeutung verhalf, wurde der Blei-Zink-Abbau 1774 erneut aufgenommen (Abb. 7). Zwischen den Jahren 1776 und 1780 wurden ca. 460 Tonnen Reinblei erzeugt. Nach diversen Angaben enthielt das derbe Bleierz 60 bis 70 Pfund (= 33,6 – 39,2 kg = 60 – 70%) Blei und ein Viertelloth (= 4,37 g = 78 ppm) Silber im Centner (= 56 kg). So wurden 1783 aus dem Schwarzenberger Revier ca. 22 kg Feinsilber bei der Annaberger Hütte eingelöst. Der Bergbau wurde bis 1813 betrieben; er war bis 1805 rentabel, von da an passiv.

Literatur: STÜTZ, A. 1807; HAIDINGER, W. 1848; BARTH, K. 1929.

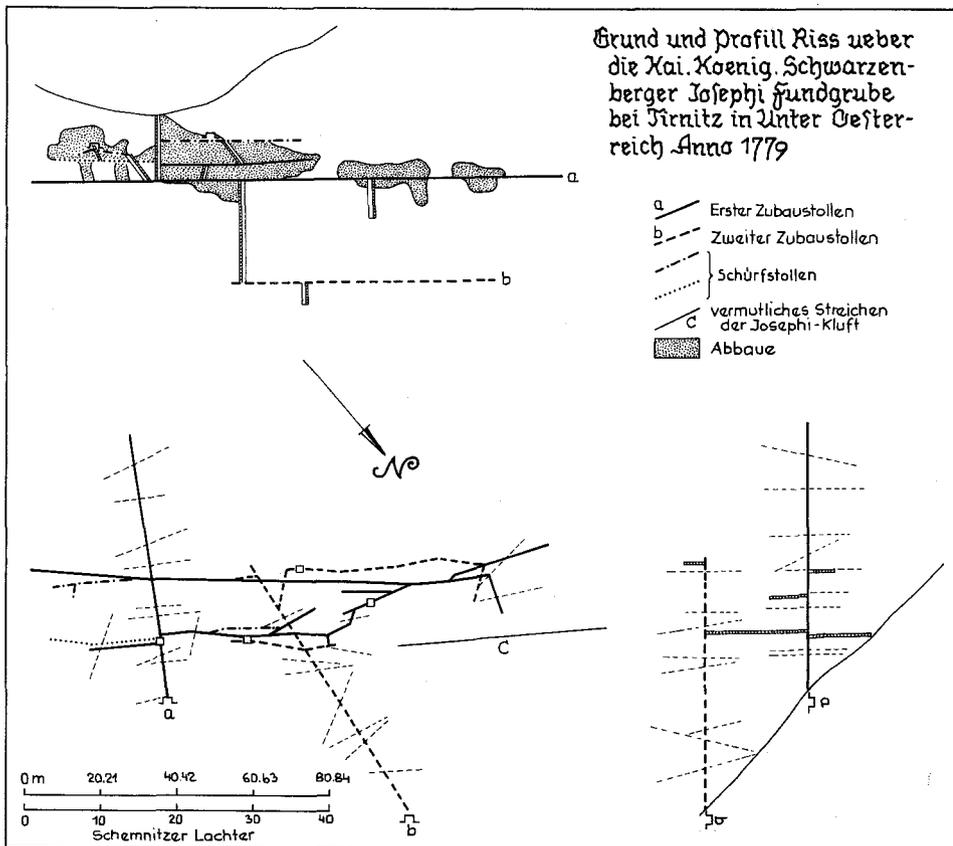


Abb. 7: Historischer „Grund und Profill Riss ueber die Kai. Koenig. Schwarzenberger Josephi Fundgrube bei Tirmitz in Unter Oesterreich Anno 1779“.

Grund- und Profil Rieß von dem in Proles hinter
 Maria Zell in Steier Mark befindlichen Kieß
 Bergbau (um 1760)

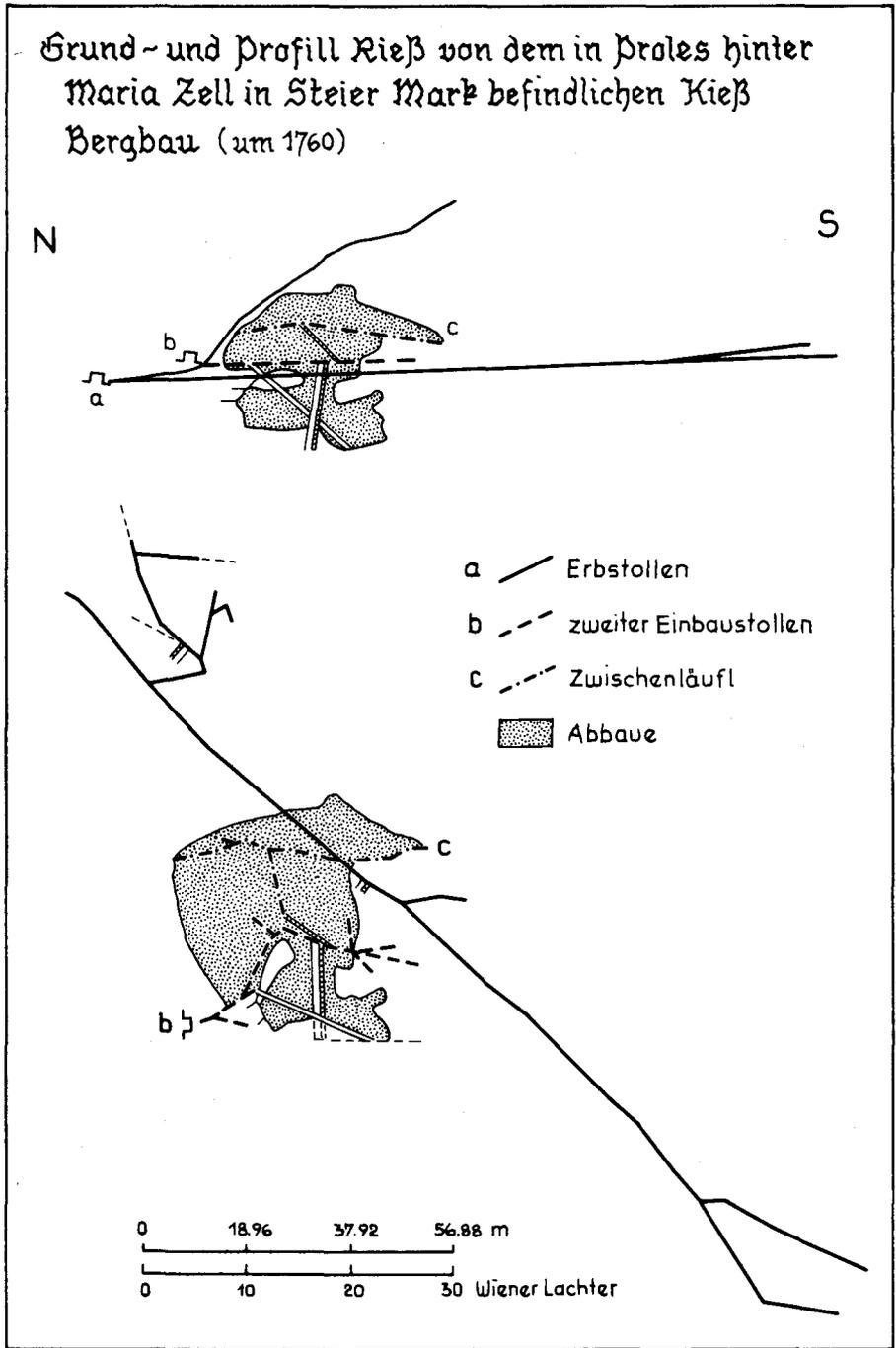


Abb. 8: Historischer „Grund- und Profil Rieß von dem in Proles (= Kohlanger, westlich Frein) hinter Mariazell in Steiermark befindlichen Kieß Bergbau“, um 1760.

4.1.3 Arzriedel, Brandmäuer und Kohlanger

Historische Angaben über diese drei eher unbedeutenden Bergwerke bzw. Schrfe sind kaum zu finden. ber die alten Schrfe am Arzriedel waren überhaupt keine Angaben oder Aufzeichnung in der Literatur und in den Archiven zu finden.

ber die Vererzung in der Brandmäuer gibt es im Hofkammerarchiv in Wien nur zwei alte Grubenkarten aus den Jahren um 1765 und 1784; von daher ist eine ungefähre Datierung der Schurftigkeit abzulesen.

Der Bergbau bei Kohlanger westlich Frein wurde um 1505 auf Silber hin betrieben. Aus einem geförderten Centner Blei wurden 6 Loth (= 105 g = 1875 ppm) Silber gewonnen. Die Jahresproduktion an Erz lag bei 2.000 Kübeln (= 65,71 m³). Obwohl zwei Schmelzöfen angelegt wurden, mußte der Bergbau in der Folge wegen zu hoher Kiesgehalte eingestellt werden. Zur Zeit der zweiten maria-theresianischen Bergwerkserhebung wurde dieser „Kiebergbau“ wieder aufgenommen, wie dies aus einer Grubenkarte, datiert um 1760, ersichtlich ist (Abb. 8).

Literatur: GEYER, R. 1925; BAUER, F. & HOLZER, H. 1964; SCHULZ, O. & KOSTELKA, L. 1965.

4.2. Beschreibung der Grubengebäude

Durch genaue Begehungen wurde zunächst versucht, die räumliche Ausdehnung der jeweiligen Lagerstätten zu erfassen. Die noch befahrbaren Grubengebäude wurden vermessen und z. T. geologisch aufgenommen. Im Anschluß daran wurden die im Hofkammerarchiv in Wien noch vorhandenen Grubenkarten ausgewertet und mit den angefertigten Aufzeichnungen verglichen.

4.2.1 Annaberg

Das Grubenfeld der Annaberger Vererzung wies drei Abbauswerpunkte auf. Das erste, größte und ergiebigste Revier lag am Südosthang des Hochecks und wurde St. Anna-Fundgrube genannt. Das zweite Revier lag mit der St. Joachims-Fundgrube am Osthang des Hochecks. Am Südosthang des Galmeikogels lag das dritte Revier, die St. Joannis (Nepomuceni)-Fundgrube. Alle drei Reviere sind auch noch heute leicht durch die vorhandenen Halden und Einbaue wiederzufinden (s. Abb. 2).

Die St. Anna-Fundgrube war das ehemals am besten aufgeschlossene Revier mit dem St. Theresia-Stollen und vier weiteren Zubaustollen. Das gesamte Stollen- und Streckennetz belief sich auf ca. 2.000 m. Hinzu kamen noch 280 m, die an Schächten und Gesenken abgeteuft wurden. Der Vierte Zubau- und gleichzeitig Erbstollen lag 90 m unterhalb des Einbaustollens (s. Abb. 6).

Vom gesamten Grubengebäude ist gefahrlos nur noch der St. Theresien-Stollen (Abb. 9), der als erster angeschlagen wurde, befahrbar. Das Mundloch dieses Stollens liegt am Südosthang des Hochecks in 1160 m Seehöhe neben einer Nordost-Südwest streichenden Felsflucht. Der Stollen wurde etwa 190 m in westnordwestlicher Richtung, einer Hauptkluft

folgend, etwa quer zum Streichen der Gesteine vorangetrieben. Vier noch befahrbare Strecken gehen nach SW bzw. nach NE ab, auch sie folgen Kluftrichtungen. In unmittelbarer Nähe des fast vollständig verstützten Mundloches findet sich das St. Caroli-Gesenk und etwa 20 m weiter im Stollen folgt das St. Theresien-Gesenk. Beide Gesenke verbinden den Einbaustollen mit dem 21 m tiefer liegenden Ersten Zubaustollen. In unmittelbarer Nähe des St. Theresien-Gesenkes findet sich noch ein bis obertags führender Aufbruch. Insgesamt wurden mit dem Einbau ca. 360 m Strecken aufgefahren.

Der Erste Zubaustollen wies ein Streckennetz von 310 m auf. Von ihm ist nur noch das Mundloch bis zum St. Caroli-Gesenk befahrbar. Ein etwa 10 m vom Mundloch entferntes Gesenk, das zum 23 m tiefer liegenden Zweiten Zubaustollen führte, ist verstützt.

Der Zweite Zubaustollen wurde durch 390 m Strecken aufgefahren. Von ihm führte ein Schacht 45 m tief zum Vierten Zubau. Ein weiterer 23 m tiefer Schacht führte zu einem Zwischenläufel, welches in Höhe des Dritten Zubaustollens lag.

Der Dritte, eher unbedeutende, Zubaustollen umfaßte ein Streckennetz von 110 m. Das durch 340 m Strecken und 115 m Aufbrüche und Gesenke aufgefahrne Zwischenläufel stand mit dem Dritten Zubau in keiner Verbindung.

Der als Erbstollen angelegte Vierte Zubaustollen wurde ca. 205 m in nordnordwestlicher Richtung in den Berg hineingetrieben. Von diesem Stollen ging ein Streckennetz von 250 m Länge ab.

Die St. Joachims-Fundgrube liegt am Osthang des Hochecks. Bei dem zur obersten Halde gehörenden Einbau handelt es sich um den St. Joachims-Stollen (Abb. 10). Dieser gegen Südwesten vorgetriebene Stollen folgt Störungen, die gegen Südwesten bzw. Süden streichen. Entlang der Störungen sind mehrere Abbaue vorhanden. Das gesamte Streckennetz des St. Joachim-Stollens beläuft sich auf ca. 150 m, die noch gut befahrbar sind. Ca. 25 m unterhalb des Einbaustollens lag ein gegen Westen vorgetriebener Zubaustollen, der etwa 90 m lang war. Von diesem Stollen aus ging der Abbau noch 32 m in die Tiefe. Dieser Zubaustollen und der Verbindungsschacht zum Einbaustollen sind verstützt.

St. Joannis (Nepomuceni)-Fundgrube wurde das dritte Revier mit seinem Abbauschwerpunkt am Südosthang des Galmeikogels genannt. Diese Fundgrube wurde durch den St. Maria-Erbstollen angefahren, der anfangs gegen Westsüdwesten und nach etwa 75 m gegen Südsüdwesten vorgetrieben wurde. Seine Gesamtlänge betrug 155 m. Eine Befahrung des Stollens ist sehr schwierig, da durch einen Erdwall am Mundloch das Wasser in der Grube ca. 80 cm hoch aufgestaut ist (erhebliche Sicherheitsvorkehrungen erforderlich). 26 m oberhalb des Einbaustollens befindet sich ein verstützter Zubaustollen. Beide Stollen waren durch einen Schacht miteinander verbunden. Das Streckennetz des Zubaustollens betrug 120 m. Westnordwestlich vom St. Maria-Stollen befand sich ein etwa 125 m tiefer Schacht.

Am Galmeikogel gab es noch eine Anzahl von weiteren Schürfen und Schurfstollen, die jedoch alle ohne große Bedeutung waren.

Der St. Josephi-Stollen lag am Südhang des Galmeikogels in der Höhe des damaligen Fuhrweges. Seine genaue Position läßt sich heute nicht mehr mit Sicherheit feststellen.

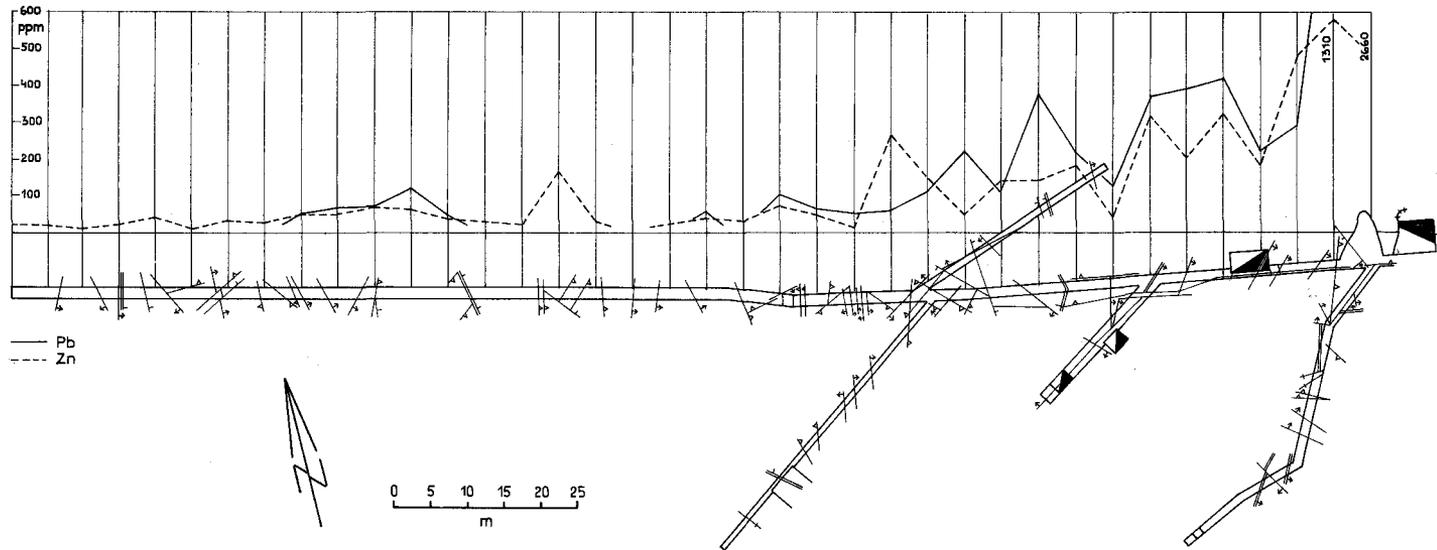


Abb. 9: Grubenplan des Annaberger St. Theresien-Stollens (Aufnahme: G. ANTONIUS 1965, G. HAGENGUTH 1981) mit der Pb-Zn-Verteilung.

4.2.2 Arzriedel

Über die bergbauliche Tätigkeit am Arzriedel sind in der Literatur und in den Archiven keine Angaben zu finden. Aus den Beobachtungen im Gelände ist jedoch zu schließen, daß es sich hier nur um zwei Schurfstollen und mehrere Schürfe handelte. Diese Schurfstollen wurden, betrachtet man das Volumen der Halden, nicht sehr weit gegen Süden vorgetrieben.

Die Halden weisen teilweise reiche Erzführung auf.

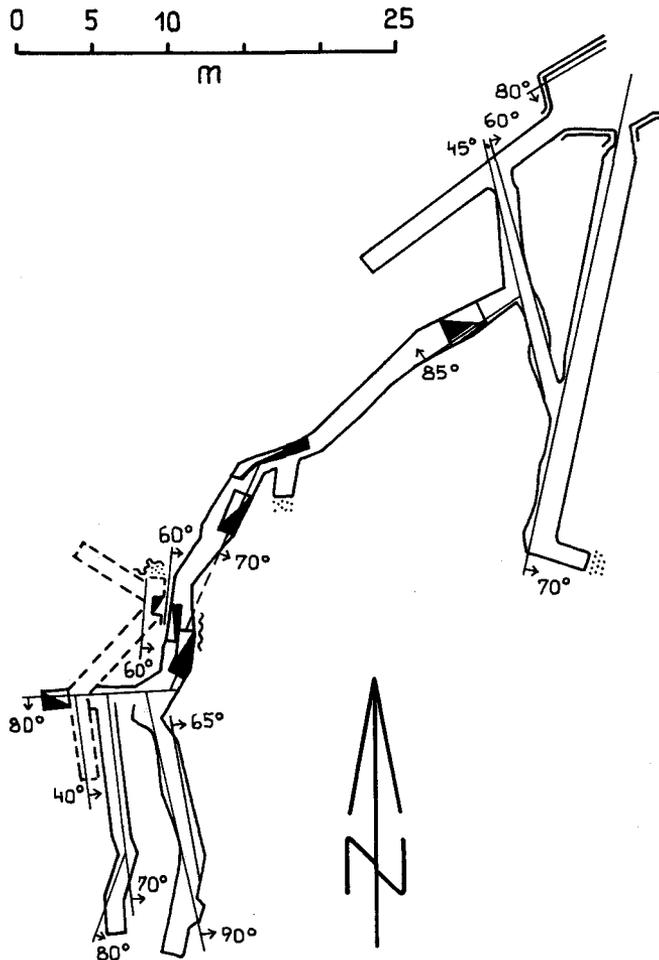


Abb. 10: Grubenplan des Annaberger Joachim-Stollens (Aufnahme: G. HAGENGUTH 1981), Wellenlinie = anstehendes Erz.

4.2.3 Schwarzenberg

Das Grubenfeld der Schwarzenberger Vererzung umfaßt zwölf offene Stollen, bzw. kurze, untertage führende Schürfe, zwei obertags ausbeißende und abgebaute Klüfte sowie etliche verbrochene Mundlöcher und Schürfe. Die Einbaue liegen alle am Nordhang des Schwarzenberges in etwa 960 bis 980 m Seehöhe (s. Abb. 3).

Auch hier konnten drei Abbauswerpunkte festgestellt werden. Das erste Revier lag im Bereich der noch deutlich erkennbaren großen Halden südöstlich vom Gscheid (Kote 841 m) und wurde Kaiser Josephi-Fundgrube genannt. Bei der zweiten Anhäufung von Grubengebäuden, ca. 330 m westlich der Kaiser Josephi-Fundgrube gelegen, handelt es sich wahrscheinlich um die Maria Theresien-Schürfe mit dem Theresien-Stollen. Das dritte Revier, das St. Josef-Revier, lag südsüdwestlich der Kote 841 (Gscheid). Hier sind noch zwei größere Grubengebäude befahrbar, wobei es sich bei dem unteren Stollen um den St. Josefs-Stollen handeln könnte.

Die Kaiser Josephi-Fundgrube (Abb. 11) ist heute das noch am besten aufgeschlossene Revier des ehemaligen Bergbaues. Befahrbar sind der Zweite Zubaustollen und die am Tag ausbeißenden und abgebauten Klüfte mit einigen Nebenstrecken oberhalb des ersten Zubaues. Es dürfte sich bei diesen Klüften um die ältesten Abbaue der gesamten Reviere handeln, wobei die untere Klüft die Kaiser Josephi-Kluft darstellt und die obere Klüft Joachimi-Kluft genannt wurde. Diese zwei etwa 20 m auseinander liegenden, von Westen gegen Osten streichenden und fast saiger einfallenden Klüfte waren stark vererzt (wahrscheinlich 1 – 2 m mächtig); heute noch sind Vererzungen an den Ulmen erkennbar.

In unmittelbarer Nähe der Kaiser Josephi-Kluft befindet sich das Mundloch eines Stollens, der nach 10 m in ein mit 30° einfallendes Gesenke übergeht. An der Sohle dieses Gesenkes findet sich eine ebenfalls West-Ost streichende, jedoch wenig vererzte Klüft.

Diese Klüfte wurden mit dem Ersten Zubaustollen (Kaiser Josephi-Stollen) überfahren. Von diesem Stollen wurden dann entlang der vererzten Klüfte Strecken aufgeföhren.

Der zweite Zubaustollen (Abb. 11) wurde im Jahre 1775 angeschlagen, wie es die eingemeißelte Jahreszahl am Ostulm des Mundloches bezeugt. Auch dieser Stollen durchfährt die zwei oben erwähnten Klüfte; diese sind dort nicht merklich vererzt. Dagegen ließen die entlang der Klüfte ausgerichteten Strecken die Bergleute weiter im Westen wieder auf Erz stoßen.

Das Maria Theresia-Revier umfaßt fünf Abbaue, von denen nur noch der fünfte Stollen (ein 10 m langer, gegen Süden vorgetriebener Schurf) und der dritte Stollen, der Theresien-Stollen (Abb. 12) befahrbar sind. Dieser Stollen wurde ca. 35 m gegen Süden vorgetrieben, die anschließend aufgeföhrenen Strecken folgen wieder West-Ost streichenden Klüften. Die Klüfte waren wahrscheinlich nur wenig vererzt – zumindest konnte keine anstehende Vererzung gefunden werden, auch die Halde des Stollens ist taub. Nur auf der

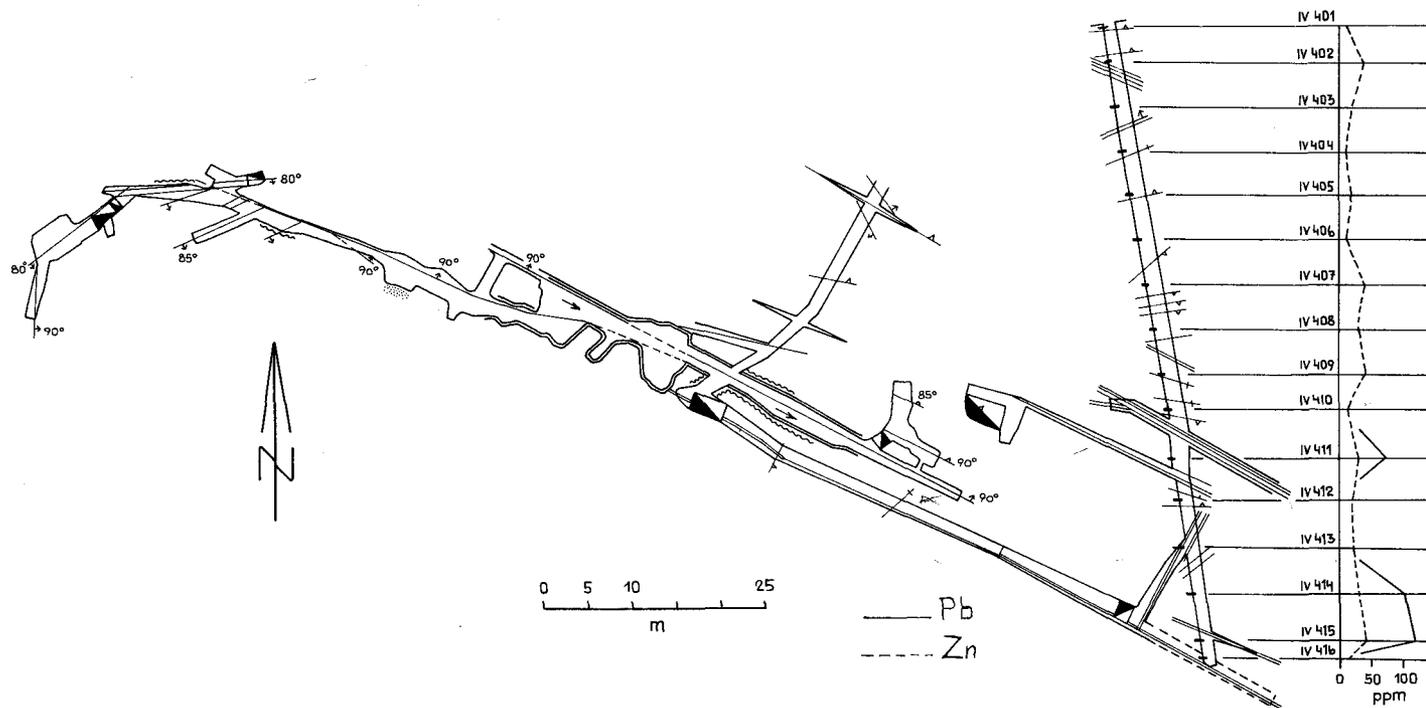


Abb. 11: Grubenplan der Schwarzenberger Kaiser Josephi-Fundgrube, 2. Stollen (Aufnahme: G. ANTONIUS 1965, G. HAGENGUTH 1981) mit der Pb-Zn-Verteilung, Wellenlinie = anstehendes Erz.

Halde des vierten Stollens (verstürzt) finden sich vereinzelt noch Handstücke, die Bleiglanz enthalten. Das Revier darf als das am wenigsten vererzte Gebiet der ehemaligen Lagerstätte angesehen werden.

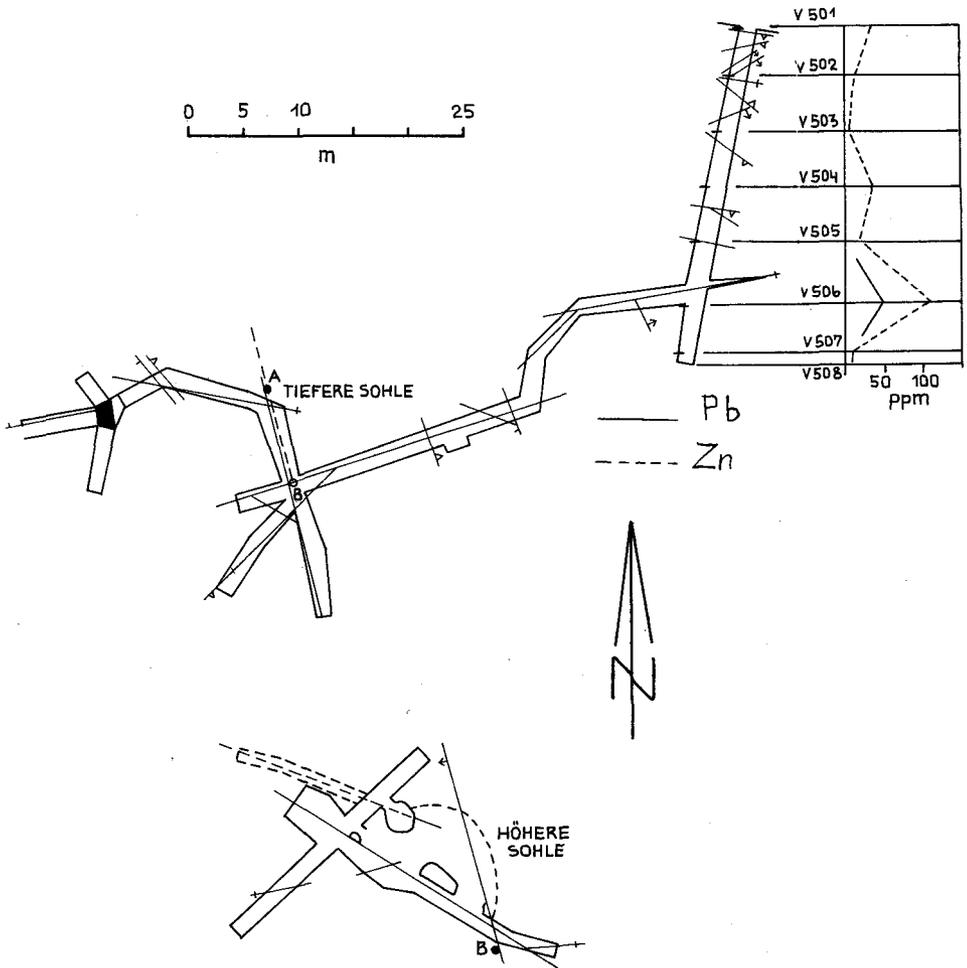


Abb. 12: Grubenplan des Schwarzenberger Maria Theresia-Schurfes, 3. Stollen (Aufnahme: G. ANTONIUS 1965) mit der Pb-Zn-Verteilung.

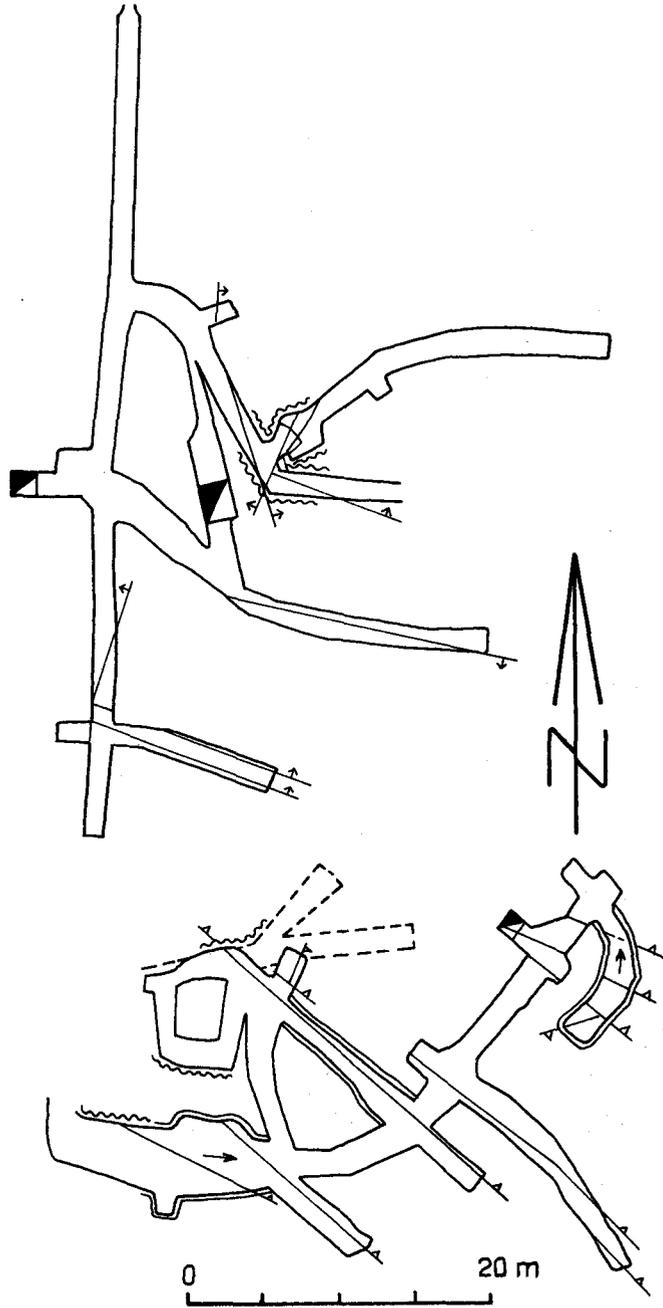


Abb. 13: Grubenplan des Schwarzenberger St. Josef-Revieres, 6. u. 7. Stollen (Aufnahme: G. HAGENGUTH 1981), Wellenlinie = anstehendes Erz, 7. Stollen im N, 6. Stollen im S.

Im St. Josef-Revier sind noch zwei Grubenbaue befahrbar, die ca. 15 m übereinander liegen, ohne aber miteinander verbunden zu sein. Der siebente Stollen (Abb. 13) wurde etwa 55 m gegen Süden vorgetrieben, und die von ihm ausgerichteten Strecken folgen zum größten Teil West-Ost streichenden Störungen. Im Bereich einiger dieser Störungen sind Vererzungen anstehend.

Der darüberliegende sechste Stollen (Abb. 13) ändert seine Streichrichtung von Osten gegen Nordosten. Die Klüfte und die damit verbundenen Strecken, die vom Stollen abzweigen, streichen etwa Nordwest-Südost und weichen damit von den bisher beschriebenen Streichrichtungen etwas ab. Mehrere Stellen mit anstehender Vererzung sind zu beobachten.

Die Halden des dritten Reviers sind verhältnismäßig groß und zum Teil noch reich an vererzten Brocken, sodaß ausgedehnte Grubengebäude hinter den verstürzten Mundlöchern zu vermuten sind.

Bemerkenswert sind noch zwei ca. 50 m lange, parallel angelegte, von Norden nach Süden streichende Schlitze westlich des achten Stollens, die wahrscheinlich zur Auffindung vererzter Klüfte angelegt wurden.

Bei den Stollen ganz im Osten und Westen des ehemaligen Lagerstättengebietes (neunter, zehnter und zwölfter Stollen, Tafel 3) handelt es sich um ca. 10 bis 20 m weit in den Fels vorgetriebene Schürfe, die keine Vererzung erkennen lassen.

Die noch vorhandenen und befahrbaren Grubengebäude wurden zum größten Teil vermessen, die wichtigsten Klüfte sind eingetragen. Auf eine weitere geologische Aufnahme konnte verzichtet werden. Der massige, unstrukturierte Wettersteinkalk läßt auch im Grubengebäude keine eindeutige Schichtung erkennen, sodaß sein flaches, gegen Süden gerichtetes Einfallen nur aus der obertägigen Lagerung des Reiflinger und Raminger Kalkes ermittelt werden kann. Teilweise sind die Grubengebäude, besonders die Schächte, mit hartem Sinter überzogen, sodaß die Aufnahme eines größeren, zusammenhängenden, sedimentologischen Profils nicht möglich war.

4.2.4 Brandmauer

Im Gebiet der Brandmauer sind auch heute noch Anzeichen für eine ehemals ausgedehnte Bergbauaktivität vorhanden. So wurden mehrere obertags ausbeißende und etwa SW-NE streichende Klüfte abgebaut. Neben diesen Tagbauen gab es noch mehrere gegen N bzw. NW vorgetriebene Stollen (zwischen 30 und 50 m lang), von denen Gesenke und vereinzelt Querschläge zu den Abbauen führten (O. SCHULZ & L. KOSTELKA, 1965).

Heute sind nur noch der 3. und 4. Stollen (Abb. 14) teilweise befahrbar, man findet sowohl eine Kluft-, als auch eine Brekzienvererzung. Auch die Halden dieser Stollen sind stellenweise reich an Bleiglanz.

4.2.5 Kohlanger, westlich Frein

Von dem ehemaligen Grubengebäude beim Kohlanger, westlich Frein/Mürz (Abb. 8) sind heute nur noch 10 m des Erbstollens und ein kurzer Schurf befahrbar. Der nur ca. 1 bis 2 Meter über dem Bachniveau liegende Erbstollen hatte eine ursprüngliche Länge von 190 m und verlief in südöstlicher Richtung. Etwa 80 m südlich des Erbstollens befand sich ein zweiter Einbaustollen, der ein Streckennetz von 70 m aufwies. Von diesem Stollen führte ein 16 m tiefes Gesenk zu einem Hauptabbaugebiet dieser Grube, das unter (!) dem Talniveau lag. Ein zweiter, etwa 23 m langer Schrägschacht diente wahrscheinlich zur

Förderung des Erzes und zur Wassergewältigung. Ebenfalls von diesem zweiten Einbaustollen führte eine 10 m lange Fahrt zu einem 65 m langen Zwischenläufl, das den zweiten Abbau kreuzte.

Auf den Halden, die direkt neben dem Freinbach liegen, sind noch vererzte Handstücke zu finden.

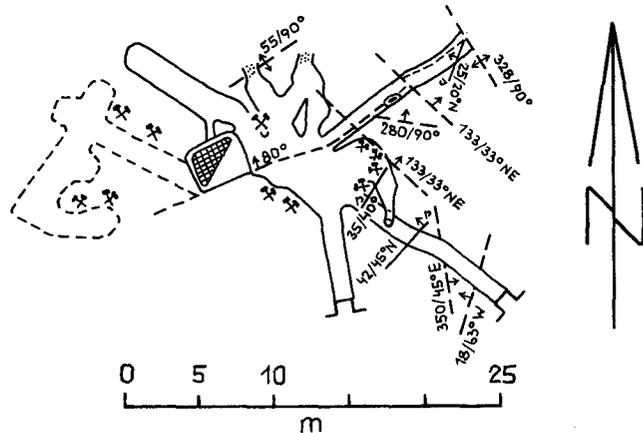


Abb. 14: Grubenplan der befahrenen Strecken des Bergbaues Brandmäuer (Aufnahme: O. SCHULZ & L. KOSTELKA 1965, G. HAGENGUTH 1981).

4.3. Hauptmineralisation und Vererzungstypen

4.3.1 Annaberg

Der Abbauschwerpunkt lag in der Silbergewinnung, die sich nach alten Literaturangaben vor allem auf gediegen Silber und Chlorargyrit stützte. Detaillierte Angaben sind aufgrund mangelnden Belegmaterials nicht mehr möglich, da sowohl die Halden als auch die noch befahrbaren Teile des Grubengebäudes keine Silber-Vererzungen aufweisen. Daneben wurden Blei-Zink- und Kupfer-Erze gewonnen. Aufgrund von Literaturangaben, Haldenfunden und anstehenden Vererzungen aus der Joachims-Grube liegt die Vermutung nahe, daß hauptsächlich sekundäre Minerale (Cerussit-Schwarzbleierz und Smithonit) der Verhüttung zugeführt wurden; primäre Sulfide sind zwar nachweisbar, dürften aber für den Bergbau keine große Rolle gespielt haben.

Da die Stollen meist SW bis S streichende Störungen queren und die meisten Querschläge und Abbaue an diesen Störungen liegen, ist eine kluftgebundene Vererzung anzunehmen. Die Erze waren nach alten Angaben (A. STÜTZ, 1807) in Form von unregelmäßigen Putzen und Nestern angelegt. Eine gleichmäßige Erzverteilung konnte damals nicht beobachtet werden.

Die erhöhten Blei-Zink-Werte aus dem St. Theresien-Stollen sind nur an tektonisch stark beanspruchte Bereiche gebunden (vgl. Tab. 8).

4.3.2 Arzriedel

Die hauptsächlichen Erzminerale sind Bleiglanz und mittelbraune Zinkblende (Fototafel 1, Fig. 1). Diese kommt offenbar in zwei Generationen vor: erstens eingesprengt in mittelkörnigem Dolomit und zweitens zusammen mit Bleiglanz in grobkörnigem, weißem Dolomit der (schlauchförmigen) Kluftvererzung. Die massive Bleiglanzvererzung scheint als letzte Kristallisation in Klüften von grobspätigem Dolomit auf.

4.3.3 Schwarzenberg

Die Vererzung ist makroskopisch nur an die hauptsächlich von Westen nach Osten streichenden, relativ jungen Klüfte gebunden, oder sie ist im unmittelbaren Bereich dieser Großklüfte anzutreffen. Dies ist auch durch die ebenfalls W-E ausgerichteten, den Klüften folgenden Strecken angedeutet.

Innerhalb des Grubenfeldes liegt eine unregelmäßige Verteilung der Erze vor. Den reichen Mineralisationen in der Kaiser Josephi-Fundgrube und dem St. Josef-Revier steht eine arme Vererzung in den Maria Theresia-Schürfen gegenüber.

Der überwiegende Anteil der abgebauten Erze bestand aus Bleiglanz, untergeordnet wurden auch Zinkerze (Smithonit und Zinkblende) gewonnen.

Drei verschiedene Vererzungstypen werden unterschieden:

a) Am häufigsten findet sich der Bleiglanz in putzenartigen, unregelmäßigen Aggregaten, die in einem mylonitisierten, nicht stark verfestigten Kalk sitzen. Dieser Mylonit füllte (in einem Teil der Lagerstätte, z. B. in der Kaiser Josephi-Kluft oberhalb des Ersten Zubaus) wahrscheinlich die bis zu zwei Metern breiten Klüfte aus und bot dem Erz die Möglichkeit zur Platznahme.

Dieser Art der Vererzung werden auch die unbedeutenderen, ebenfalls saiger einfallenden Klüfte zugerechnet, in deren Bereich das Gestein nur leicht zerbrochen ist. Hier tritt das sogenannte „Tigererz“ auf: auskristallisierter und im Kalk eingesprengter Bleiglanz in Form von erbsen- bis haselnußgroßen Körnern.

b) Die zweite Ausbildungsform der Vererzung ist nur in der ca. 100 m langen, im Westen gelegenen, W-E streichenden Strecke des Zweiten Zubaus aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um eine vererzte tektonische Brekzie.

Die aus Wettersteinkalk bestehenden, eckig-kantigen Bruchstücke der Brekzie schwimmen in einer dunklen, mikrosparitischen, dolomitischen und tonig-bituminösen Matrix, in der die Sulfide auskristallisiert sind. Neben Bleiglanz und Pyrit finden sich im Anschluß (Fototafel 1, Fig. 2) auch idiomorphe Zinkblendekristalle. Es ist dies die einzige Stelle im gesamten Grubenfeld und auch der erste Fund von Zinkblende aus dem anstehenden Gestein. Die Analyse einer Zinkblende (Fund auf einer der Kaiser Josephi Halden) gibt E. SCHROLL (1950, S. 22).

Einige Stellen dieser Brekzie sind durch die Kristallisation von grobspätigem Calcit ausgeheilt.

c) An dritter Stelle ist der Vererzungstyp zu nennen, bei dem das Erz in schichtparallelen Schnüren und Suturen auftritt. Diese schichtparallele Vererzung ist gleichfalls nur im Bereich der W-E streichenden Klüfte anzutreffen. Teilweise bilden diese Vererzungen parallele Schläuche, die durch kleinere, senkrecht verlaufende, vererzte Adern miteinander verbunden sind.

Bei diesem Vererzungstyp handelt es sich nicht um eine sedimentäre Anlagerung (TUFAR, 1980, pers. Mitt.). Als Argumente gegen eine sedimentäre Anlage führt W. TUFAR an:

a) Die vorhandene Symmetrie im Liegenden und Hangenden der Bleiglanzlagen bzw. der Klüfte.

b) Einige Karbonateinschlüsse scheinen aus dem Nebengestein zu stammen, andere sind Aggregate, die auf Sammelkristallisation zurückgehen, die, ähnlich wie in metamorphen Gesteinen, nach beiden Seiten eine Verformung des Erzes verursacht haben.

c) Die Erzminerale liegen nicht in Form von orientiert angelagerten Kornanreicherungen vor. Außerdem ist das Nebengestein stark zerklüftet, beansprucht und rekristallisiert. Deshalb wäre auch die unversehrte Sedimentstruktur des Bleiglanzes schwer vorstellbar.

Allgemein ist in den Anschliffen zu beobachten, daß die Bleiglanzkristalle randlich stark oder auch zur Gänze in Cerussit umgewandelt sind.

An dieser Stelle wird noch auf zwei Handstücke aufmerksam gemacht, die auf der Halde des Ersten Zubaustollens der Kaiser Josephi-Fundgrube gefunden wurden. Es handelt sich dabei um zwei dunkle, tonig-bituminöse Karbonatgesteinsstücke, die offensichtlich eine sedimentäre Vererzung aufweisen. Als Erze konnten im Anschliff (Fototafel 2, Fig. 1) Bleiglanz und Pyrit sicher erkannt werden. Die porphyroblastisch ausgebildeten Erze sind an bestimmte, z. T. grobkörnige Horizonte innerhalb des gradierten Sediments gebunden.

Aufgrund lithologischer Befunde kann angenommen werden, daß diese Stücke aus dem Reiflinger Kalk stammen, der wahrscheinlich von dem ehemaligen Bergbaubetrieb angefahren wurde.

4.3.4 Brandmauer

Die vorwiegend in Form von Bleiglanz auftretende Vererzung ist an Klüfte und Verkarstungen gebunden. Neben schlauchförmigen Gängen sind auch fein- bis grobkörnige Brekzien, die an NE bzw. NW streichenden Störungen liegen, vererzt.

In Karsthöhlen sind Bleiglanzktaeder (bis zu 0,5 cm Größe) anzutreffen, während in den Klüften derber Bleiglanz vorliegt.

4.3.5 Kohlinger, westlich Frein

Die im tektonisch stark beanspruchten Steinalm-Wettersteindolomit liegende Vererzung weist neben Bleiglanz und Zinkblende einen höheren Pyritgehalt auf. Bleiglanz tritt einerseits mit Zinkblende verwachsen, andererseits auch als feine Spaltenfüllung im Dolomit auf (Fototafel 2, Fig. 2). Die Pyritdurchstäubung (Pyrit idiomorph, in Würfeln) ist auf die dunklen Dolomitkomponenten beschränkt.

5. Mineralogisch-geochemische Untersuchungsergebnisse

5.1. Mineralogie

Zur Mineralogie der behandelten Gebiete ist bisher eine ganze Reihe von Publikationen erschienen (siehe Tabelle 2 und 3). Im folgenden soll eine Zusammenfassung aller aus der Literatur über die Vererzung bekannten Minerale gegeben werden, wobei die Identifizierung der Eigenfunde mittels Auflichtmikroskopie und Röntgendiffraktometeranalysen (RDA) erfolgte.

Anisische Schichtglieder sind im Bereich Annaberg (Hocheck-Galmeikogel) und am Arzriedel bei Trübenbach vererzt.

In ladinischen Schichtgliedern finden sich die Vererzungen Schwarzenberg, Brandmauer bei Puchenstuben und möglicherweise Kohlanger („Proles“) westlich Frein-/Mürz.

5.1.1 Annaberg (Hocheck – Galmeikogel)

In Tabelle 2 ist eine Zusammenfassung aller aus der Literatur bekannten Minerale des ehemaligen Ag-Pb-Zn-Bergbaugesbietes gegeben. Da die Funde auf den Halden und in den Grubengebäuden sehr gering sind, gestaltet sich eine Beurteilung der Mineralisation sehr schwierig. In diesem Zusammenhang soll auf die wertvollen Sammelstücke des Naturhistorischen Museums in Wien und besonders des Joanneums in Graz sowie des Stiftes Lilienfeld verwiesen werden. Die Sammlung Habersfelner (A. SIGMUND, 1937) befindet sich derzeit im Heimatmuseum in Lunz.

Kurze Beschreibung der aufgefundenen Minerale:

Bleiglanz: stark korrodierte Kriställchen in feinen Klüften;

Cerussit: derb (sog. Schwarzbleierz), oft mit Bleiglanz verwachsen, Kristalle schmutzigweiß, selten, bes. Joachimgrube;

Mimetesit: rötlichbraune bis braungelbe Anflüge auf Klüften;

Zinkblende: Kriställchen nur im Auflichtmikroskop erkennbar;

Smithonit: hellgrau bis graubraune, nierige, schalige Aggragate;

Hydrozinkit: grauweiß, schalig, unscheinbar;

Zinkit: derbe, gelb- bis rotbraune Massen, offenbar als Röstprodukt von Galmei, Funde nur auf dem Schmelzplatz im Bereich der Joachimgrube.

5.1.2 Arzriedel

Im Anschluß an Annaberg ist die Vererzung Arzriedel bei Trübenbach (F. BAUER & H. HOLZER, 1964) zu nennen, die ebenfalls in anisischen Karbonatgesteinen derselben tektonischen Einheit wie die Vererzung am Hocheck, nämlich der Sulzbachdecke (A. TOLLMANN, 1966, Taf. 1), auftritt.

In jüngster Zeit wurde eine der auf dem Arzriedel in 810 m Seehöhe befindlichen Halden durch einen Forstweg frisch angerissen. Die konzentrierte Bleiglanz-Zinkblende-Vererzung steckt zusammen mit grobkörnigem Dolomit in Klüften von mittelbraunen, anisischen Dolomiten. Als Sekundärminerale treten Cerussit, Smithonit, Hydrozinkit und Limonit auf.

5.1.3 Schwarzenberg

In Tabelle 3 ist eine Zusammenfassung aller aus der Literatur bekannten Minerale des ehemaligen Bergbaugesbietes Schwarzenberg gegeben.

Sowohl auf den Halden als auch in einigen Grubengebäuden ist die Vererzung – vorwiegend Bleiglanz – zu finden. Bleiglanzstücke (bis mehrere Zentimeter) sowie derbe Galmeistücke (vorwiegend Smithonit und Hydrozinkit, bis Dezimeter) von den Halden

Tabelle 2: Minerale des ehemaligen Pb-Zn-Bergbaugebietes Annaberg (Hocheck-Galmeikogel), mit Literaturübersicht. Die Nachweismethode ist nur bei den selbst aufgefundenen Mineralen angegeben (RDA = Röntgerndiffraktometeranalyse, AM = Auflichtmikroskopie), Abkürzungen siehe Tab. 3.

Mineral	Literatur, Museum	Nachweismethode
Gediegen Silber	St 1807, Z 1859, R 1898, Hf 1907, S 1909, S 1937, Hu 1977; Joanneum Graz	
Chloragyrit	St 1807, Z 1859, R 1898, S 1909, S 1937, Hu 1977; Joanneum Graz, Stift Lilienfeld	
Silberglanz Pyrgagyrit	S 1909, S 1937; St 1807, Hf 1907, S 1937, Mh 1948;	
Stephanit Bleiglanz	Hf 1907, S 1909; Ha 1850, He 1865, R 1898, S 1904, S 1909, Mh 1948 B 1971, Hu 1977; Joanneum Graz	RDA, AM
Cerussit	St 1807, Z 1859, R 1898, Hf 1907, S 1909, S 1937, B 1971, Hu 1977; Stift Lilienfeld	RDA
Wulfenit	St 1807, Z 1859, R 1898, S 1904, Hf 1907, S 1909, S 1937, B 1971, Hu 1977; Joanneum Graz, Stift Lilienfeld	
Mimetesit Vanadinit Descloizit Zinkblende Smithonit	R 1898, S 1904, Hu 1977; Sc 1949; M 1940; St 1807, R 1898, S 1909, S 1937, Mh 1948, B 1971, Hu 1977; Stift Lilienfeld	RDA RDA, AM RDA
Hydrozinkit Hemimorphit	St 1807, Z 1859, Hf 1907, S 1909, S 1937, B 1971, Hu 1977;	RDA
Zinkit Fahlerz Malachit Azurit Pyrit	Schlackenhalde eines Schmelzofens P 1894, B 1971, Hu 1977; Z 1859, A 1970; A 1970; Joanneum Graz	RDA

Tabelle 3: Minerale des ehemaligen Bergbaugebietes Schwarzenberg, mit Literaturübersicht. Die Nachweismethode ist nur bei den selbst aufgefundenen Mineralen angegeben (vgl. Tab. 2).

Mineral	Literatur, Museum	Nachweismethode
Bleiglanz	St 1807, Z 1859, S 1937, Sc 1954, B 1971, Hu 1977;	RDA, AM
Cerussit	St 1807, Z 1859, B 1971, Hu 1977;	RDA
Anglesit	Hl 1924, S 1937	
Pyromorphit	St 1807, Z 1859, S 1937, B 1971, Hu 1977;	RDA
Mimetesit	B 1971;	
Wulfenit	S 1904, S 1937; Stift Lilienfeld	
Zinkblende	Sc 1950 (Haldenfund)	RDA, AM
Smithonit	St 1807, B 1971, Hu 1977;	RDA
Hydrozinkit	S 1937, Hu 1977;	RDA
Hemimorphit	Z 1859, S 1937, Hu 1977; Stift Lilienfeld	

Abkürzungen:

St 1807 = Stütz, 1807;	Hl 1924 = Hlawatsch, 1924;
Z 1859 = Zepharovich, 1859;	S 1937 = Sigmund, 1937;
Ha 1850 = Hauer, 1850;	M 1940 = Meixner, 1940;
He 1865 = Hertle, 1865;	Mh 1948 = Mayrhofer, 1948;
P 1894 = Posepny, 1894;	Sc 1949 = Schroll, 1949;
R 1898 = Redlich, 1898;	Sc 1950 = Schroll, 1950;
S 1904 = Sigmund, 1904;	Sc 1954 = Schroll, 1954;
Hf 1907 = Haberfelner, 1907;	A 1970 = Antonius, 1970;
S 1909 = Sigmund, 1909;	B 1971 = Becherer, 1971;
	Hu 1977 = Huber, 1977.

vermitteln den Eindruck einer reichen Vererzung. Am Fuße einer der beiden großen Halden befindet sich ein vermutlicher Erzklopfplatz, wo massenhaft ca. 1 cm große Bleiglanzstückchen im Boden liegen. Der Platz ist durch dürftigen Bewuchs (wenige Moose und Farne) gekennzeichnet.

Eine botanisch-physiologisch-ökologische Untersuchung sowohl des Schmelzplatzes am Hocheck als auch dieses Standortes wird seitens des Institutes für Pflanzenphysiologie der Universität Wien in Erwägung gezogen (Dr. W. PUNZ, mündl. Mitt.).

Kurze Beschreibung der aufgefundenen Minerale aus dem Bereich Schwarzenberg – Hoher Stein:

Bleiglanz: grobkörnig, bis mehrere Zentimeter große Putzen (Halde); mittelkörnig in Brekzien- und sog. Tigererzen; feinkörnig-lagig in dunklen Aniskalken (bisher nur Haldenfunde);

Cerussit: grau bis schwarz, meist derb, graue Kriställchen selten;

Pyromorphit: grüne Überzüge, auch Kriställchen auf Klüften;

Zinkblende: erstmals im Anstehenden gefunden, im Anschliff erkennbare, idiomorphe Kriställchen in tektonischer Brekzie;

Smithonit und Hydrozinkit: derb, weiß bis grau, schalige Aggregate;

Cölestin: hellblau, derb, neben Calcit in Klüften des Gutensteiner Kalkes im Isbary-Wegdurchbruch, SW Hoher Stein (vgl. dazu weitere Cölestinfunde im Kalkalpin: J.G. HADITSCH, 1967; G. NIEDERMAYR et al., 1975).

5.1.4 Brandmauer

Die Bleiglanzvererzung Brandmauer (Silbergrubenwiese) erfaßt nach O. SCHULZ & L. KOSTELKA (1965) ladinische Kalk – Dolomit-Folgen. K. BECHERER (1971) beschreibt als Minerale Bleiglanz und Cerussit. Mehrere Begehungen (Halden sowie Grubengebäude) erbrachten lediglich stark korrodierten Bleiglanz als Haupterzmineral, zusammen mit Cerussit in Dolomitrekzien (Nachweis mittels RDA).

5.1.5 Kohlanger, westlich Frein

Geringmächtige Halden, einige Stollen und Pingen zeugen von den Bergbautätigkeiten gegenüber Kohlanger, am Nordfuß des Gr. Proles, westlich Frein/Mürz. In feinkörnigen (Wetterstein)Dolomiten ist eine Bleiglanz-Zinkblende-Vererzung in Brekzien auffindbar. Die Dolomite im Umgebungsbereich der Vererzung sind mit feinkörnigem Pyrit durchstäubt.

5.2 Geochemie

Bezüglich geochemischer Untersuchungen wurde in beiden Vererzungsgebieten in ähnlicher Weise vorgegangen: Um eine Hofbildung um die Lagerstätten festzustellen, wurden in mehreren Profilen Bodenproben (B-Horizont) gezogen (Pürckhauer-Bohrer). Zur Charakterisierung der Lagerstätten wurden sowohl obertags aufgeschlossene Gesteinsprofile als auch Stollenprofile geochemisch untersucht.

5.2.1 Geochemische Untersuchungen im Raum Annaberg (Hocheck-Galmeikogel) und Arzriedel

Im Arbeitsgebiet wurde die bodengeochemische Aufnahme mittels Anlegen zweier Testprofile quer zum Streichen der stratigraphisch-tektonischen Einheiten durchgeführt. Mit einem genügend engen, die Erfassung aller Schichtglieder gewährleistenden Probenabstand läßt sich die Ausdehnung der Vererzung auf die einzelnen stratigraphischen und tektonischen Einheiten ermitteln. Im vorliegenden Fall wurde ein Probenabstand von 50 m gewählt. Die Lage der Profile (A 1, B 2) ist auf der geologischen Karte (Taf. 1) dargestellt.

Tabelle 4: Erz- und Nebengesteinsanalysen (Atomabsorption: AAS, ionensensitive Elektrode: E, Flammenphotometrie: F, Neutronenaktivierung: NAA, naßchemisch: n. ch.) von Annaberg-Hocheck, Annaberg-Grube und Schwarzenberg, Kaiser Josephi-Grube. Oxide in Gew.%, Elemente in ppm.

	Annaberg		Schwarzenberg	
	Nebeng.	Erz	Nebeng.	Erz
CaO	(AAS)	49,8	48,5	51,5
MgO	(AAS)	2,57	0,54	0,61
FeO	(AAS)	0,51	0,80	0,03
MnO	(AAS)	0,02	≤ 0,01	< 0,01
Al ₂ O ₃	(n. ch.)	1,6	1,0	2,1
SiO ₂	(n. ch.)	2,8	3,1	2,0
Na ₂ O	(F)	0,42	0,49	0,94
K ₂ O	(F)	0,56	0,23	0,55
H ₂ O	> 110°C	0,6	0,4	0,4
Glühv.	≠CO ₂	41,4	38,6	40,5
Sr	(AAS)	300	2400	240
Pb	(AAS)	1400	15800	140
Zn	(AAS)	43	46000	20
Ag	(NAA)	2	20	< 0,1
F	(E)	n. b.	n. b.	54

Tabelle 5: AAS – Teilanalysen von Gesteinen und Erzen (in Gew.%). Die Gehalte von Kupfer liegen bei allen Proben im Bereich der Nachweisgrenze von 10 ppm.

Probe	Ca	Mg	Sr	Pb	Zn	Fe	Mn
1	37,4	0,4	0,038	0,37	0,20	0,25	0,005
2	36,8	0,3	0,058	0,27	0,40	0,076	0,005
3	15,4	8,2	0,004	0,84	16,40	0,41	0,012
4	38,4	0,9	0,016	0,06	0,053	0,37	0,007
5	30,6	0,4	0,018	15,9	0,770	0,18	0,006
6	37,8	0,9	0,018	0,023	0,009	0,034	0,010
7	22,4	9,6	0,013	4,50	0,090	0,51	0,18
8	21,6	8,7	0,017	10,40	0,080	0,38	0,17
9	38,0	0,8	0,013	0,052	0,056	0,10	0,034
10	19,2	10,7	0,004	0,88	5,25	0,89	0,018

Probenbeschreibung:

- 1: Annaberg-Hocheck, Gesteinsprobe aus einem kluffgebundenen Abbau der Joachimsgarbe, 3. Gesenk, unterer Abbau;
- 2: Annaberg-Hocheck, Gesteinsprobe aus einem kluffgebundenen Abbau der Joachimsgarbe, 3. Gesenk, oberer Abbau;
- 3: Arzriedel, Zinkblende haltiges Erz;
- 4: Schwarzenberg, Brekzienetz aus dem 2. Zubausollen;

- 5: Schwarzenberg, Tigererz aus der Kaiser Josephi-Kluft;
- 6: Brandmauer, 3./4. Stollen, untere Scheibe, grob. Kalkspat;
- 7: Brandmauer, 3./4. Stollen, untere Scheibe, Erzprobe;
- 8: Brandmauer, 3./4. Stollen, untere Scheibe, Erzprobe;
- 9: Brandmauer, 3./4. Stollen, Südulm beim Gesenk, Brekzie;
- 10: Kohlanger/Frein, Zinkblende haltiges Erz (Haldenfund).

Tabelle 6: Silber- und Bleigehalte (Neutronenaktivierung) von Gesteins- und Erzproben aus Annaberg-Hocheck und Schwarzenberg sowie Vergleichswerte aus der Literatur (STÜTZ, 1807; SCHROLL, 1954), Gehalte in ppm.

Probenbeschreibung	Ag	Pb
Annaberg, Joachimsgarbe, anstehendes Erz	19	15800
Annaberg, Gesteinsproben aus dem Theresienstollen (teilweise aus dem Stollenprofil, vgl. Abb. 9)	13,5	870
	18	2810
	24	1310
	22	2660
	23	5600
	111	6600
Annaberg, Theresienstollen, Mundloch, erzfreies Nebengestein	0,2	50
Annaberg, Blei-Silbererz (STÜTZ, 1807)	3300	500000
Annaberg, Hornsilbererz (STÜTZ, 1807)	20000	n. b.
Annaberg (SCHROLL, 1954)	100	865980*
Schwarzenberg, Kluftvererzung	4	56000
Schwarzenberg, reiner Bleiglanz, 6, Stollen	76	865980*
Schwarzenberg, Bleiglanz (STÜTZ, 1807)	78	865980*
Schwarzenberg, Bleiglanz (SCHROLL, 1954, S 47)	300	865980*

*) theoret. Werte für Bleiglanz

Tabelle 7: Umrechnungstabelle für die in dieser Arbeit vorkommenden alten Längen-, Raum- und Gewichtsmaße. Angaben nach STAMPFER & DOLEZAL (1904), NIEMCZYK-HAIBACH (1956) und SCHULTE & VOSEN (1968).

Längenmaße:

- 1 Schemnitzer Lachter = 76,74 Wiener Zoll = 2,02122 m
- 1 Wiener Lachter (Klaffer) = 6 Fuß = 1,896484 m
- 1 Fuß = 12 Zoll (zu 12 Linien zu 12 Punkten) = 0,316081 m

Raummaße:

- 1 Freiburger Kübel = 2500 Kubikzoll = 0,03285716 m³
- 1 sächs. Fuß = 12 Zoll = 0,28319 m
- 1 sächs. Zoll = 0,02359917 m
- 1 Kubikzoll = 13,14286365 cm³

1 österr. Eimer = 40 Maß (zu 160 Seidel zu 320 Pfiff)
 40 Maß = 49,4316 preuß. Quart = 0,82386 preuß. Eimer
 100 preuß. Quart = 1,6 preuß. Eimer
 1 preuß. Eimer = 3840 Kubikzoll
 (1 preuß. Zoll = 0,0261545 m)

1 preuß. Kubikzoll = 17,89119157 cm³

Gewichtsmaße:

1 Wiener Centner = 100 Pfund = 56,006 kg (56,001)
 1 Wiener Pfund = 2 Mark = 32 Loth = 560,06 g
 1 Loth = 17,501875 g (= 5 Dukaten ?)
 1 Dukaten = 3,500375 g

Tabelle 8: Geochemische Detailbeprobung aus dem St. Theresienstollen (Hocheck): Nebengesteinsproben (A 2001, A 2002 und A 2005) und Proben aus vererzter Kluff (A 2003, A 2004). AAS-Analysen der Hauptelemente und Fluoranalysen (ionensensitive Elektrode); in Gew.% (Ca, Mg), alle anderen Gehalte in ppm.

Probe	Ca	Mg	Sr	Fe	Mn
A 2001	30,8	3,6	150	1000	70
A 2002	35,2	0,35	320	1000	110
A 2003	33,1	0,3	210	4000	400
A 2004	31,2	0,25	200	8000	660
A 2005	33,7	0,14	300	1000	30

Probe	Pb	Zn	Cu	F
A 2001	500	180	10	70
A 2002	360	1700	30	80
A 2003	5600	2400	40	120
A 2004	6600	5900	240	170
A 2005	100	130	10	80

Beide Profile queren alle drei tektonischen Einheiten. Profil A 1 umfaßt Lunzer Sandstein, Reiflinger Kalk und Annaberger Kalk der Sulzbachdecke, Gutensteiner Kalk und Werfener Schichten der Unterbergdecke und den Wettersteindolomit der Reisalpendecke. Profil B 2 beginnt im Annaberger Kalk der Sulzbachdecke und reicht über Gutensteiner Kalk und Werfener Schichten der Unterbergdecke bis zum Wettersteindolomit und Hauptdolomit der Reisalpendecke.

Aus dem B-Horizont wurde die Feinfraktion (kleiner 80 mesh) trocken abgesiebt und 0,5 g für die Analyse abgewogen. Mit 5 ml 67%-iger, dithizongepürfter Salpetersäure wurde die Probe in einer Stunde bei 95° aufgeschlossen, auskühlen gelassen und mit aqua dest. auf 10 ml aufgefüllt. Die Flüssigkeit wurde abfiltriert und zur Messung gebracht (Atomabsorption).

Die Ergebnisse sind graphisch in den Abb. 15 und 16 über Profilschnitten dargestellt. Die Korrelation der Blei-Zink-Gehalte kann mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,665 als relativ gut bezeichnet werden. Entsprechend dem Bild der Schwermetallverteilung in Profil A 1 sind anomale Werte auf die anisischen Sedimente (Gutensteiner Kalk und Annaberger Kalk/Dolomit) beschränkt. Die sehr hohen Metallgehalte im unmittelbaren Bereich der Joachimsgarbe sind möglicherweise auf eine Hofbildung um eine der Halden zurückzuführen. Der peak im Bereich des Erzgrabens (Gutensteiner Kalk) kann möglicherweise darauf zurückgeführt werden, daß ein Erzhorizont im Gutensteiner Kalk, der im Gipfelbereich des Galmeikogels abgebaut worden ist, durch die leichte Muldenstruktur hier wieder zutage tritt. Die Zinkanomalie am Galmeikogel entspricht den von dort bekannten Zinkvorkommen.

Im Profil B 2 liegen Anomalien im Annaberger Kalk der Sulzbachdecke sowie im Gutensteiner Kalk der Unterbergdecke (Zinkanomalie). Der Wettersteindolomit der Reisalpendecke zeigt NW des Erzgrabens beträchtlich erhöhte, jedoch schwankende Werte, was einen generell höheren Untergrund anzuzeigen scheint. Dies steht im Einklang mit dem Auftreten einer Bleiglanz-Cerussit-Vererzung im Wettersteindolomit am Südosthang des Galmeikogels.

Um einen Überblick über den Hauptchemismus der Gesteine zu gewinnen, wurden insgesamt drei Erz- und Nebengesteinsproben naßchemisch, mittels AAS-Methode und Flammenphotometrie analysiert (Tab. 4). Neben Kalkspat und Dolomit scheinen tonige Verwitterungsreste, Smithonit und geringe Mengen an Bleiglanz und/oder Cerussit auf. Der durchschnittliche Silbergehalt liegt bei 10 ppm. Von zwei Gesteinsproben eines kluftgebundenen Abbaues der Joachimsgarbe wurden mittels AAS-Methode die Gehalte von Ca, Mg, Sr, Pb, Zn, Fe, Mn und Cu bestimmt (Tab. 5).

Um einen Überblick über die Höhe der durchschnittlichen Erzführung (makroskopisch sichtbares Erz ist hier praktisch nicht mehr auffindbar) in den bestehenden Gruben zu erhalten, wurde eine geochemische Profilaufnahme im St. Theresien-Stollen (Hocheck) durchgeführt (Probenabstand 5 m). Der Stollen ist nahezu senkrecht zum Streichen angelegt, womit sich ein Profil durch einen Teil der Anisabfolge ergibt. Die Werte sind in Abb. 9 graphisch über dem Stollengrundriß dargestellt. Daraus geht hervor, daß der Erzgehalt gegen das Hangende (in diesem Fall das tektonisch Liegende) hin bis zur Nachweisgrenze abnimmt. Die höchsten Metallgehalte treten in älteren Abschnitten des Annaberger Kalkes auf. Es scheinen demnach biogenarme Mikrite, denen ein eingeschränktes, schwach hypersalines, möglicherweise leicht euxinisches Beckenmilieu zuzordnen ist, als Gesteine mit erhöhten Metallgehalten auf.

Anhand einer zusätzlichen Beprobung wird gezeigt, daß im Bereich der Grubengebäude ausschließlich Kluftvererzung vorliegt: Wo eine solche NNE-fallende Kluft vererzt ist, liegen die Blei- und Zink-Gehalte im Prozentbereich. Schon in einem halben Meter Entfernung betragen die Metallgehalte des Nebengesteins nur noch wenige 100 ppm (vgl. Tab. 8).

Eine Zinkblende führende Erzprobe vom Arzriedel wurde mittels AAS auf die Elemente Ca, Mg, Sr, Pb, Zn, Fe, Mn und Cu analysiert. Die Werte sind in Tabelle 5 gelistet.

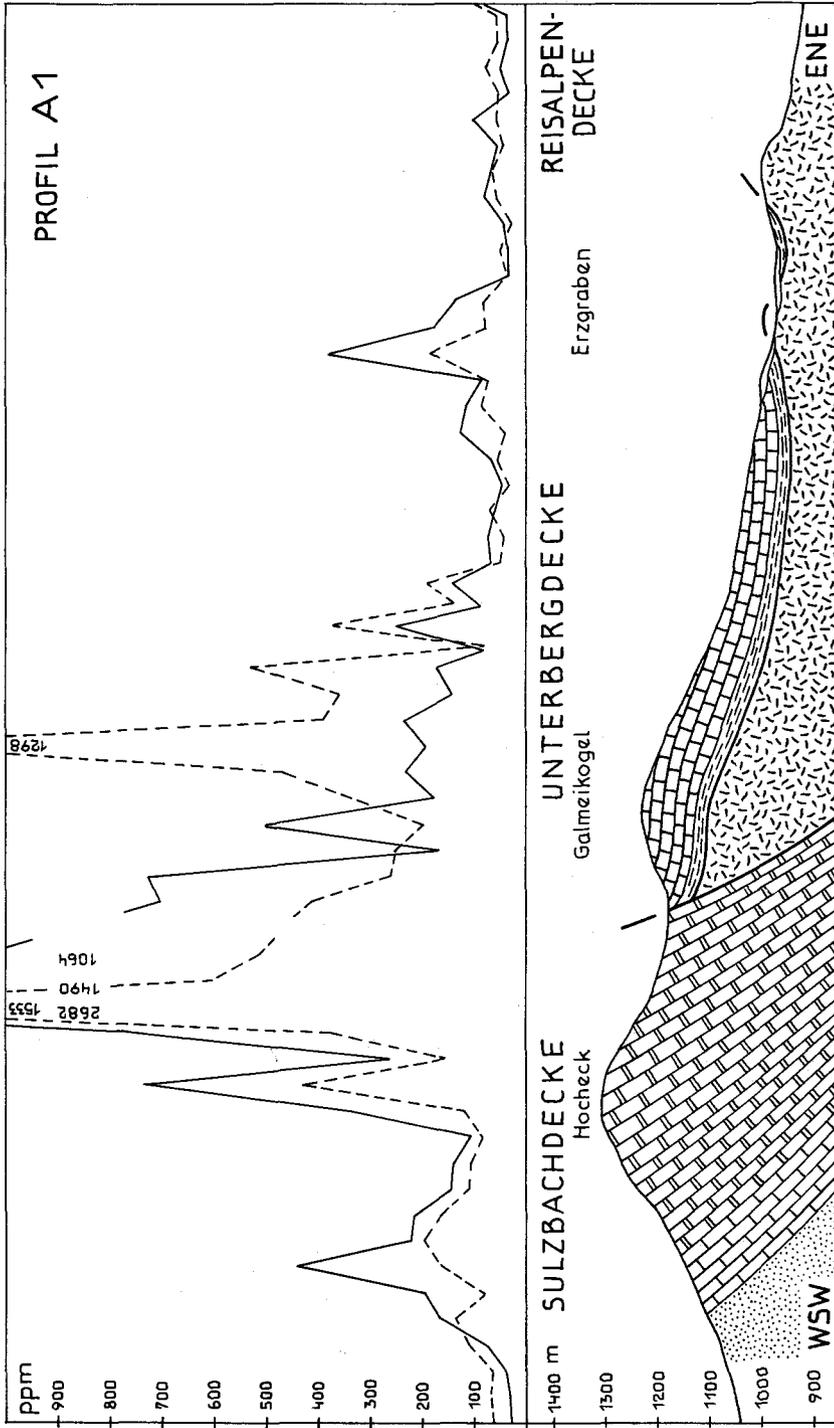


Abb. 15: Die Pb-Zn-Verteilung im Boden, Profil A 1, Annaberg (Legende siehe Abb. 15).

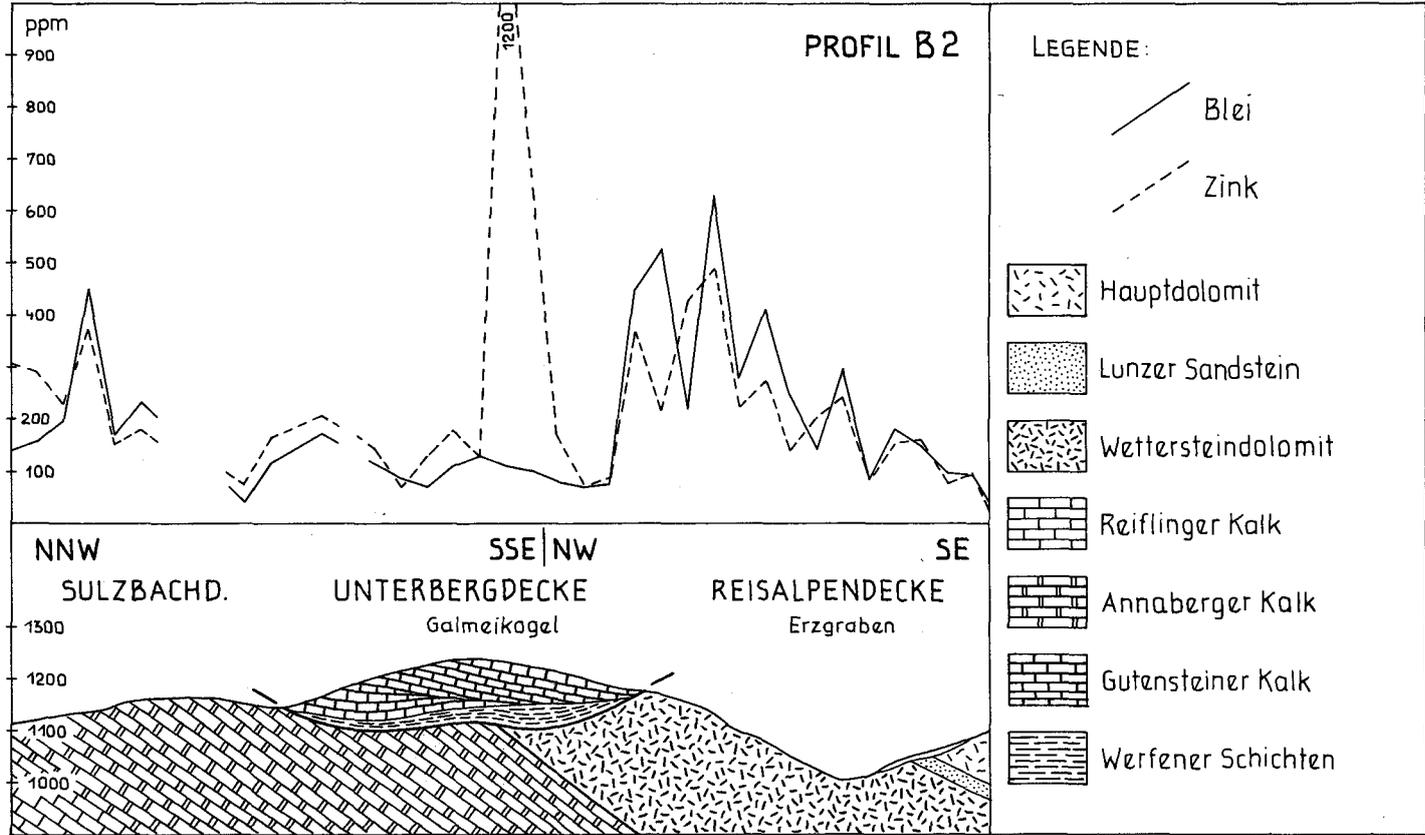


Abb. 16: Die Pb-Zn-Verteilung im Boden, Profil B 2, Annaberg.

5.2.2 Geochemische Untersuchungen im Raum Schwarzenberg, Brandmäuer und Kohlanger bei Frein.

Um für den Raum Schwarzenberg Ausdehnung, lithologische Abgrenzung sowie Hinweise zur Genese der Vererzung zu erhalten, wurden mehrere Testprofile obertags sowie in zwei Stollen beprobt.

Zur bodengeochemischen Untersuchung wurden drei N-S streichende Profile ausgewählt, wobei je eines an das westliche und östliche Ende des Grubenfeldes und eines durch die Mitte des ehemaligen Lagerstättenbereiches gelegt wurde (s. Taf. 3). Keines der drei Profile liegt in unmittelbarer Nähe einer Halde. Der B-Horizont des Bodens wurde im Abstand von 25 m mit einem Pürckhauer-Bohrer beprobt; jedes Schichtglied wurde von mindestens zwei Probenpunkten erfaßt. Aus dem Bereich des Wettersteinkalkes waren Bodenproben allerdings nur schlecht zu entnehmen. Insgesamt konnten 123 positive Proben gezogen werden.

Der Aufschluß der Proben wurde in bereits beschriebener Weise durchgeführt, mittels AAS-Analysenmethode wurden die Gehalte an Blei und Zink bestimmt. Die Werte wurden in Diagramme, die zu den zugehörigen Profilen passen, eingetragen (Abb. 17 – 19).

Aus allen drei Profilen geht hervor, daß erhöhte Metallgehalte nur im stratigraphisch Liegenden des Wettersteinkalkes auftreten: Reiflinger Kalk und Gutensteiner Schichten (mit Annaberger Kalk) zeigen deutliche Blei- und Zinkanomalien. Die Gehalte liegen im Durchschnitt bei 114 ppm für Blei und bei 107 ppm für Zink (73 Proben).

Generell lassen sich im Bereich Schwarzenberg höhere Blei-Zinkwerte in der Reisalpen-decke feststellen, sodaß die Grenze zur Lunzer Decke auch geochemisch erfaßt werden konnte.

In Anlehnung an die Bodenprofile wurden zwei stratigraphische Gesteinsprofile (s. Taf. 3, Profil S Graben östlich des Sandkogels, Profil A = unterer Isbary-Forstweg bis zum Mitterkeil) beprobt. Die unregelmäßig weit auseinanderliegenden Probenpunkte sind durch die häufige Bodenbedeckung des anstehenden Gesteins zu erklären. Das analysenfein gemahlene Gesteinspulver wurde in Königswasser aufgeschlossen und mit Hilfe der AAS-Methode auf die Elemente Pb, Zn, Cu, Mn, Sr, Fe, Ca und Mg analysiert. Die Analysenwerte wurden in stratigraphischen Säulenprofilen (Abb. 20 und 21) graphisch dargestellt. Wie schon bei den Bodenprobenanalysen zeigt der Wettersteinkalk keine anomalen Blei-Zink-Gehalte, die auf eine disperse Vererzung dieses Schichtgliedes deuten könnten. Im beprobten Bereich scheint auch keine vererzte Kluft vorzuliegen, da diese durch Hofbildung erfaßbar sein sollte. Dagegen steigen mit dem Einsetzen der Reiflinger Schichten gegen das stratigraphisch Liegende die Zink- und z. T. auch die Blei-Werte leicht an (Anomalie nur in einer Probe aus dem Annaberger Kalk: 390 ppm Zn, 100 ppm Pb).

Zur weiteren Untersuchung des Wettersteinkalkes wurden im 2. Zubaustollen und im 3. Stollen insgesamt 24 Punktproben im Abstand von je 5 m entnommen. Die nach oben beschriebener Vorbereitung mittels AAS-Methode gewonnenen Pb-Zn-Wert sind neben den Stollengrundrissen graphisch dargestellt (Abb. 11, 12).

Die Blei-Zink-Werte sind nur im Bereich einiger W-E streichender Klüfte erhöht. Im Wettersteinkalk scheint demnach auch hier keine dispers verteilte Erzführung vorzuliegen.

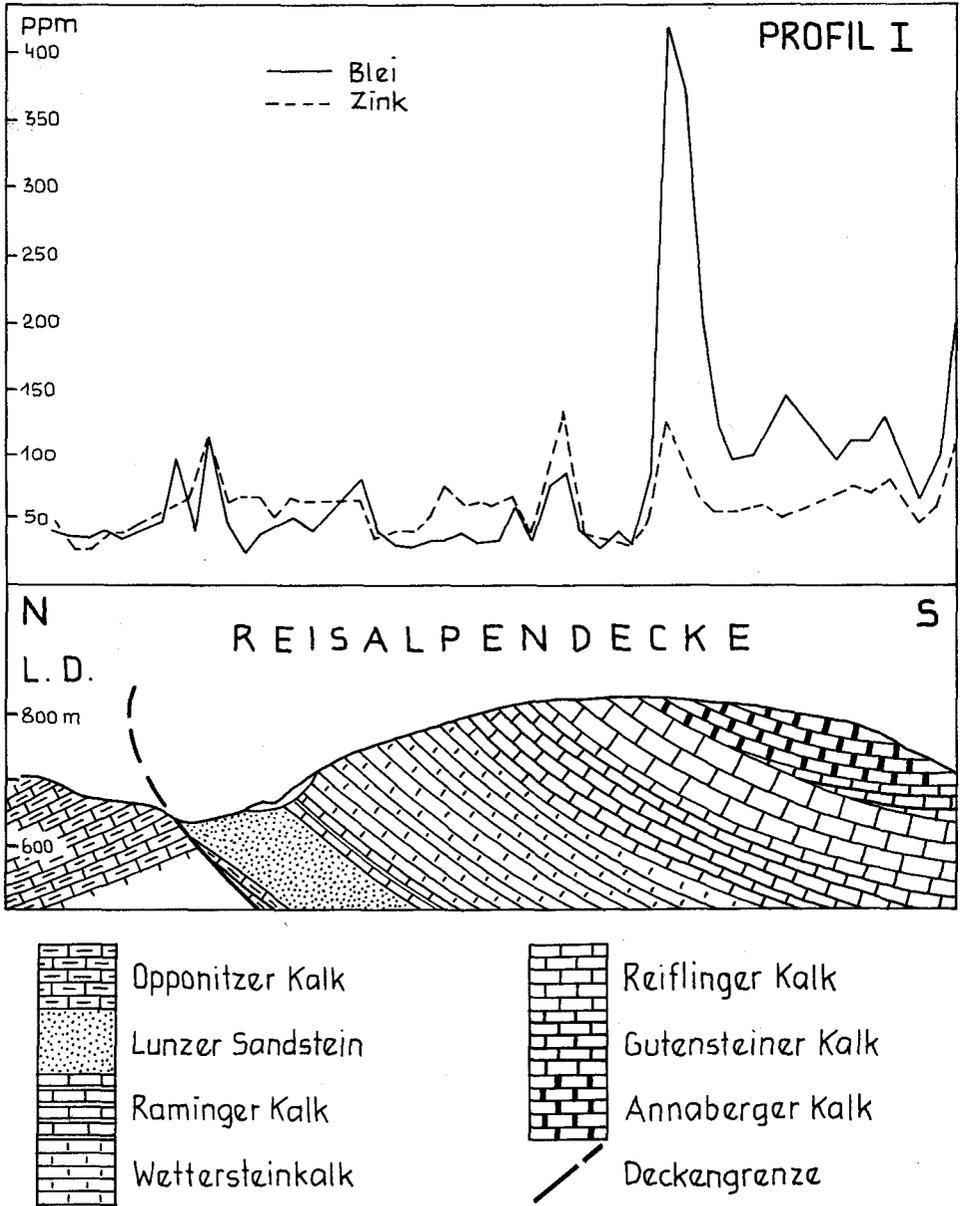


Abb. 17: Die Pb-Zn-Verteilung im Boden, Profil I, Schwarzenberg.

Sowohl von Gesteins- und Erzproben der Brandmauer als auch von Kohlander/ Frein wurden AAS-Analysen für die Elemente Ca, Mg, Sr, Pb, Zn, Fe, Mn und Cu durchgeführt. Die Werte gibt Tabelle 5.

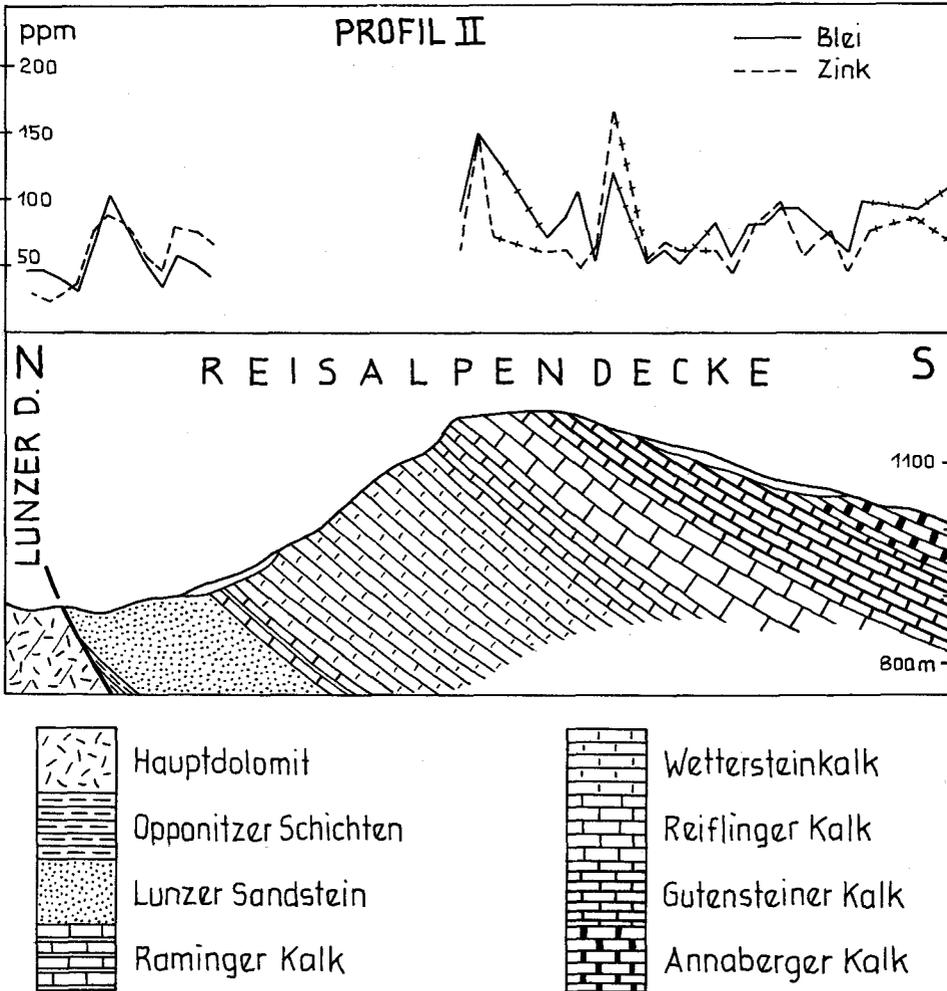


Abb. 18: Die Pb-Zn-Verteilung im Boden, Profil II, Schwarzenberg.

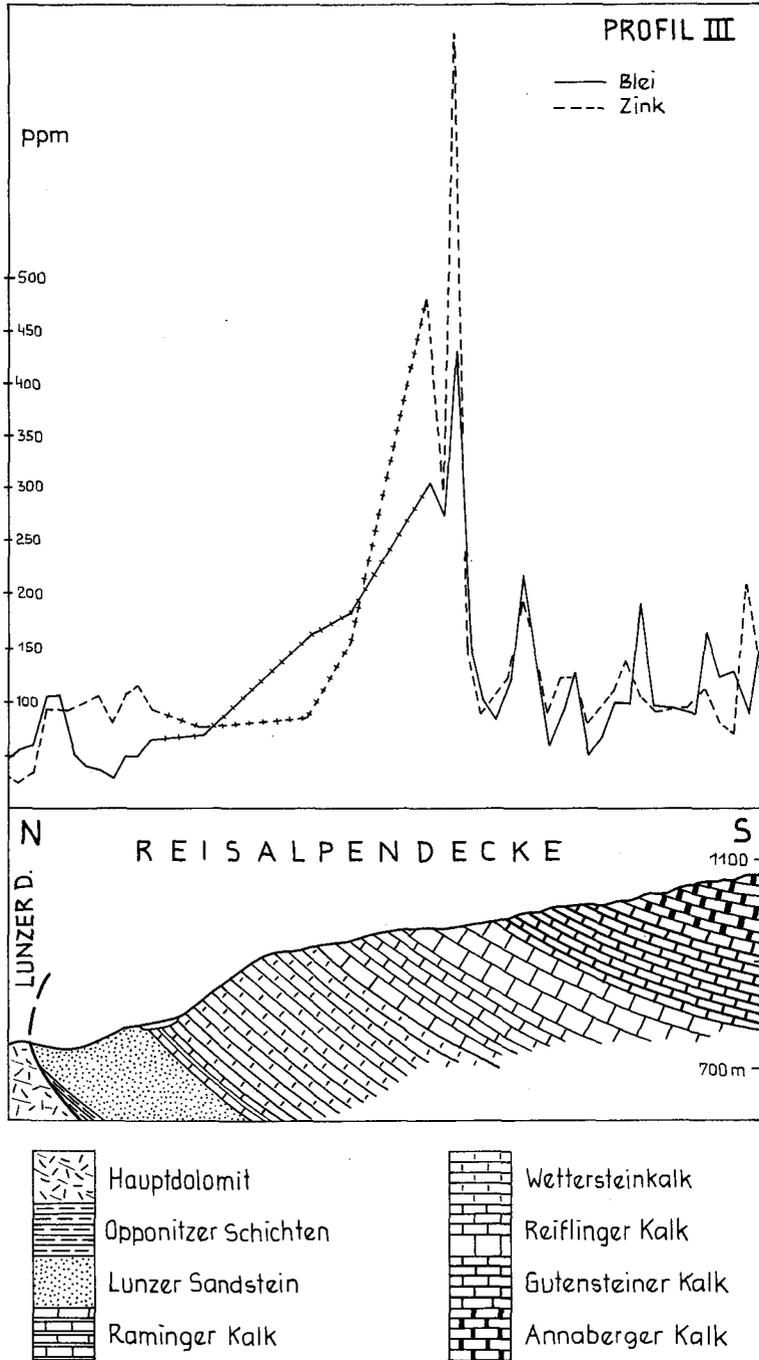
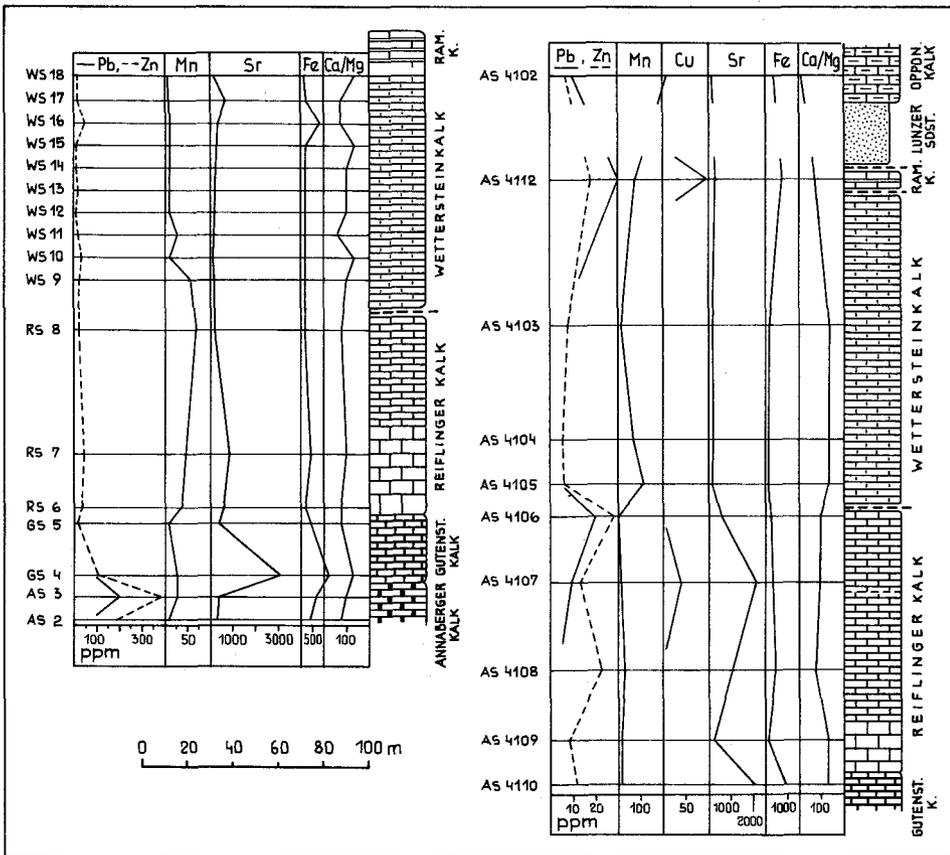


Abb. 19: Die Pb-Zn-Verteilung im Boden, Profil III, Schwarzenberg.

Um eine weitere Information über die Gesteine aus dem 2. Zubaustollen der Kaiser Josephi-Gruben zu erhalten, wurden Gesamtanalysen von insgesamt vier Erz- und Nebengesteinsproben durchgeführt. Die Werte gibt Tabelle 4. Sowohl von der Brekzienvererzung (2. Zubaustollen) als auch vom Tigererz (Bereich der Kaiser Josephi-Kluft) wurden mittels AAS-Methode die Gehalte an Ca, Mg, Sr, Pb, Zn, Fe, Mn und Cu bestimmt (Tab. 5).



5.2.3 Silbergehalte von Gesteinsproben und Erzen

Zu Vergleichszwecken zu Literaturangaben über Silbergehalte der Erze wurden an Gesteins- und Erzproben aus den Revieren Annaberg – Hoheck und Schwarzenberg mittels Neutronenaktivierung die Gehalte an Silber bestimmt. Eine Übersicht gibt Tabelle 6. Es ergeben sich bei 8 Proben aus Annaberg – Hoheck für Silber durchschnittlich 30 ppm und für Blei durchschnittlich 4460 ppm, was einer Anreicherung um den Faktor 400 gegenüber den durchschnittlichen Gehalten der Gesteine der oberen Erdkruste (K. H. WEDEPOHL, 1967) entspricht. Eine Aussage über die Korrelation zwischen Blei und Silber ist wegen der zu geringen Probenanzahl nicht möglich. In der Tabelle 6 sind auch Angaben über Silbergehalte von Erzen und reinem Bleiglanz (A. STÜTZ, 1807; E. SCHROLL, 1954) enthalten. Die Umrechnung der alten Maße erfolgte nach Werten, die in Tabelle 7 angeführt sind. In dieser Tabelle finden sich auch die entsprechenden Angaben für Längen und Volumsmaße.

5.2.4 Geochemie des Fluors von Erzen und ausgewählten Gesteinsprofilen

Aufgrund von Analogieschlüssen zu anderen Blei-Zink-Vererzungen in Karbonatgesteinen (z. B. Bleiberg, Kärnten) sollte geklärt werden, ob Fluorit in den hier untersuchten Vererzungen, besonders Annaberg und Schwarzenberg, vorkommt. Zweitens stellte sich die Frage, ob Fluorit dispers verteilt in Karbonatgesteinen in Analogie zu den Vorkommen des Zechsteindolomites der Werra-Serie (BRD) (H. ZIEHR et al., 1980) auftritt. Es wurden daher sowohl Erze und deren Nebengesteine als auch Gesteinsprofile aus den Bereichen Annaberg und Schwarzenberg mittels ionensensitiver Elektrode (Analysegang nach F. KLUGER et al., 1975) auf Fluor analysiert.

5.2.4.1 Fluorgehalte von Erzen und deren Nebengesteinen

Da im Revier Annaberg - Hoheck praktisch keine Vererzungen makroskopisch festgestellt werden konnten, beschränkte sich eine Probennahme auf einen Kluftbereich und dessen unmittelbare Umgebung. In Tabelle 8 sind von 5 Proben aus dem St. Theresien-Stollen neben den Gehalten von Ca, Mg, Sr, Fe, Mn, Pb, Zn und Cu (alle mittels AAS) die Fluorwerte eingetragen. Im Bereich der Kluft (Proben A 2003 und A 2004) steigen neben den Metallgehalten auch die Fluorgehalte leicht an. Eine Flußspatmineralisation ist allerdings weder im Vererzungsbereich noch im Nebengestein festzustellen.

Aus dem Bereich Schwarzenberg wurden 6 Proben auf ihre Fluorgehalte untersucht (siehe Tab. 9). Es zeigt sich, daß erhöhte Fluorwerte nur auf die Anisvererzung (Haldenfund) und auf die dunklen (bituminösen) Gutensteiner Schichten (dort mit Cölestin in den Calcitklüften) beschränkt sind. Eine makroskopisch erfaßbare Fluoritmineralisation konnte auch hier weder im Erz, noch in den unmittelbaren Nebengesteinen der Vererzungen festgestellt werden. Diesbezügliche Angaben sind auch aus der Literatur nicht bekannt.

Tabelle 9: Fluorgehalte (ionensensitive Elektrode) von Erz- und Nebengesteinsproben Schwarzenberg: Gehalte in ppm.

Probe	F
SBGV Bleiglanzvererzung Typ a, St. Josef-Revier	45
SBBR Brekzienerz, 2. Zubaustollen (vgl. Tab. 5, 4)	166
SBW Wettersteinkalk aus Brekzienerz, 2. Zubaust.	54
SBAE Anisvererzung (Haldenfund)	431
EFH3 Reiflinger Kalk vom Isbary-Forstweg	175
Gutensteiner Schichten (mit Cölestin in Klüften), Isbary-Forstwegdurchbruch	980

5.2.4.2 Fluorgehalte in Proben mehrerer Gesteinsprofile aus dem Raum Annaberg und Schwarzenberg

Um einen Überblick über die Verteilung des Fluors in einigen Sedimentgesteinen des bearbeiteten Gebietes zu erhalten und eine mögliche Abhängigkeit der Fluorgehalte von der Stratigraphie und/oder Lithologie festzustellen, wurden zwei Teilprofile (Forstraße in Richtung Büchler Alpe) im Raum Annaberg und ein längeres Profil im Raum Schwarzenberg (Profil Mitterkeil – Taf. 4, Fig. 5) beprobt. Die Fluorgehalte und eine kurze Probenbeschreibung gibt Tabelle 10.

Tabelle 10: Fluorgehalte (ionensensitive Elektrode) in Proben mehrerer Gesteinsprofile aus dem Raum Annaberg und Schwarzenberg; Gehalte in ppm.

Teilprofil 1: Forststraße im Graben zw. Hocheck und Galmeikogel (vgl. Taf. 4/ Fig. 3)

Probe	F
7101 Sandstein der Lunzer Schichten	338
7102 Reiflinger Schichten	338
7103 grünes Tuffitband (teilw. verwittert)	1355
7104 Reiflinger Sch. mit Hornsteinführung	60
7104a Hornstein aus Reiflinger Schichten	25
7105 Reiflinger Schichten	181
7106 kieseliger Kalk der Reiflinger Schichten	43
7107 Emersionshorizont	36
7108 kieseliger Kalk, Reiflinger Schichten	36
7109 kieseliger Kalk, Reiflinger Schichten	49

Teilprofil 2: Am Sabel, Forststr. i. R. Büchler Alpe (vgl. Taf. 4/ Fig. 4)

Probe	F
7121 dunkler, dolomitierter Kalk, Gutensteiner Sch.	187
7122 dolomitierter Kalk, Gutensteiner Schichten	228
7123 Gutensteiner Dolomit	196
7123M „Messerstichkalk“ Gutensteiner Schichten	54

Profil 3: Unterer Isbary-Forstweg – Mitterkeil (vgl. Taf. 4/ Fig. 5)

Probe	F
4102 Opponitzer Kalk	356
4101 Lunzer Sandstein	281
4103 hellgraubrauner, massiger Wettersteinkalk	54
4104 massiger Wettersteinkalk	45
4105 massiger Wettersteinkalk	36
4106 Reiflinger Schichten	95
4107 Reiflinger Schichten, mit Pyrit, dunkelgraubraun	951
4108 hellgraue Reiflinger Schichten	279
4109 hellgraue Reiflinger Schichten, Arenitlage	56
4110 mittelgraue Gutensteiner Schichten	154
4111 dunkelbraune Gutensteiner Schichten	970

Durch höhere Fluorgehalte zeichnen sich unverkieselte Reiflinger Schichten und nahezu alle beprobten Schichtglieder der Gutensteiner Schichten aus. In diesem Zusammenhang fällt eine mögliche Korrelation zwischen Dunkelfärbung des Gesteins (Bitumengehalt) und Fluorgehalt auf. Die hohen Fluorwerte des Tuffitbandes sind mit dem hohen Tonmineralegehalt dieser Lage zu erklären. Besonders auffällig sind die niedrigen Gehalte in den verkieselten Reiflinger Schichten (Hornsteinführung) und im Wettersteinkalk. Diese Werte liegen deutlich unter den durchschnittlichen Fluorgehalten karbonatischer Sedimentgesteine (vgl. dazu S. KORITNIG, 1951, 1963, 1969 ff).

Eine Fluoritmineralisation, wie sie aus den Klüften des Gutensteiner Kalkes der Laussa bei Altenmarkt bekannt ist (M. A. GÖTZINGER et al., 1980) wurde im bearbeiteten Gebiet nicht gefunden.

Drei Gesteinsproben aus dem Profil Lassingbach, knapp 2 km westlich Sägemühle (Typprofil des Annaberger Kalkes, A. TOLLMANN, 1966) fielen durch ihre unterschiedlichen, bzw. sehr hohen Fluorgehalte auf (Gehalte in ppm):

Probe 4200 anstehende Gutensteiner Schichten außerhalb des kleinen Steinbruches	240
Probe 4201 anstehende, dickere Bank der Gutenst. Sch., innerhalb des kleinen Steinbruches (Südteil)	1280
Probe 4202 anstehende, massige Bank, Annaberger Kalk, innerhalb des kleinen Steinbruches (Nordteil)	1600

Von der Probe 4201 wurden mittels 4%iger Monochloressigsäure Lösungsrückstände gewonnen, die neben Tonmineralen (vorwiegend Illit), Kalifeldspat, Quarz, Pyrit und organischer Substanz auch Fluorit enthalten (Nachweis durch RDA). Weiterführende Untersuchungen darüber sind im Gange.

6. Gedanken zur Genese der Mineralisation

Die Vererzung Annaberg tritt in drei verschiedenen, räumlich benachbarten tektonischen Einheiten auf. Sie betrifft in der Sulzbachdecke (Hocheck, Annagrube) den Annaberger Kalk, in der Unterbergdecke (Galmeikogel) den Gutensteiner Kalk und

untergeordnet Wettersteindolomit der Reisalpendecke. Die Vorstellung von einem Erzhorizont im Muschelkalk der Unterbergdecke (ANTONIUS, 1970) muß daher aufgegeben werden.

Paragenetische Besonderheiten der Lagerstätte, die sie von den nahegelegenen Vererzungen von Schwarzenberg und Brandmäuer (wo nahezu monomineralische Bleiglanzvererzungen vorliegen) unterscheiden, sind das Auftreten von Silber (das offenbar nicht an Bleiglanz, sondern an eigene Silberminerale gebunden war) und die Tatsache, daß Zink gegenüber Blei nicht zurücktritt (sondern mit Blei gut korreliert ist), während in Schwarzenberg und Brandmäuer Zink fast fehlt.

Die Vererzung tritt, soweit sie aufgeschlossen ist, als Kluftvererzung auf.

Da fast nur sekundäre Erzminerale vorliegen, also der Bergbau wahrscheinlich keine bedeutende Sulfidvererzung angegriffen hatte, haben Aussagen über die Primärentstehung der Vererzung rein hypothetischen Charakter.

Die Blei-Zink-Vererzung Schwarzenberg befindet sich im stratigraphisch liegenden Anteil des Wettersteinkalkes. Sie ist dort an ein relativ junges, hauptsächlich West-Ost streichendes Kluftsystem gebunden. Trotz intensiver Grubenaufnahme und der Anwendung geochemischer Untersuchungsmethoden konnte im Wettersteinkalk keine sedimentäre Vererzung nachgewiesen werden. Die in den Grubengebäuden anzutreffenden Vererzungstypen sprechen dafür, daß die Erzanreicherung postsedimentär erfolgte.

Auffallend sind jedoch die Blei-Zink-Anomalien in den Bodenproben und die höheren Metallgehalte in den Gesteinsproben der Reiflinger und Gutensteiner Schichten. Zwei Haldenstücke mit sedimentärer Vererzung, die aus Reiflinger und/oder Gutensteiner Schichten stammen, lassen folgende Hypothese über die Genese der Vererzung möglich erscheinen: Die primäre und wahrscheinlich sedimentäre Anlage der Vererzung erfolgte in den Gutensteiner Schichten oder in den Reiflinger Schichten. Diese Erze wurden vermutlich während einer Mobilisation teilweise gelöst und im Kluftsystem des Wettersteinkalkes ausgefällt.

Als gemeinsames Merkmal der untersuchten Vererzungen fällt auf, daß die Erzführung (v. a. Zink) in der Regel an dolomitisierter Bereiche gebunden ist. Vergleiche dazu besonders Arzriedel.

Aus Ortsbildern der Brandmäuer (untere Abbauscheibe) kann u. a. auf einen Karsthohlformen folgenden Anreicherungs Vorgang geschlossen werden.

Dank

Herrn Dr. L. Weber (Bundesministerium f. Handel, Gewerbe und Industrie, Oberste Bergbehörde, Wien) danken wir für die Anregung zu dieser Arbeit und für die wertvollen Diskussionen; gleichfalls danken wir Herrn Prof. Dr. A. Tollmann (Vorstand des Inst. f. Geologie, Univ. Wien) für viele interessante Hinweise und Diskussionen, die sich während der Erstellung der Arbeit ergaben. Für viele Ratschläge bei der Durchführung geochemischer und analytischer Arbeiten schulden wir besonders Herrn Prof. Dr. E. Schroll (Geotechnisches Institut – Arsenal, Wien) und Herrn F. Kluger (Inst. f. Analytische Chemie, Univ. Wien) herzlichen Dank. Die quantitative Elementbestimmung der Gesteinsproben konnte durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Dr. G. Hübel und Herrn Dr. I. Cerny bei der Bleiberger Bergwerks Union AG durchgeführt werden. Herrn Prof. Dr. W. Tufar (Inst. f. Mineralogie, Abt. Erzlagerstättenforschung, Univ. Marburg/Lahn, BRD) und Herrn Doz. Dr. A. Beran (Inst. f. Mineralogie und Kristallographie, Univ. Wien) danken wir für die Hilfe bei der

Herstellung und Auswertung von Erzanschliffen. Frau Dr. E. Kristan-Tollmann danken wir für die Bestimmung von Crinoiden. Die Foraminiferen wurden dankenswerterweise von Herrn Dr. W. Piller, die Conodonten von Herrn Doz. Dr. L. Krystyn (beide Inst. f. Paläontologie, Univ. Wien) bestimmt. Herrn Dipl.-Ing. E. Weiss (Bundesministerium f. Handel, Gewerbe und Industrie, Oberste Bergbehörde, Wien) danken wir für die Unterstützung bei der Suche nach historischen Angaben über die behandelten Bergbaugebiete.

Literatur

- ANTONIUS, G.: Die Lagerstätten von Türrnitz und Annaberg in Niederösterreich. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 93 S., div. Abb. u. Taf., Wien 1970.
- BARTH, K.: Etwas über das Bleiglantzvorkommen bei Türrnitz in Niederösterreich. – Montan-Rundsch., 15, S. 295, Wien 1929.
- BAUER, F. & HOLZER, H.: Ein vergessener Blei-Zink-Schurfbau in Niederösterreich. – Montan-Rundsch., 1964, H. 2, S. 26, Wien 1964.
- BECHERER, K.: Die Pb-(Zn-)Vorkommen von Annaberg, Puchenstuben und Türrnitz in Niederösterreich. – Tscherma's Min. Petr. Mitt., (3. F.) 15, 308–311, Wien 1971.
- BITTNER, A.: Geologisches aus dem Pielachthale nebst Bemerkungen über die Gliederung der alpinen Trias. – Verh. Geol. R.-A., 1896, Nr. 14, 385–418, 3 Abb., Wien 1896.
- BUCHHOLZ, G.: Das axiale Verhalten der Reisalpendecke. – Unveröff. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 202 S., 40 Abb., 18 Kt., Wien 1979.
- CORNELIUS, H. P.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Mürzzuschlag. – Wien (Geol. B.-A.) 1936.
- CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes. – Jb. Geol. B.-A., S.-B. 4, 94 S., Wien 1952.
- GEYER, R.: Die Silberbergwerke in den niederösterreichischen Ländern unter Maximilian I. – Schlern-Schr., 9, 199–218, Innsbruck 1925.
- GÖTZINGER, M. A., LEIN, R. & WEINKE, H. H.: Vorläufiger Untersuchungsbericht über das Fluoritvorkommen in den Gutensteiner Schichten aus der Laussa bei Altenmarkt/Sankt Gallen in der Steiermark. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1980, Nr. 1, 1–6, Wien 1980.
- HABERFELLNER, J.: Gutachten über die alten Bergbaue bei Annaberg in Niederösterreich. – Unveröff. Gutachten, Lunz 1907.
- HAGENGUTH, G.: Die Blei-Zink-Vererzung vom Schwarzenberg bei Türrnitz in Niederösterreich. – Unveröff. Vorarb. Geol. Inst. Univ. Wien, 50 S., 32 Abb., 14 Taf., 1 Kt., 1 Prof., Wien 1981.
- HADITSCH, J. G.: Coelestin und Flußspat aus den Opponitzer Kalken von Obermicheldorf/Oberösterreich. – Jb. Oberösterreich. Musealver., 112, I. Abh., 161–172, Linz 1967.
- HADINGER, W.: Geologische Beobachtungen in den österreichischen Alpen. – S. 352, [In:] Berichte über die Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, III, Wien 1848.
- HALLER, A.: Das Silberbergwerk bei Annaberg in Niederösterreich. – Bl. Ver. Landeskunde Niederösterreich., 26, 409–414, Wien 1892.
- HAUER, F. v.: Über die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg. – Jb. Geol. R.-A., 1, 17–60, Wien 1850.
- HAUER, F. v.: Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., 4, 718–742, Wien 1853.
- HERTLE, L.: Lilienfeld - Bayerbach. – Jb. Geol. R.-A., 15, 451–551, 27 Abb., Wien 1865.
- HLAWATSCH, K.: Anglesit vom Schwarzen Berg bei Türrnitz. – Ann. Nat.-Hist. Mus., (3) 38, S. 18 f., Wien 1924.
- HUBER, S. & P.: Mineralfundstellen, Bd. 8: Oberösterreich, Niederösterreich und Burgenland. – 270 S., 132 Abb., München (Ch. Weise) 1977.

- KLUGER, F., WEINKE, H. H., KLEIN, P. & KIESL, W.: Bestimmung von Fluor in Vulkaniten von Filicudi und Alicudi (Äolische Inseln, Süditalien) sowie an einigen geochemischen Referenzstandards. – *Chem. d. Erde.*, **34**, 168–174, 1975.
- KORITNIG, S.: Ein Beitrag zur Geochemie des Fluor. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **1**, 89–116, London 1951.
- KORITNIG, S.: Zur Geochemie des Fluors in Sedimenten. – *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, **10**, 231–238, Krefeld 1963.
- KORITNIG, S.: Fluorine. – [In:] WEDEPOHL, K. H. (ed.): *Handbook of Geochemistry*, Vol. II/ 1, Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1969–78.
- LEIN, R.: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **27**, 207–235, 4 Abb., 1 Taf., Beil. 12, Wien 1981.
- MAYRHOFER, R. J.: Altes und Neues zum Annaberger Silbererzbergbau. – *Unsere Heimat*, N.F. **19**, 105–108, Wien 1948.
- MEIXNER, H.: Neue mineralogische Seltenheiten aus der Ostmark. – *Mitt. Wiener Min. Ges.*, 1939, **105**, 434–439, [In:] *Min. Petr. Mitt.*, Bd. **51**, Leipzig 1940.
- NIEDERMAYR, G., SUMMESBERGER, H. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Über zwei Coelestinvorkommen in der Mitteltrias der Gailtaler Alpen, Kärnten. – *Ann. Naturhistor. Mus. Wien*, **79**, 1–7, 3 Abb., 2 Taf., Wien 1975.
- NIEMCZYK, O.: Bergmännisches Vermessungswesen. – Bd. 2, 772 S., 473 Abb., 47 + 6 Taf., Berlin (Akademie Verlag) 1956.
- POBER, E.: Die Blei-Zink-Vererzung am Südostrand des Schmelzfensters südlich von Annaberg in Niederösterreich. – *Unveröff. Vorarb. Geol. Inst. Univ. Wien*, III + 77 S., 7 Taf., 1 Kt., Wien 1981.
- POSEPNY, F.: Bemerkungen über den Silberbergbau von Annaberg in Niederösterreich. – *Österr. Z. Berg- u. Hüttenwesen*, **42**, 27–32, Wien 1894.
- REDLICH, K.: Vanadinit vom Galmeikogel bei Annaberg in Niederösterreich. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **17**, S. 519, Wien 1898.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilreihe aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1965**, 119–163, 1 Taf., Wien 1965.
- SCHROLL, E.: Über die Anreicherung von Mo und V in der Hutzone der Pb-Zn-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth in Kärnten. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1949**, H. 4–6, Wien 1949.
- SCHROLL, E.: Spurenelementparagenese (Mikroparagenese) ostalpiner Bleiglanze. – *Anz. Österr. Adad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **1950**, 21–25, Wien 1950.
- SCHROLL, E.: Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze. 1. Teil. – *Mitt. Österr. Min. Ges.*, S.-H. **3**, 85 S., Wien 1954.
- SCHULTE, G., LÖHR, W. & VOSEN, H.: *Markscheidkunde für das Studium und die betriebliche Praxis*. – 4. Aufl., 444 S., 333 Abb., 35 Taf., Berlin - Heidelberg - New York (Springer) 1969.
- SCHULZ, O. & KOSTELKA, L.: Das Bleiglanzvorkommen von Puchenstuben in Niederösterreich. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, (3. F.) **10**, 180–191, 7 Abb., Wien 1965.
- SIGMUND, A.: Über einige seltene Minerale in Niederösterreich. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **23**, 78–81, Wien 1904.
- SIGMUND, A.: *Die Minerale Niederösterreichs*. – 194 S., 8 Abb., 3 Prof., Wien - Leipzig (Deuticke) 1909.
- SIGMUND, A.: *Die Minerale Niederösterreichs*. – 2. Aufl., 247 S., 11 Abb., Wien (Deuticke) 1937.
- SPENGLER, E.: *Aufnahmebericht über Blatt Schneeberg – St. Ägyd*. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1927**, 52–54, Wien 1927.
- SPENGLER, E.: *Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Schneeberg – St. Ägyd*. – 108 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1931.

- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraums der Decken der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil (Der Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen). – Jb. Geol. B.-A., 193–312, Taf. 4, Wien 1959.
- STAMPFER, S. & DOLEZAL, E.: Sechsstellige logarithmisch-trigonometrische Tafeln nebst Hilfstafeln, einem Anhang und einer Anweisung zum Gebrauche der Tafeln. – 20. Aufl., 162 S., 8 Taf., Wien (Karl Gerolds Sohn) 1904.
- STUR, D.: Geologische Detailaufnahme in den Nordöstlichen Alpen des Herzogtums unter der Enns. – Jb. Geol. R.-A., 15, Wien 1865.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. – 654 S., div. Abb. u. Taf., Graz (Geognost.-montanist. Ver.) 1871.
- STÜTZ, A.: Mineralogisches Taschenbuch. Enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich zum Gebrauche reisender Mineralogen. – Wien - Triest (Geistinger's Buchhandlung) 1807.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 58 (1965), 103–207, Taf. 1–4, Wien 1966.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikum. – XV + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976 a.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – IX + 456 S., 130 Abb., Wien (Deuticke) 1976 b.
- WAGNER, L.: Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Beckern. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 202 S., 11 + 164 Abb., 25 Taf., Wien 1970.
- WEDEPOHL, K. H.: Geochemie. – Samml. Göschen, 1224–1224 b, 220 + 32 S., 26 Abb., 37 Tab., Berlin (Walter de Gruyter & Co) 1967.
- ZEPHAROVICH, V. v.: Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Österreich. – 1. Bd. (1790–1857), XXX und 627 S., Wien (Braumüller) 1859.
- ZEPHAROVICH, V. v.: Mineralogisches Lexicon für das Kaiserthum Österreich. – 2. Bd. (1858–1872), XIV + 436 S., Wien (Braumüller) 1873.
- ZIEHR, H., MATZKE, K., OTT, G. & VOUTTSIDIS, V.: Ein stratiformes Fluoritvorkommen im Zechsteindolomit bei Eschwege und Santra in Hessen. – Geol. Rdsch., Bd. 69, Heft 2, 325–348, 11 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1980.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 12. 2. 1982.

TAFEL 1

Fig. 1: Arzriedel/Trübenbach

Bleiglanz (weiß) und Zinkblende (grau) in dolomitisierten Zonen im Gutensteiner Kalk; schräges Auflicht; linke Probenkante entspricht 25 mm.

Fig. 2: Schwarzenberg, Brekzienvererzung

Zinkblendekristalle (grau) neben Bleiglanzputzen (weiß) in Brekzie aus Wettersteindolomit mit bituminös-tonigem Zwischenmittel; schräges Auflicht; lange Diagonale des Bleiglanzes entspricht 6,5 mm.

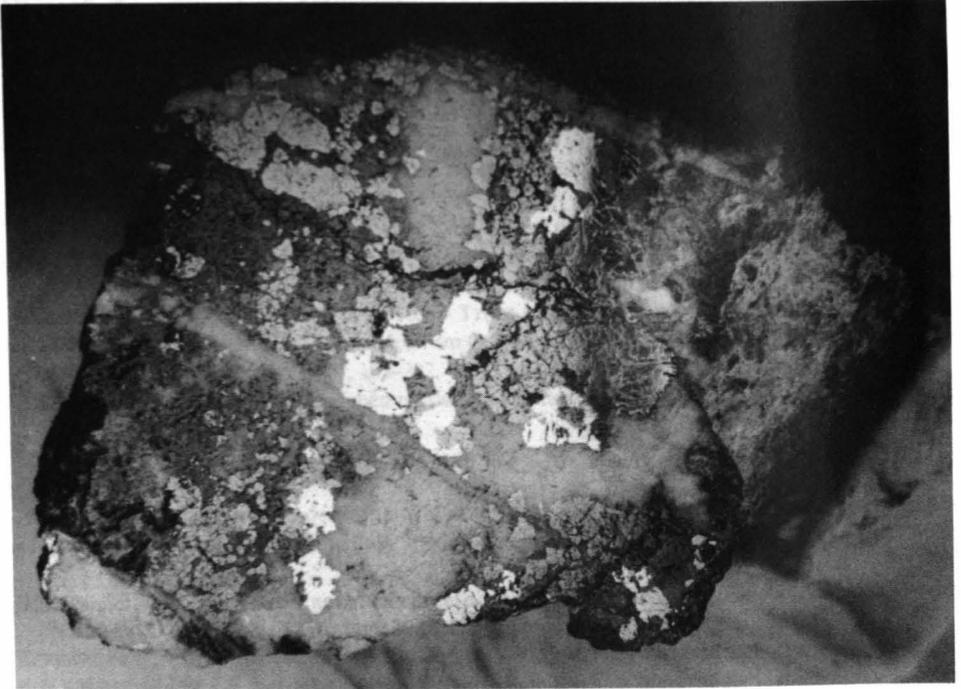


Fig. 1

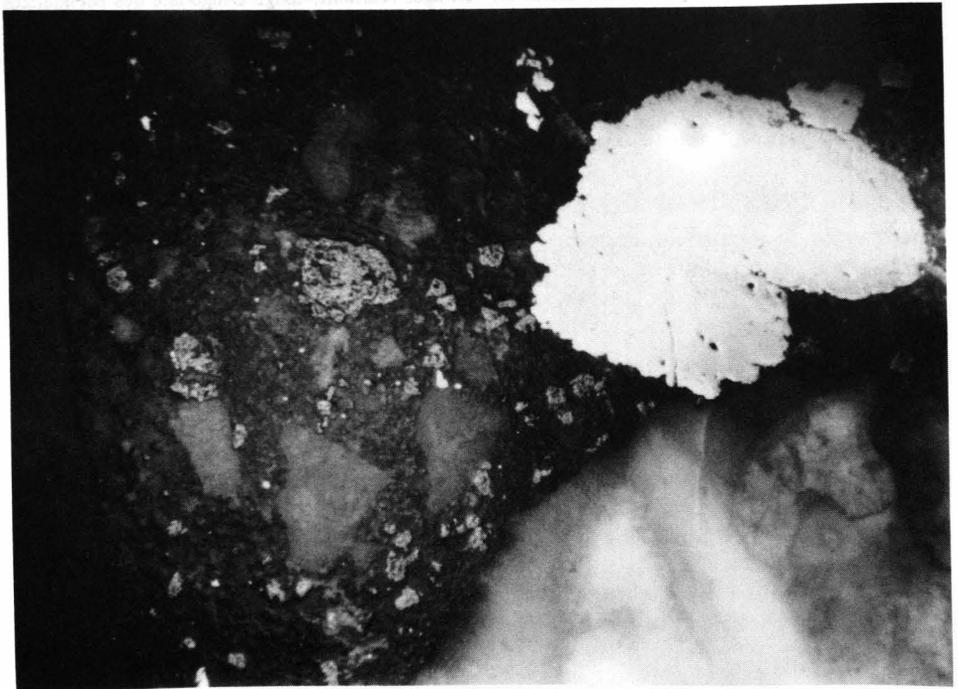


Fig. 2

TAFEL 2

- Fig. 3: Schwarzenberg, Kaiser Josephi-Fundgrube (Halde)
Sedimentäre Vererzung (Bleiglanz) in gradierter Schichtung (bituminöser Kalk); schräges Auflicht; lange obere Probenkante entspricht 33 mm.
- Fig. 4: Kohlanger/Frein
Bleiglanz (weiß) und Zinkblende (grau) in (Wetterstein-)Dolomit; Bleiglanz als feine Spaltenfüllung und in derben Putzen; schräges Auflicht; lange untere Probenkante entspricht 40 mm.

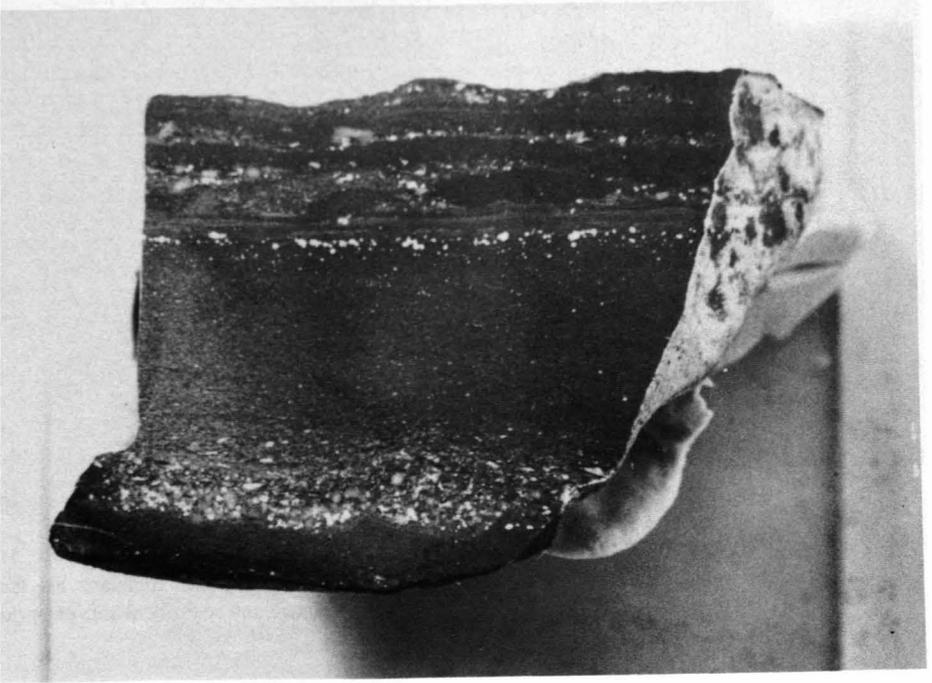


Fig. 3

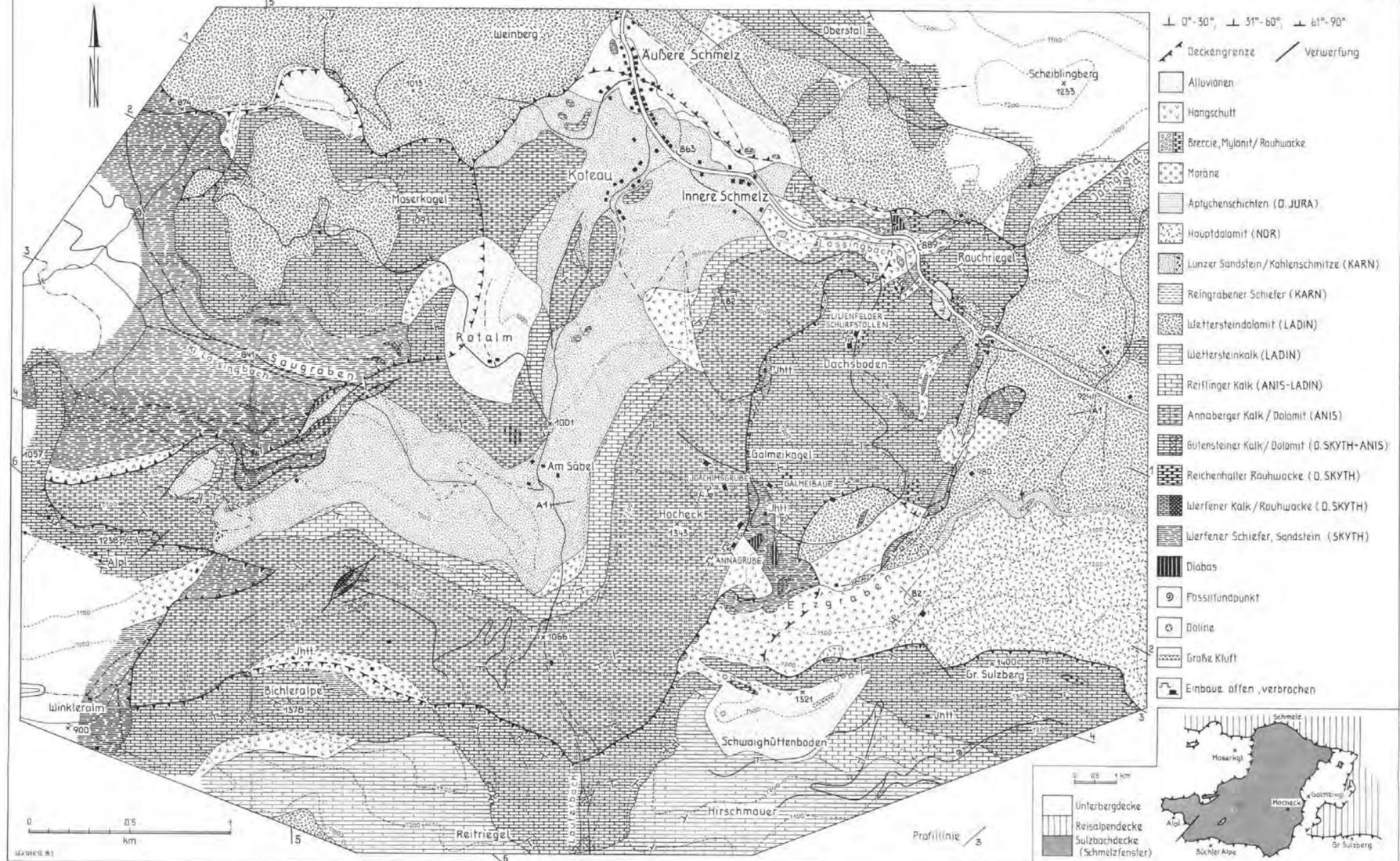


Fig. 4

GEOLOGISCHE KARTe DES SCHMELZFENSTERS UND SEINES RAHMENS

(nach E. POBER 1981)

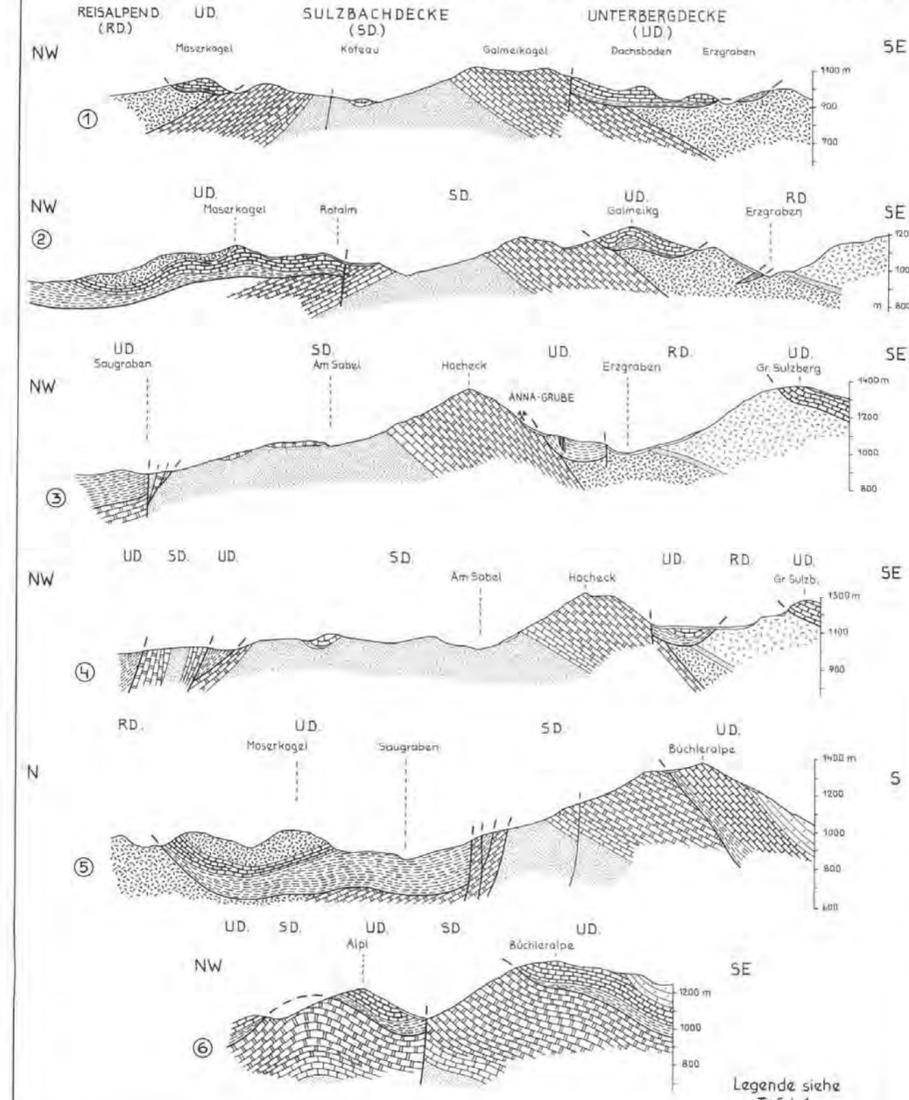
TAFEL 1



PROFILE ZUR GEOL. KARTe DES SCHMELZFENSTERS

E. POBER 1981

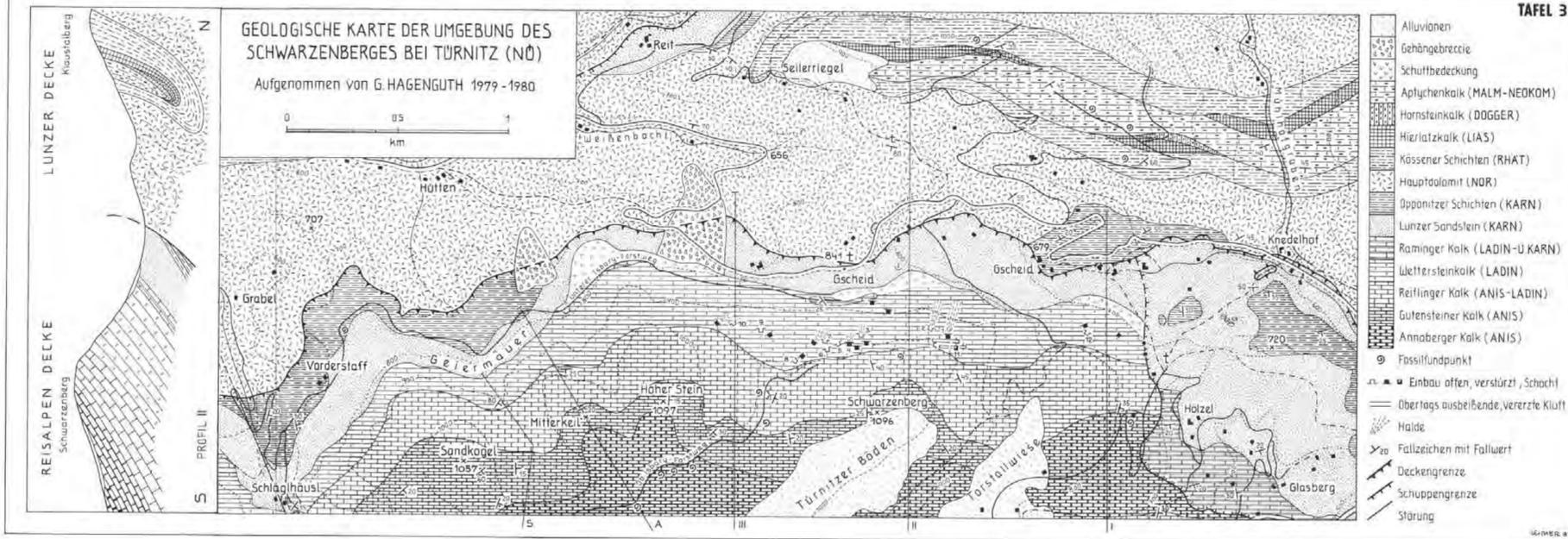
TAFEL 2



Legende siehe Tafel 1

GEOLOGISCHE KARTe DER UMGEBUNG DES SCHWARZENBERGES BEI TÜRNITZ (NO)

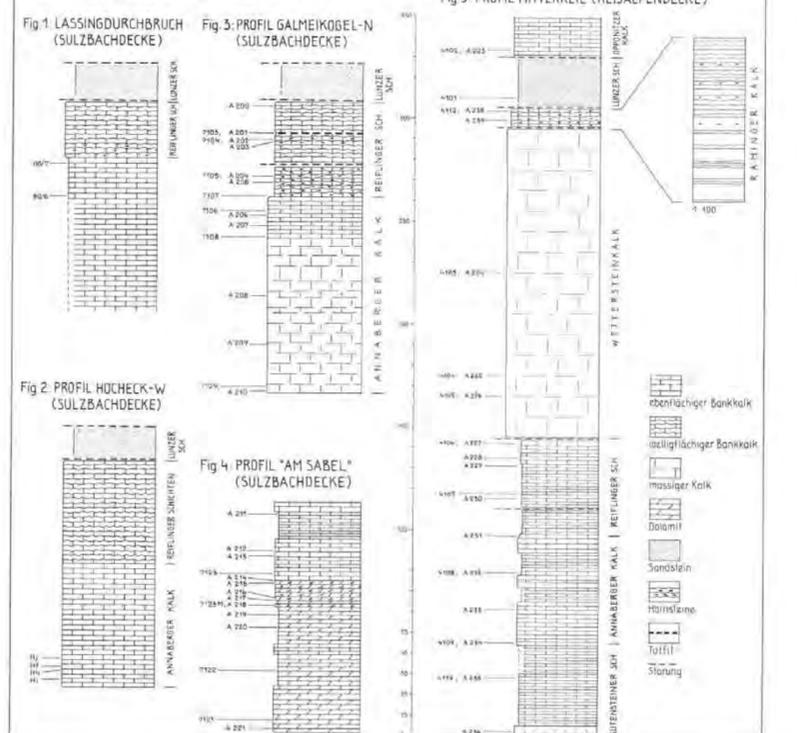
Aufgenommen von G. HAGENGUTH 1979-1980



TAFEL 3

SAULENPROFILE DER MITTELTRIASENTWICKLUNG IM BEREICH DES SCHMELZFENSTERS (SULZBACHDECKE) UND DES SCHWARZENBERGES (REISALPENDECKE)

TAFEL 4



Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 125, Heft 1-2	S. 219-271	Wien, Dezember 1982
--------------------	----------------	--------------------	------------	---------------------

Computer-aided evaluation of the major fracture pattern in Austria derived from Landsat Data

By MANFRED F. BUCHROITHNER*)

With 16 Figures, 3 Plates and 6 Appendices

Schlüsselwörter
Ost-Südalpen
Satellitenaufnahmen
Störungsmuster
Interpretation
Methodik

CONTENTS

Zusammenfassung	220
Abstract	220
Résumé	220
1. Introduction	220
2. Data acquisition	222
3. Methodical remarks	222
3.1. Interpretation of tectonic lineaments	222
3.2. Graphic presentation of the statistic data	229
3.3. Machine processing of data	231
4. Computer programs	231
4.1. Program DIGLIN	231
4.2. Program RGRAM	232
4.3. Program PLLIN	233
5. Validity of lineaments derived from LANDSAT imagery	233
6. Lineament quantification	235
6.1. Selection of files	235
6.2. Lineament distribution	235
7. Supplementary notes on structural geology	248
Acknowledgements	251
References	252
Appendices	264

*) Author's Address: Österreichische Akademie der Wissenschaften, Institut für Kartographie, Abteilung für Satellitenkartographie, Bäckerstraße 20/III, A-1010 Vienna, Austria.

Zusammenfassung

Mit Hilfe der Computerprogramme DIGLIN, RGRAM und PLLIN werden die geologischen Großeinheiten Österreichs (Abb. 2) in bezug auf ihre Störungsmuster untersucht und charakterisiert. Neben Kurzbeschreibungen der Programme werden Bemerkungen zur Methodik der Interpretation tektonischer Lineamente aus LANDSAT-Bildern gegeben. Probleme, die sich beim Vergleich von detaillierten und Übersichts-Interpretationen ergeben, werden an Hand der jeweiligen Störungskarten und Kluftrosen von Satellitenaufnahmen aufgezeigt. Einige z. T. divergierende Ansichten bezüglich der früheren und rezenten strukturellen Entwicklung in Zusammenhang mit den heutigen megatektonischen Modellen werden dargelegt.

Abstract

On the basis of the computer programs DIGLIN, RGRAM and PLLIN the major geological units of Austria (fig. 2) are evaluated concerning their fracture patterns. Beside brief descriptions of the programs methodical remarks on tectonic lineament tracing from LANDSAT imagery are given. Problems arising when comparing detailed and large scale interpretations are shown by means of corresponding fracture maps and rose diagrams derived from satellite images. Some partly diverging assumptions on past and Recent structural history in connection with present-day megatectonic models are set forth.

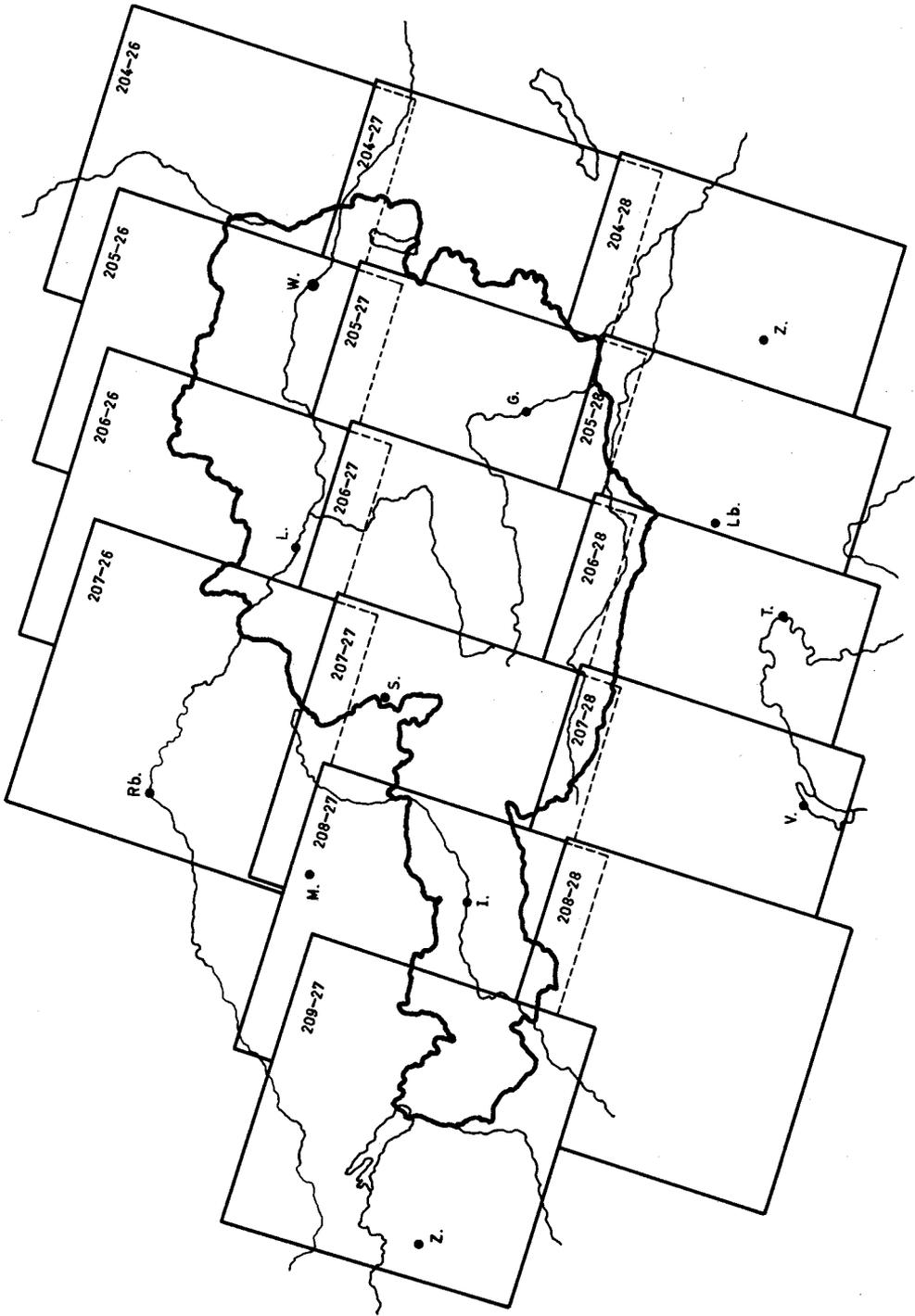
Résumé

Par le moyen des procédures automatiques DIGLIN, RGRAM et PLLIN les grandes unités géologiques de l'Autriche (fig. 2) sont examinées et caractérisées à l'égard de leurs systèmes de fracture. A part de brèves descriptions des programmes nous avons fait des remarques sur la méthodologie de l'interprétation des linéaments tectoniques des images LANDSAT. Des problèmes, quise dégagent en comparant des interprétations détaillées et en gros, sont montrés au moyen de cartes de fracture et de rosaces correspondantes dérivées des images de satellite. Quelque opinions, en partie divergeantes, concernant le developpement tectonique ancien et recent en rapport avec les modèles mégatectoniques d'aujourd'hui sont exposées.

1. Introduction

Since the first commercial products of LANDSAT data in the form of black and white hard copies have been available for geologists, i. e. 1972 (NDPF/NASA 1972), their usefulness for lithological but predominantly structural mapping on a smaller scale has been proved many times (for a review see, e. g., A. FISCHER 1976 cum lit.). For the Eastern Alps J. BODECHTEL & B. LAMMERER 1975, R. P. GUPTA & J. NITHACK 1976, R. P. GUPTA 1977, A. TOLLMANN in L. BECKEL 1976 resp. A. TOLLMANN 1977 a, P. CARDAMONE et al. 1977 and F. DEGAN et al. 1980 made first evaluations of LANDSAT imagery for geological purposes.

The objective of this paper is to show a method of machine-processed evaluation of lineament systems (diagrams) by the example of the major geological units of Austria and to discuss the relationship of its results to the structural setting of the East Alpine/ Central



Central European region. Further, some methodical remarks on lineament tracing, on the relationship between field survey and satellite image mapping of fractures/faults ¹⁾ and on generalization of fracture patterns respectively are given. The intention was only to put forward observations and interpretations which are not yet mentioned in the papers cited above. In one or the other case, however, it was necessary to refer to previous statements and to recapitulate briefly to make the context clear.

2. Data Acquisition

The present paper originates in some fracture pattern analyses of smaller test sites in Austria from digitally treated LANDSAT 2 data (cf. chapter 3. 1.). Multispectral scanning (MSS) computer compatible tapes (CCTs) of more or less completely cloudless scenes from 1976 between path 204 to 208 and row 26 to 28 (fig. 1) were ordered at the Earthnet Organization of the European Space Agency (ESA). The results of these interpretations, usually from digitally treated colour composites of band 4 (500–600 nm), band 5 (600–700 nm) and band 7 (800–1000 nm), sometimes only from band 7, were generalized according to certain aspects (see p. 231). It turned out that the results were rather identical with the lineament analysis by A. TOLLMANN 1977 a (cf. section 6.2. and 7.). Random checking still confirmed this first impression, so that finally TOLLMANN's map and his „nomenclature“ of faults was taken over with only few emendments which partly derive from R. P. GUPTA 1977 (fig. 2).

3. Methodical Remarks

3.1. Interpretation of Lineaments

In all papers dealing with tectonic interpretations in the Eastern Alps, which were mentioned in section 1., conventional methods of structural geological photo interpretation were used, i.e. usually band 7, which covers the near-infrared range. Sometimes

¹⁾The terms „fracture“ and „fault“ are used according to A. A. G. SCHIEFERDECKER 1959. Between „lineament“ and „linear“, however, no differentiation referring to magnitude as proposed by R. A. HOPPIN 1974 has been made.

Fig. 1: Index map of LANDSAT imagery covering Austria. The slight displacements within the paths (revolutions) are only due to greater legibility of the map. In reality scenes of one path form a „flight strip“ with continuous E and W limits. As the locations of the single scenes vary within a certain range (some 10th of km) they only represent average positions of the last few years. For the sake of clearness the frames were drawn in that way that the scenes scanned last cover the older ones thus indicating the N-S flying direction and E-W trend of the satellite's revolutions. Nevertheless it can easily be inferred that most of Austria can be interpreted in real stereoscopy.

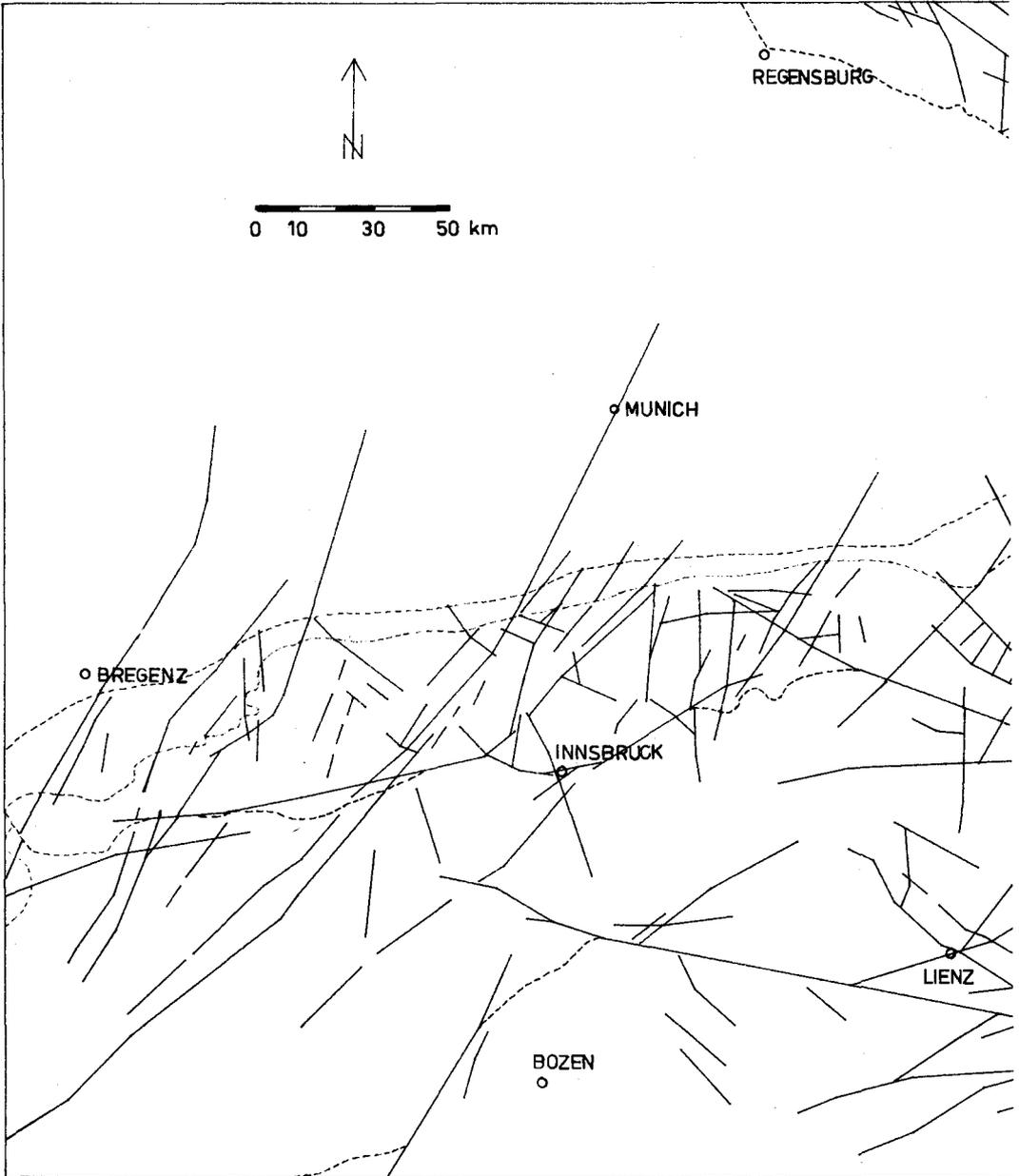
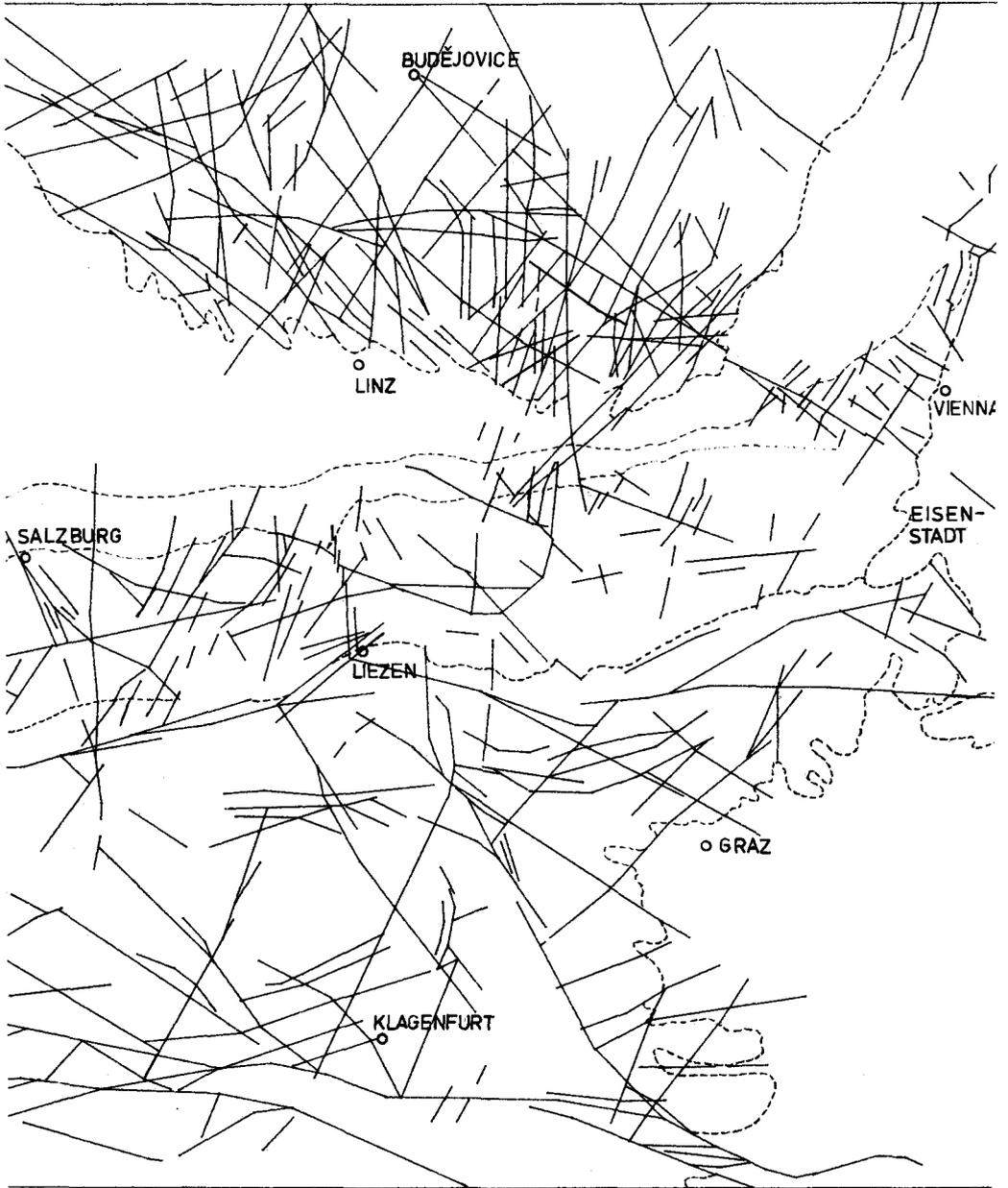


Fig. 2: Plot of digitized major LANDSAT lineaments (fractures) of Austria and some adjacent areas. Dotted lines indicate borders of the major geological units (cf. plate 1 - 3).

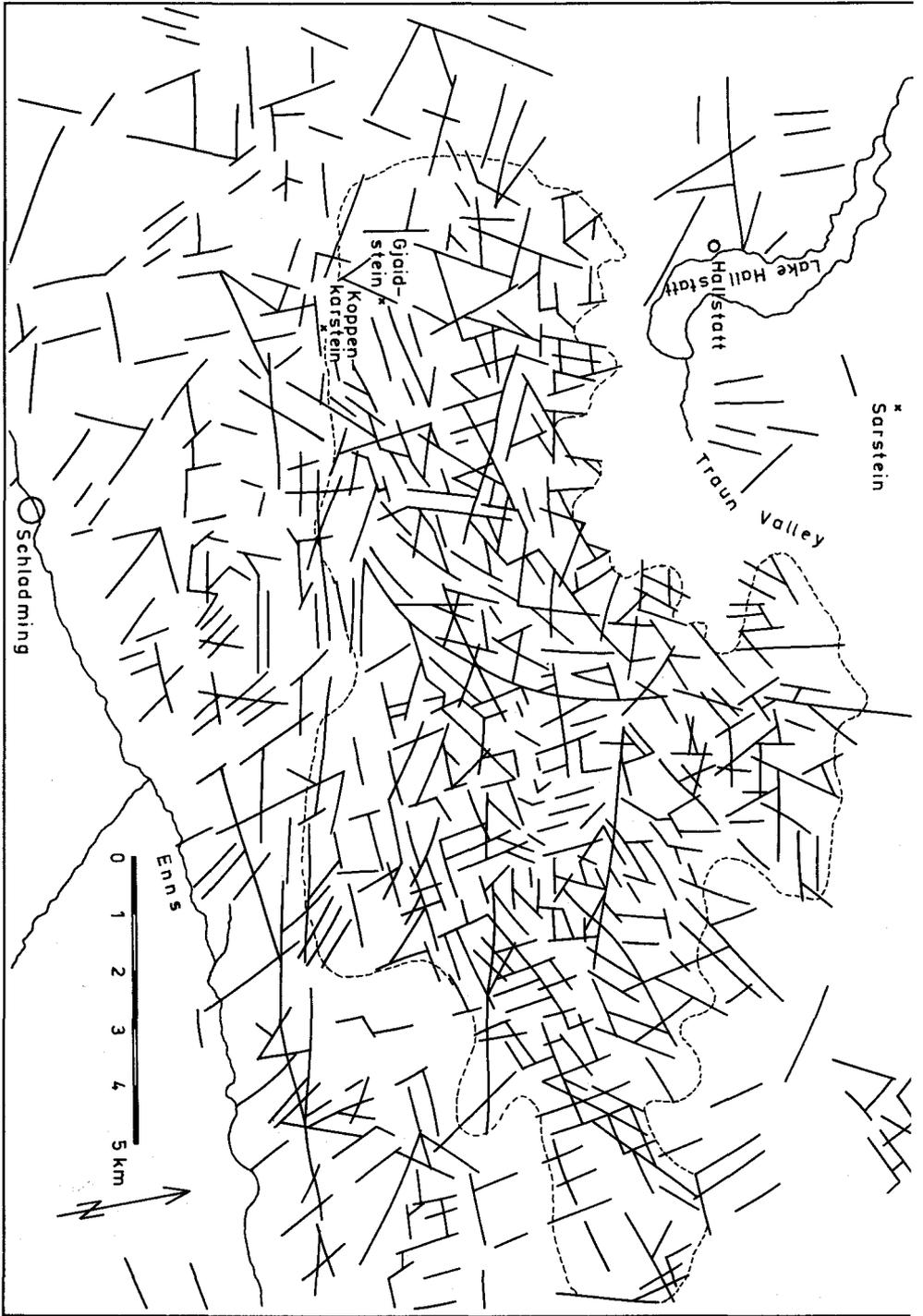


multitemporal imagery of this channel was utilized in order to eliminate errors due to illumination conditions (B. S. SIEGAL 1975) and to strengthen the validity of the observations and interpretations respectively (J. BODECHTEL & B. LAMMERER 1973 a, 1973 b, J. BODECHTEL & J. NITHACK 1974, R. P. GUPTA & J. NITHACK 1976, R. P. GUPTA 1977). In a terrain with strong relief which is prevailing in Austria the appropriate season of scanning is of great importance. In contrast to plain or rolling terrain you cannot always use images with a very low sun angle (and with snow cover), which set off most morphological indications for tectonic lineaments very well. In many cases one also has to look at spring (snow still in concave morphological forms, thus tracing and emphasizing the faults) and even summer scenes. The selection of the proper image always depends on the morphology of the area to be interpreted. For high altitude plateaus in the Alps, as we find them in the Northern Limestone Alps, December and January images are of quite good use. An example showing the mountain plateau „Am Stein“ in the Dachstein Massif is given in fig. 3.

Although there exist software routines today based on more or less sophisticated algorithms of pattern recognition, which would allow the user to compile programs for digital scanning, storing and plotting of tectonic features (i. a. M. H. PODWYSOCKI, J. G. MOIK & W. C. SHOUP 1975, cf. J. AARNISALO 1978:21), visual interpretation and manual tracing by an experienced geologist seems to be still the best way for the evaluation of fracture patterns from – rather contrast-enhanced – LANDSAT images (cf. also A. GOETZ in M. H. PODWYSOCKI et al. 1975; fig. 4). By this method wrong assignments of linear features to structural lineations, which happen with pure digital plotting (although they usually do not obviously influence the statistical distribution), can mostly be avoided. Moreover, stereoscopic view is an excellent additional tool for fault tracing wherever overlapping scenes are obtainable (Ch. CAZABAT 1975, N. POLYSOS 1981, M. F. BUCHROITHNER 1981).

Another method which has also been tested in western Carinthia and in the East Tyrol (Central Alps) and compared with the fracture pattern delineation by A. TOLLMANN 1977 a is the „shifted inverse diazo“ method. It yields results which almost resemble some types of digital edge enhancements and can easily be „interactively“ changed, i. e. adjusted for a smaller area under consideration. Fig. 5 displays the results of the application of digital enhancements which was, as these Optronics film prints were at hand, carried out with LANDSAT data treated with Principal Component Transformation, i. e. PC 3 and PC 5 in the 2-mode of band 4, 5 and 7. Fig. 5 obviously shows the advantages of digital techniques for more detailed fault tracing (cf. J.-Y. SCANVIC 1978). But on the other hand it also makes clear that the result of generalization in many cases yields a picture very similar (cf. sec-

Fig. 3: LANDSAT lineaments (fractures) of the mountain plateau „Am Stein“ in the Dachstein Massif (Upper Austria/Styria; mainly limestones and dolomites). Interpretation from slightly digitally edge-enhanced image of Dec. 21st 1976. LANDSAT-2 frame no 206 – 27, geometrically not rectified (scale rough reference only). Broken line indicates the approximate edge of the plateau. Blank space in the NW of the plateau is caused by cast shadow due to low sun angle. Note that in a small scale most of the lineaments discarded turn out as minor ones and do not appear in fig. 2. A comparison of the photogeological map of the „Dachsteinplateau“ by H. F. HOLZER 1964 shows the relative richness in detail of the satellite image.



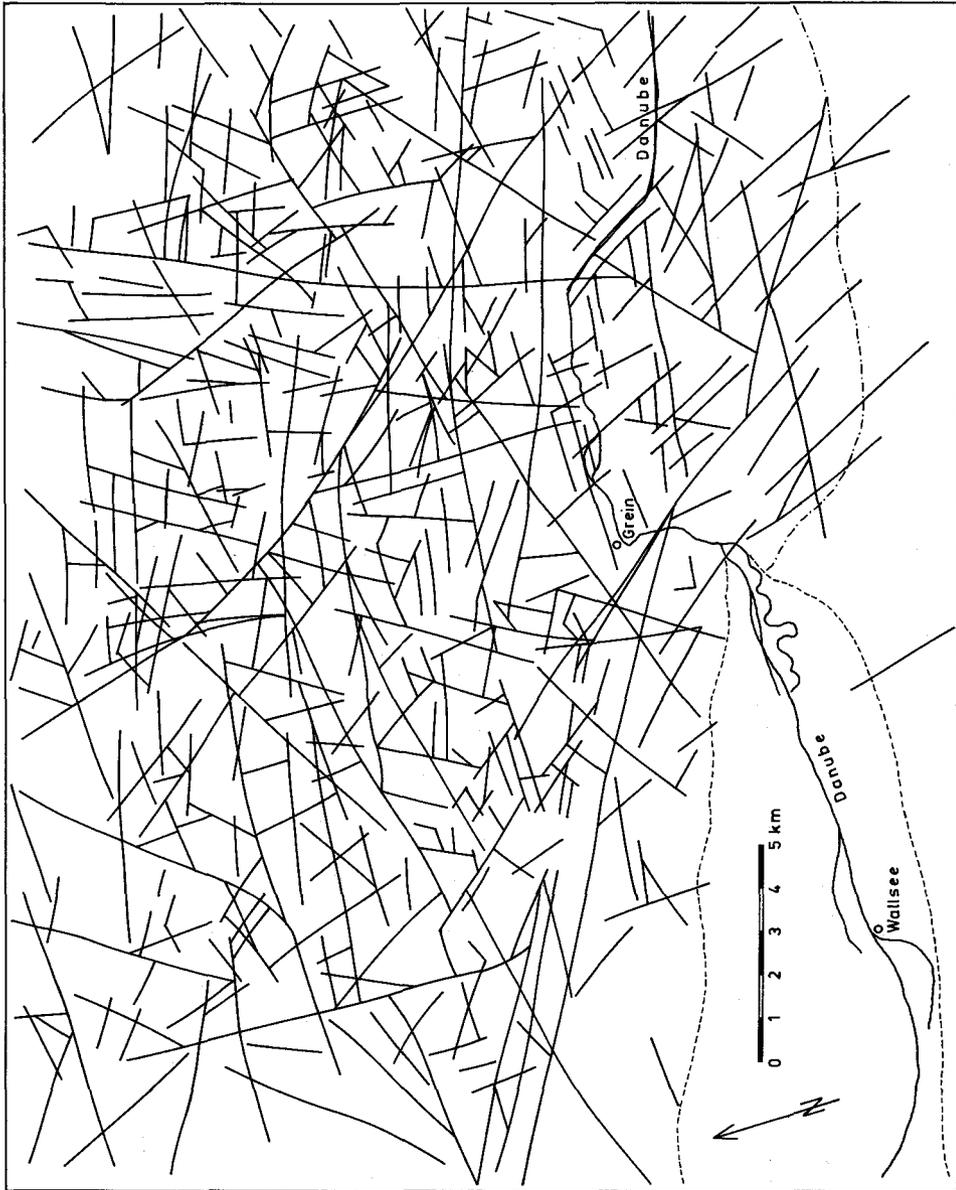


Fig. 4: LANDSAT lineaments (fractures) of a part of the southeastern Bohemian Massif in the surrounding of Grein (Upper and Lower Austria; granites and gneisses). Interpretation from digitally edge-enhanced image of Aug. 26th 1976. LANDSAT-2 frame no 206 – 26, geometrically not rectified (scale rough reference only). Broken line shows border of the fluvial plains of the Danube („Machland“), semicolon line indicates the approximate border of the crystalline basement S of the Danube. Fig. 2 clearly shows the main lines appearing in this drawing. Further note the obviously different fracture pattern in comparison with fig. 3 and 5 (lithological differences).



tions 6. 2. and 7.) to that of A. TOLLMANN 1977 a (fig. 2). It must, however, be mentioned here that „objective“ interpretations of LANDSAT images need experience and time (cf. J. AARNISALO 1978). To avoid the preference of one or two specific directions the images should be looked at from eight (not only four) different directions. The fact, that with experiments carried out in the USA only less than 0,5 percent of some 800 linears were recognized by all of the four operating geologists (mainly due to azimuth preferences; M. H. PODWYSOCKI et al. 1975) should be kept in mind. On the other hand comparative studies of fault tracings at the Technical University of Clausthal-Zellerfeld (FRG) showed „extensive accordance“ of the interpretations (P. KRONBERG 1977). In my experience the statistic data should lie somewhere inbetween.

3.2. Graphic Presentation of the Statistic Data

For a long time graphic depiction in the form of circular diagrams has been a very common way of synoptic characterization of tectonic trends for miners as well as for geologists (L. MÜLLER 1933). In many cases the „direction rosettes“ represent an excellent tool for objective comparison of structural differences in geological units which are not that obvious in tectonic maps (G. KNEUPER 1960). Within the German speaking domain mostly 360° diagrams have been used which display symmetric figures in the upper and in the lower half, indicating the frequency per direction class (P. KRONBERG 1969, R. ADLER, W. FENCHEL & A. PILGER 1965, P. RÖLZ 1975). This type has also been used for representation of satellite image lineations (R. P. GUPTA & J. NITHACK 1976, R. P. GUPTA 1977, N. POLYSOS 1981; cf. p. 234). As one half of the diagram is actually unnecessary it was omitted by some authors (e. g. A. MIKKOLA & P. VUORELA 1973, J. AARNISALO 1978). Thus the upper part can be utilized to provide the length distribution of lineaments per direction interval (cf. J.-Y. SCANVIC & G. WEECKSTEEN 1978 a, 1978 b) as additional information (pl. 1–3), a graphic method which has been used successfully in the U S A e. g. (F. H. LAHEE 1961). Yet another method of circular presentation, the „probable orientation quadrant“ of local stress (IFB-BEICIP without year) which can be assigned to each major lineament mapped from satellite imagery, shall be briefly mentioned here.

Although circular diagrams are of good use for synoptic view, bar diagrams are more suitable for matters of comparison, a fact which was already realized by E. KAISER 1926 (although he used them in a slightly different way than common today). The main advantage of histogrammatic graphs is that minor peaks, which are not so easily discernible in rose diagrams, can be clearly seen and compared in histograms (fig. 7 and 9). F. K. LIST & P. STOCK 1969 e.g. used frequency distribution histograms for the evaluation of fracture patterns derived from aerial photography, J. BODECHTEL & J. NITHACK 1974 for the comparison of interpretations from satellite images with different sun elevation and

Fig. 5: LANDSAT lineaments (fractures) of the Kreuzeck Massif (Carinthia; mainly gneisses and mica schists). Interpretation from a PC 2 Principal Component Analysis of band 6 and 7. LANDSAT-2 frame no 206 - 27 from Aug. 26th 1976, geometrically rectified (Gauss-Kruger). The photogeological map of the Kreuzeck Massif by H. F. HOLZER 1958 b only indicates some few percent of the lineaments shown here.

azimuth. Due to the facts and considerations briefly touched here it was near at hand to provide the options in the computer-aided lineament evaluation (program RGRAM) to plot length/frequency rose diagrams as well as length and frequency bar histograms. It becomes evident when comparing the figures of plate 1 to 3 that, the bigger the number of counts, the more symmetric becomes the rose diagram. This correspondence in shape, i. e. in statistic distribution, becomes even more striking with the histograms (fig. 7 and 9, appendix 2). The higher the diversity in km per azimuth class, the higher is necessarily the diversity in frequency distribution. As a rule of thumb we can make the following plausible statement: the higher the diversity of direction classes and the reciprocal value of the maximum length, the smaller tends to be the maximum value of frequency counts.

As visible in pl. 1 fig. a and pl. 3 fig. a the size of the distribution figure itself logically also has some bias on the comparison of different rose diagrams. One gets the „ideal“, i. e. most appealing plot when the maximum peaks of length and frequency distribution exactly or nearly touch the periphery (pl. 1-3). In this case the information, also for minor distributions, is best. Nevertheless, in one case of this study (pl. 3 fig. b) the „distribution rosette“ exceeds the outer tickmark of the rose diagram, that is with the comparative diagrams of the southern Bohemian Massif, the Eastern Alps and the cumulative rose diagram of both. If the maximum values in length and frequency of the whole area had been taken for the other two plots the size of the „rosettes“ would have been too small for any reliable identification of the distribution. As the diameter of the rose diagrams is a default value and thus could not be extended for reasons of perspicuity the size of the „rosette“ was selected bigger than the outer circle. It would not have been a solution to select different maximum values for these three diagrams because then the conditions of comparison would have been unequal, i. e. differently weighted.

Frequently continuous lineaments resp. lineament zones of supraregional extension change direction, thus exceeding the five-degrees interval used in this study. The author is completely aware that by dividing these major lineations into \pm straight portions (due to the exclusively straight lineament plotting capability of the plotter) the length/frequency relation might give a slightly distorted impression. After all, it could be easily solved by putting „flags“ to the lineaments in question. Anyway, the general picture will remain rather similar, although the number of counts per direction class will increase (which might be taken into consideration).

The circular or columnar distribution graphs of linears referred to direction classes in the ways above mentioned imply equal dips of the fault planes. For the delineation of fracture lines visible in satellite imagery one can assume rather steep dips (R. GÜNTHER 1977, R. HEINRICH 1977, P. KRONBERG 1977, N. POLYSOS 1977, A. TOLLMANN 1977), a fact that has been checked in the field in different areas of the European Alpidic belt (J. BODECHTEL & J. NITHACK 1974, P. KRONBERG & R. GÜNTHER 1977, N. POLYSOS 1977, 1981) and other parts of Europe (e.g. J.-Y. SCANVIC 1974, P. KRONBERG 1976, 1977, J. AARNISALO 1978). When comparing selected major lineaments and cross sections given by S. PREY 1980 cum lit., K. METZ 1973 and G. WACHTEL & G. WESSELY 1981 cum lit. it turned out that with just few exceptions, which are mostly still within the limits of statistic tolerance, the dips of the lineaments under consideration only diverge some \pm 14 degrees from the vertical within the upper 5,000 m. Thus it seemed justified to use rose diagrams instead of SCHMIDT nets.

The criteria of selection for the generalization of lineaments (fig. 2 to 5) were those used by L. BISCHOFF 1975 and M. F. BUCHROITHNER 1980 a. The remaining structural lines fall into class I of the lineament classes established by J. AARNISALO 1978. By applying the selection criteria just mentioned a map rather identic with the one of A. TOLLMANN 1977 a was obtained.

3.3. Machine Processing of Data

After the considerations and activities mentioned above the data were digitally treated by the author at the International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC) in Enschede, Netherlands. The kind assistance of N. H. W. DONKER from the ITC helped a lot to finish this work within a reasonable period of time. The computer programs used are treated in more detail in the following section.

4. Computer programs

Diagrammatic presentations have been proved to be very useful for statistic evaluation and graphic characterization of steeply dipping joint and fracture systems. But despite the increasing application of statistic methods and the use of computers in scientific geology only very few operational and user-friendly programs of this type exist. Hence it was obvious to write a program which allows easy digital assessment of lineations and provides diagrammatic graphs in an interactive manner.

One such set of three programs was installed on an HEWLETT & PACKARD microcomputer at the International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences. These programs were developed and tested during a one year's stay of the author at this institute in 1979/80 and were still improved after further tests during the following months. They were written in BASIC by N. H. W. DONKER using a system consisting of an HP 9872A plotter/digitizer and an HP 9845B microcomputer with graphic terminal linked with an HP 9885S floppy disc unit. This floppy disc drive allows a reasonably big amount of data to be stored which is sufficient for most purposes. The programs are saved on magnetic tape minicartridge and can be loaded before usage.

The programs are named DIGLIN („digitize lineaments“), RGRAM („rose diagram“) and PLLIN („plot lineaments“). In the following brief descriptions of these programs (N. H. W. DONKER 1981) are given.

4.1. Program DIGLIN

DIGLIN enables the user to digitize lineaments by means of a digitizer/plotter. The procedure is monitored on the screen of the graphics terminal. Thus digitizing errors of the two extreme points can be detected immediately, deleted („erased“) and corrected. Position, length and direction of each digitizing lineament are subsequently stored on floppy disc in a simple file system. A subroutine provides the possibility of enlarging („blowing up“) a subsceen (appendix 1) of the area depicted on the plotter/digitizer tablet. This is a

special advantage in regions with high intersection density of linears because it facilitates the checking whether the digitalization is correct and complete. The north arrow which has to be digitized in the very beginning is taken as angular calibration element („lineament 1“). Subsequently every lineament is listed with coordinates of the extreme points, its length in km and its direction given in degrees of a 360° circle (appendix 4).

As the lineaments of each unit are stored in one file the user has to decide in advance from which areas, i.e. geological (lithological, structural) units, he wants diagrams. From each file a corresponding rose diagram, length and/or frequency histogram can be produced (see section 4.2.). Several files can be grouped into one diagram but not be split. Moreover, the maximum number of lineaments to be digitized has to be given in advance, although there exists also the possibility of extending the files later. The maximum size of the sheet used for digitalization is subject to the size of the digital tablet. In the present study a scale of 1 : 1,476,732 was used for digitizing and plotting the original „fracture map“. The exact indication of the scale is important for the accurate length calculation of the linears. Appendix 1 gives a flow diagram of the general organization of DIGLIN.

4.2. Program RGRAM

This program provides the possibility to produce a rose diagram, a length histogram and/or a frequency histogram using one or more files created by the program DIGLIN. The rose diagrams show the distribution of the cumulative length of the linears per direction class (see below) over the range W (270°) – N (180°/0°) – E (90°) in the upper semicircle. The lower semicircle displays the distribution of the linear/lineament counts (pl. 1 to 3). The shape of the „rosette“ proper was selected according to E. ARNBERGER 1966. The commonly used types of diagrams (e.g. R. P. GUPTA 1977, J. AARNISALO 1978, J.-Y. SCANVIC & G. WEECKSTEEN 1978 a, 1978 b, N. POLYSOS 1981) is ARNBERGER's type 31, which he assigned to material separations, whereas the type used in RGRAM, which is ARNBERGER's type of diagrams no. 33, is reserved for spatial distributions. Length histograms show the cumulative length of the digitized lineaments per direction class over the range W–N–E. The counts per direction class are only indicated in the frequency histograms, covering the range W–N–E, too (appendix 5, fig. 7 and 9). The histograms are of the bar type.

Restrictions concerning the length of linears to be grouped in one diagram as well as direction class intervals of 2.5 or 10 degrees can be selected. Apart from that, the user will be prompted by the program for some more parameters which mainly concern the desired way of plotting. So e.g. tickmarks indicating the main, labelled subdivisions of the histograms y-axes can be introduced. In the rose diagrams these tickmarks are represented by the dotted circles and the continuous outer one. Appendix 2 gives an organization diagram of RGRAM showing the possibilities of interactively changing the explicative text, the shape (by varying the ratio of the maximum values of the upper and lower semicircle and/or the size of the diagrams proper (by modifying the maximum values of both the upper and the lower semicircle by the same factor; cf. pl. 1 fig. a and pl. 3 fig. a), etc. before plotting the „final drawing“ with the plotter.

4.3. Program PLLIN

The linear features digitized with the program DIGLIN can be plotted in order to produce a „map“ on the same or on a different scale as the original drawing. The size of the desired plots can be easily determined by digitizing the lower left and upper right corners. A lineament map of the same scale as the original one can e.g. be very useful to verify that no lineament has been omitted during the digitizing procedure. Restrictions concerning the length and/or the direction of the lineaments can be introduced (fig. 10 to 16). Especially the second option is quite useful to study the spatial distribution of certain dominant directions (which e.g. derive from one of the RGRAM graphs). By means of PLLIN only the lineaments stored in one file can be plotted. Several files, however, can be plotted on the same sheet, of course. Options are provided to use 4 different colours for the plotting of different files and to plot north arrow and frame only once or even no frame at all, as can be seen in the flow diagram in appendix 3. For easier visual separation of the files in this study the various geological units have been plotted on a working sheet in different colours.

5. Validity of Lineaments Derived from LANDSAT Imagery

In former years it was especially hard for the „classical“ field geologist to believe in structural information obtained by electronic scanning from satellites. This restrained behaviour was still backed up by strange „scrawls“ (representing fracture patterns) which were in fashion for some years after the first launch of ERTS (= LANDSAT) 1 in 1972 and which sometimes looked rather confusing than informativ (e.g. Ch. CAZABAT 1975). Furthermore, over-enthusiastic tracing lead to misinterpretations like e.g. in the paper just mentioned where high intersection densities in southern France could be proved to be due to \pm straight roads meeting in towns.

An argument which was and still is often used against the existence of fractures mapped from satellite imagery is the absence of any indications in the field. But apart from a narrower joint spacing which need not necessarily be noticed by ordinary geological mapping neither in the field nor in a tunnel or shaft (cf. R. HEINRICH 1976, 1977, A. TOLLMANN 1977 a, N. RENGERS & SOETERS 1980), it is a matter of fact that in many cases major structural features do not come out that clear in the field. As examples only the continuation of the „Pustertal Line“ westwards across the Giudicarian Line (J. BODECHTEL & B. LAMMERER 1973 a, 1973 b, R. P. GUPTA & J. NITHACK 1976, R. P. GUPTA 1977), some German major structures (P. KRONBERG 1974 b), the Southern Pamir Fault (M. F. BUCHROITHNER 1980 a) and some transverse faults in the Himalayas (K. S. VALIDYA 1976, 1979, S. SINHA ROY 1978, K. S. MISRA 1979) which are all quite well visible in satellite imagery shall be mentioned here. One or the other of these fault lines which seem to be hidden in the field (even if there is no young sediment or glacial cover present) might be revealed by detailed microstructural (R. HEINRICH 1976) and petrological studies (H. J. BEHR 1980, F. SODRE BORGES & S. H. WHITE 1980, C. SIMPSON 1980). The question of the existence of the „Sölkta Fault“ in the Niedere Tauern, Styria, (A. TOLLMANN 1977 a) whose presence could not yet be proved in the field (L. P. BECKER 1981 cum lit.) might be solvable by these methods (or it might also turn out that this structural element is „the

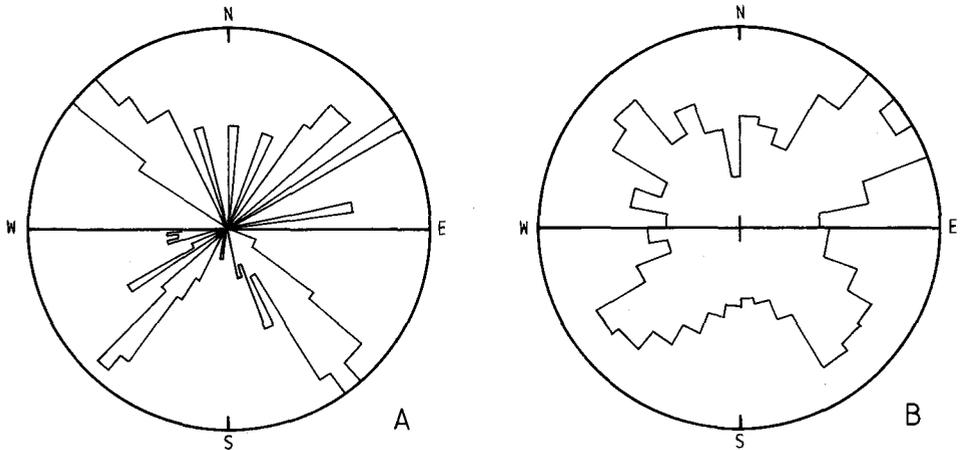


Fig. 6: Comparative rose diagrams showing the directions of fractures in LANDSAT imagery, in aerial photographs and in the field. Fig. a displays LANDSAT data from Central Greece in the upper and corresponding ground control data in the lower half. Fig. b gives LANDSAT lineaments from Central Italy in the upper and corresponding air photo information in the lower semicircle. Adapted from N. POLYSOS 1981 and J. BODECHTEL & J. NITHACK 1974.

exception to the rule". Anyway, this delicate topic will be treated by the author somewhere else.) In this paper only some references concerning this problem shall be given (H. KINZL 1926, H. W. FLÜGEL 1951, F. K. LIST 1969, F. K. LIST & P. STOCK 1969, F. K. LIST & D. HELMCKE 1970, A. TOLLMANN 1977 a: 20, A. E. SCHEIDEGGER 1979 b, 1979 c, 1979 d). Nevertheless, the importance of the „principle of antagonism“ of A. E. SCHEIDEGGER 1979 a shall be stressed once more. Its „axiomatic validity“ was already proved by statistical means in 1977 (F. KOHLBECK & A. E. SCHEIDEGGER).

The correctness of the delineations of fracture systems from LANDSAT imagery has been demonstrated many times, directly with field checking as well as by conventional photogeological interpretation (H. F. HOLZER 1958 a, 1958 b, 1964, J. BODECHTEL 1968, 1969, F. K. LIST & N. W. ROLAND 1974 a, 1974 b, N. W. ROLAND 1974, J. BODECHTEL & J. NITHACK 1974, L. BISCHOFF 1975, P. RÖLZ 1975, D. HELMCKE, F. K. LIST & N. W. ROLAND 1976, K. MOHR, P. KRONBERG & R. GÜNTHER 1977, J. AARNISALO 1978.) Especially the papers by P. KRONBERG 1976, R. HEINRICH 1977 and N. POLYSOS 1977, 1981 deal with comparative investigations of satellite image interpretation and the results of field survey. POLYSOS was able to show that in the Alpidic terrain of Greece the results of fracture tracing with LANDSAT imagery (in stereoscopic view) still exceed those yielded from field work in accuracy and particularity. J. BODECHTEL & J. NITHACK 1974 got similar results from the comparison of aerial photograph and satellite image interpretation (fig. 6). Hence the validity of remotely sensed lineaments and of the generalization criteria mentioned in section 3.2. has been proved. The information provided by diagrams of geological units with only few major, i.e. generalized lineaments (Northern and Eastern/Southeastern Molasse Zone, Southern Alps) can be considered rather reliable, too.

6. Lineament Quantification

6.1. Selection of Files

A point of the present study one can argue about is the selection of geological units, i.e. files for digital evaluation, in the area investigated (fig. 2). It was clear from the beginning that the major geological units should be separated. Moreover, for good reasons a W-E division of these files seemed to be quite interesting, especially for the eastern part of the Alps, i.e. E of the line Passau–Pontebba (Zell Line and continuations), where the Alpidic belt starts bending northwards to the Carpathians. Further separation of the Paleozoic sedimentary areas within the Central Alps or at least of the Northern Greywacke Zone was also considered at first. But after a closer look at the „fracture map“ and further delineations it appeared feasible and justified to restrict to the units used in this paper, as the whole study should be carried out on a small scale. A major argument for this reasoning was to show the constancy (or inconstancy) of the main structural directions (cf. R. P. GUPTA & J. NITHACK 1976, R. P. GUPTA 1977; fig. 10 to 16) in all these \pm W-E trending stripes. In the molasse forelands only the most obvious lineaments were meant to be taken into account, more or less as a supplement to the Eastern Alps proper.

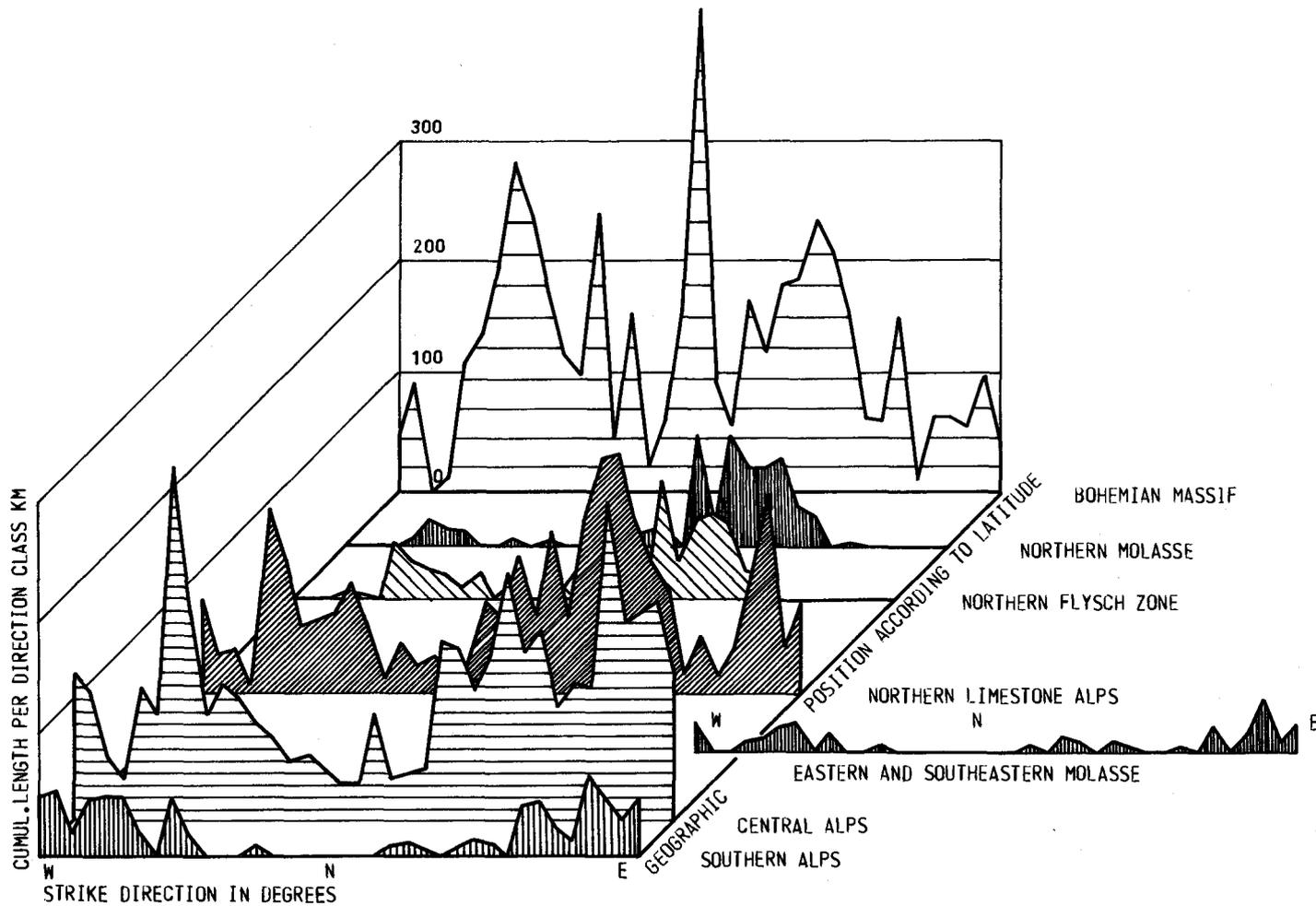
For evident reasons the Periadriatic Line (PAL) and its continuation W of the Giudicarian Line have been selected a file of their own in order not to bias the diagrams of either the Central or the Southern Alps. Logically, however, they were counted with the diagrams depicting the whole Eastern Alps.

6.2. Lineament Distribution

Although the counts per direction class also provide valuable information – mainly in connection with the length distribution – it usually was the length histogram which was taken into consideration for the evaluation of the fracture pattern. The cumulative length per azimuth interval seems to be a reliable tool to reach this goal.

Alltogether some 890 lineaments and parts of lineaments respectively have been digitized and evaluated. In this paper directions are given in letters over the range W–N–E (upper half of the circular diagram), figures only from 0° to 180°.

The major fracture pattern of the Austrian as well as of the adjacent southern Czechoslovakian and eastern Bavarian part of the Bohemian Massif is the best visible one of the whole region studied, due to reasons which were already mentioned by A. TOLLMANN 1977 a. For this area his „fracture map“ was taken over with only one change. The Bohemian Massif displays a prominent and distinct maximum of the lineament distribution exactly in N direction. A second order peak is situated in the NW (125°), whereas two equivalent minor peaks appear in NE and NNW direction (35° and 150°). Frequency counts and length distribution per direction interval show a very significant correspondence (cf. section 3.2.). The disposition of the maximum and the other peaks is in good accordance with the conception expressed by A. TOLLMANN 1977 a concerning the relationship of the present-day MOHR type and CLOOS type systems. The maximum is represented by the Haselgraben Fault, Waldhausen Fault and Kleine Isper Fault and their accompanying fractures respectively, the second order peak at 125° by Pfahl, Donau Fault and Ottenschlag Fault and their subparallel side-branches as well.



The Northern Molasse Zone shows two narrow-standing equivalent maxima in NNE direction (15° and 25°) which might with more data most probably join each other. A second order peak lies in the NE at 40°, and another much smaller one in the ESE (115°). These peaks are clearly due to the directions of the main fractures cutting through the body of the Eastern Alps (R. P. GUPTA & J. NITHACK 1976, R. P. GUPTA 1977), as e.g. the Loisach Fault (eastern maximum), and are subject to the trends continuing from the Bohemian Massif southwards (cf. A. TOLLMANN 1977 a). Although these results only derive from a „generalized map“ they show good coincidence with the detailed structural setting in the western part of the Northern Molasse Zone (R. GÜNTHER 1977, R. P. GUPTA 1977, P. KRONBERG 1977). When using digitally enhanced MSS images from CCTs or even when „just“ looking at hard copies through the stereoscope it is also possible to trace more than only the major fracture pattern of the Bohemian Massif below the sedimentary molasse cover. (A more detailed study on this topic is going to be carried out).

The molasse in the eastern and southeastern forelands of the Alps, i.e. in the southern Vienna Basin and in the Austrian portion of the Pannonian Basin, is biased by the fracture trends in the Bohemian Massif and the other geological units of the Alps plunging below it. Thus it has a dominant maximum exactly in E direction (90°), a second order peak which is half as prominent as the maximum at 120° (WNW) and a minor third order peak in the NNE at 20°. The maximum evidently derives from the directions present in the eastern Central and Southern Alps, whereas the 20° and 120° peaks are biased by the Bohemian Massif (pl. 1, fig. 7).

Taking into account geological and geophysical background information (cf. K. KOLLMANN & O. MALZER 1980, A. KRÖLL, G. SCHIMUNEK & G. WESSELY 1981) it should be possible to obtain reliable information on the surface of the crystalline basement hidden by the molasse deposits and to draft a „three-dimensional“ block diagram, like J. BODECHTEL & J. NITHACK 1974 produced one for the Po Plains, using LANDSAT imagery, and M. F. BUCHROITHNER 1980 b for the southern Ebro Basin by means of conventional aerial photo interpretation.

In the Northern Flysch Zone the maximum is situated in the NNE at 20°, accompanied by a subordinate maximum at 35°. A second order peak is situated at 120° (WNW), and a third minor peak points exactly towards the N. This distribution very well correlates with that of the Northern Molasse Zone. The remarks given there are also valid for the Flysch Zone.

For the Northern Limestone Alps the general picture does not change too much compared with the northern units. A prominent maximum is shown in the NE (35°), two almost equivalent peaks of second order in the E and WNW (90° and 110°) and a third minor one at 135° (NW). The peak pointing at 15° (NNE) is caused by the fractures running (sub-) parallel to the Rhinegraben direction (cf. R. P. GUPTA 1977). The peak situated in the ENE (80°) is obviously represented by the major lineaments of Klosteral, Northern Peripheric Osterhorn Fault and Tauplitz Fault, which ± follow the main strike direction

Fig. 7: Axionometric representation of cumulative length histograms of the lineaments of the area studied (cf. fig. 2). The maxima shift between the various major geological units becomes obvious and partly reflects the differences in density of fig. 10 to 16. Direction intervals 5 degrees.

of the Northern Limestone Alps. In this unit the peaks can logically be assigned to a MOHR type system of diagonal faults and a CLOOS system, too. Only that the N direction of the latter is not that distinct. The WNW peak more or less represents the Pfahl (= Hercynian) direction of the Bohemian Massif, which is also present in the subalpine crystalline basement: e.g. Wolfgangsee Fault, Windischgarsten (= Teichl-Hengst) Fault, Hochwart Fault and Schwechattal Fault. Göstling Fault and Zell Line are trend equivalents to the N-S structural elements of the Bohemian Massif (fig. 10 – 13; A. KRÖLL, K. SCHIMUNEK & G. WESSELY 1981). Analogue statements are of course also valid for the Northern Molasse and the Northern Flysch Zone (pl. 1) as well as for the northern part of the Central Alps (fig. 2). A. TOLLMANN 1980 made identic observations and also stressed the importance of the deep seated fault system in the crystalline basement.

The graphic presentation of the Central Alpine lineament pattern displays a clear maximum in the WNW (120°; cf. K. METZ 1978), a second order peak in the ENE (70°) and another third order peak at 40° in NE direction. The first two peaks belong to an obtuse-angled (with reference to the angle β , which is equivalent to the dihedral angle 2θ of the COULOMB-NAVIER criterion, I. W. FARMER 1968) MOHR system which is predominant in the southern part of the Central Alps and which was already noticed by A. TOLLMANN 1977 a. It is in contrast to the acute-angled system in the eastern central part of this unit and in the Northern Limestone Alps. The maximum clearly shows the importance of the old WNW direction which diagonally cuts through the East Alpine body (cf. section 7). It has its main representatives in the Bretstein-Hirschegg Fault and, above all, in the Mölltal Line. The latter can even be intermittently traced as far as to the Molasse Zone NW of Oberammergau in the Allgäu. (A fact which was, e.g., already noticed in the 1960ies by K. METZ, Graz, oral communication). The gap between the Kalser Tauern Pass and the Zillertal as well as many other white spots on the small scale „fracture map“ are, at least partly, due to fluvio-glacial sediments and recent glacial coverage. WNW of the area of the Kalser Tauern the continuation of the Mölltal Line shows no seismic activity. It is cut by the Northern Peripheral Tauern Fault and some other lineaments (J. DRIMMEL, Vienna, oral communication). Recently (1980), however, U. MÜNZER & J. BODECHTEL were able to demonstrate that by rather simple enhancement techniques and linear combinations of MSS bands (i. a. Principal Component Transformation) known geotectonic patterns can be delineated through an ice cover of some 1000 m and even more. By application of this method it should also be possible in the Alps to give more detailed reliable information on the continuations of fractures below glaciers. This will become particularly interesting after the launches of LANDSAT D and SPOT.

The diagrams of the Southern Alps seem to show a clear maximum in NNE direction (30°). This maximum, however, only represents the Giudicarian Line and its accompanying faults. For certain reasons this lineament has been digitized with the Southern Alps. The real maximum which does not reflect the influence of this bordering lineament lies in the ENE at 75°. Two second order peaks are situated at 95° and 115° (E and WNW), a peak of third order in the ENE at 60°, too. The few lineaments which determine this distribution can easily be spotted in fig. 2. The main trends of the PAL are quite similar to those in the southern part of the Central Alps, i.e. a rather obtuse angle β of the MOHR system, a fact already noticed by A. TOLLMANN 1977 a. This wide angle between the diagonal branches of the fracture pattern resp. the acute angle with the PAL and the Val Canale Fault as well as, above all, the asymptotic approach („dragging“) of the WNW and ENE.

trending lines towards these major lineaments deduced from LANDSAT imagery in the Carinthian domain of the PAL provide evidence of the well-established fact of dextral movement (A. GUILLAUME 1978 cum lit.). This right hand displacement was already interpreted from satellite imagery in the western Tyrol by R. P. GUPTA & J. NITHACK 1976 resp. R. P. GUPTA 1977. Bending of the side valleys and slight dragging of the tributaries in the Lesach Valley and Gail Valley (especially pronounced on the southern slopes) can be taken as one more relevant indicator for Recent or Subrecent lateral movements, too. Magnetic fabric analyses corroborate the existence of the western continuation of the Pustertal Line as well as the Recent horizontal displacements in the Lesach Valley (J. S. RATHORE & H. HEINZ 1979). A comparison of an overall rose diagram of the area studied in this paper (pl. 3 fig. c) with that of the Bohemian Massif (pl. 3 fig. a) clearly shows the influence of the densely and well developed fracture pattern of the crystalline basement on the structural trend analysis of Austria. It is especially the N and NNW trends of the Bohemian Massif which clearly bias the overall diagrams, whereas most of the other peaks give clear evidence that Austria is, also from the structural geological point of view, a real „Alpine country“ (pl. 1 – 3).

The diagrams of the Eastern Alps obviously show the predominance of the E, E to ENE and „low“ (i. e. close to WNW) NW direction (pl. 3). The „low“ WNW trends are due to the biases of the PAL and the Southern Alps (fig. 2, pl. 2 and 3).

A look at the structural trends of the Eastern Alps N of the PAL (fig. 2, pl. 3 fig. d) reveals the corresponding diagrams to be combinations of the Central Alpine obtuse-angled MOHR type system and of the prominent NE direction which prevails in the combined „file“ of the Northern Limestone Alps, the Northern Flysch and the Molasse Zone.

The interrelation between the trends in the various geological units can be seen in fig. 1 and 10 to 16 and even better in fig. 7, 8 and 9 as well as in pl. 1 to 3.

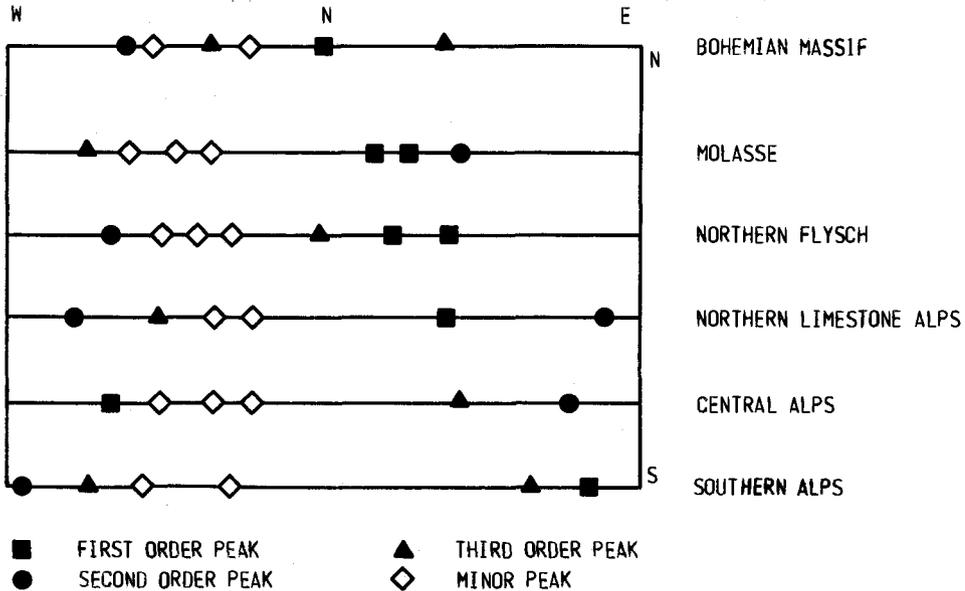


Fig. 8: Variation of maxima distribution in the cumulative length histograms (fig. 7) of the major geological units. Prevailing directions are indicated by „peak clusters“.

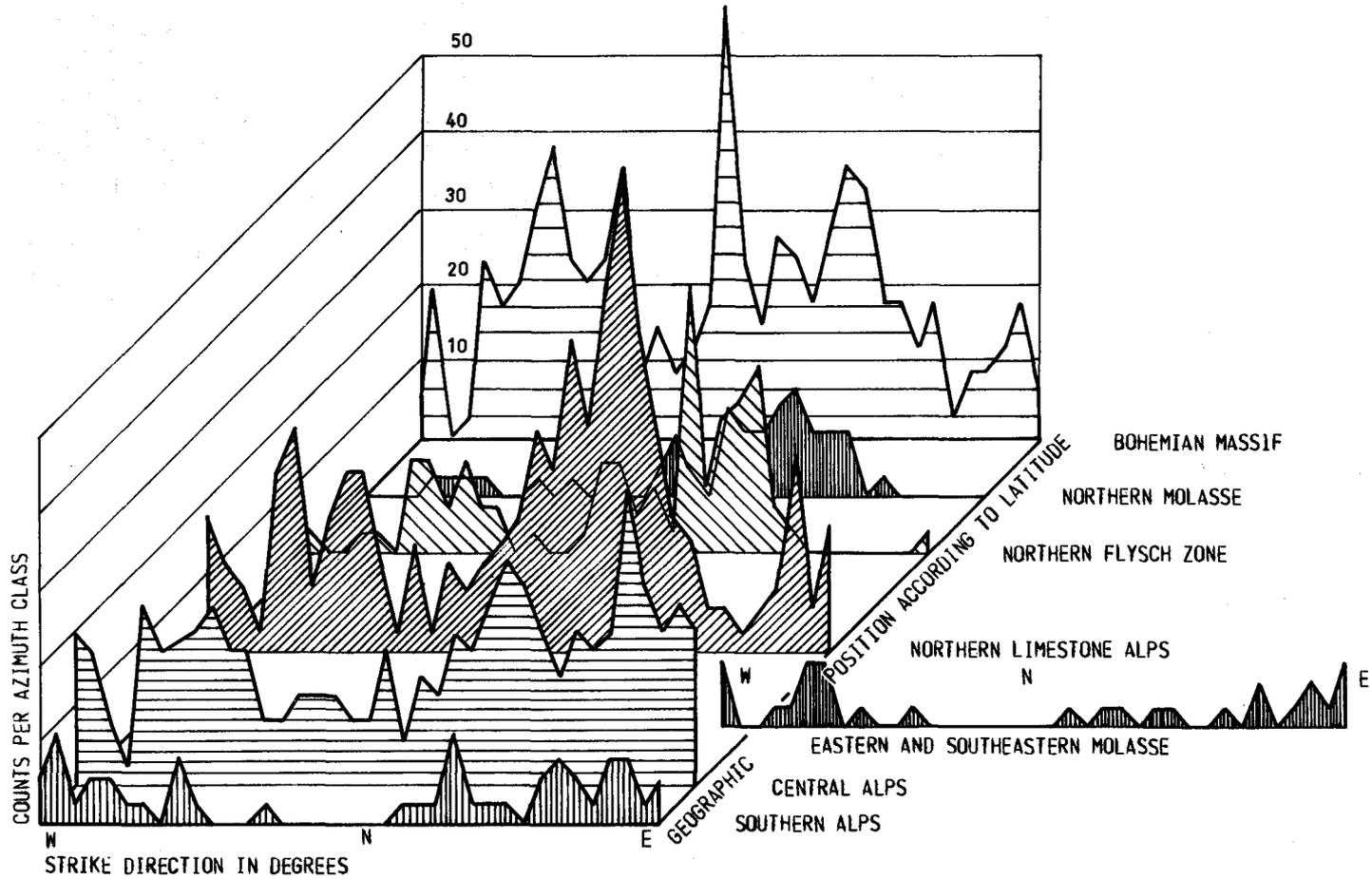


Fig. 9: Axinometric representation of frequency histograms of the lineaments of the area studied (cf. fig. 2). Direction intervals 5 degrees. Note the correspondence with the peak distribution in fig. 7. For further explications see p. 235 ff.

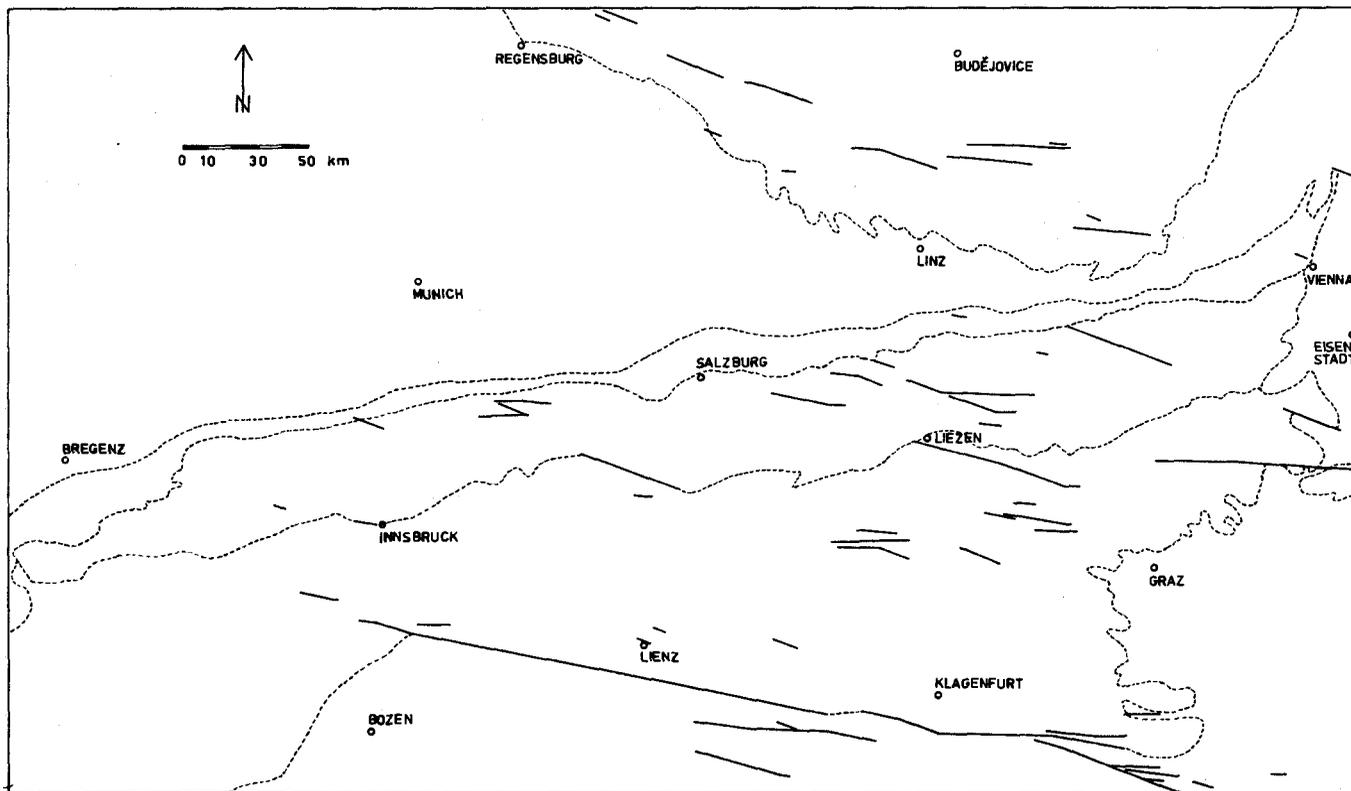


Fig. 10: Plot of digitally filtered LANDSAT lineaments between 265 and 290 degrees.

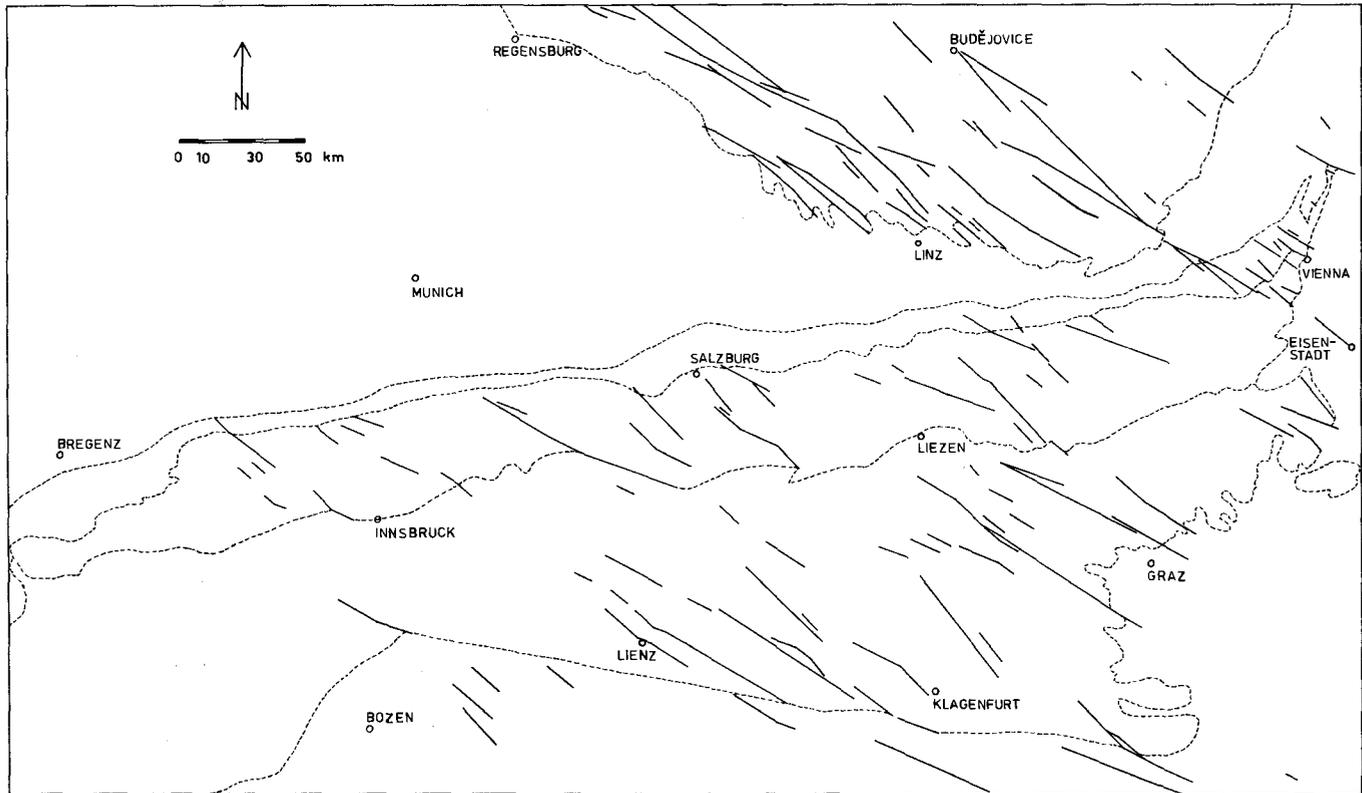


Fig. 11: Plot of digitally filtered LANDSAT lineaments between 290 and 320 degrees.

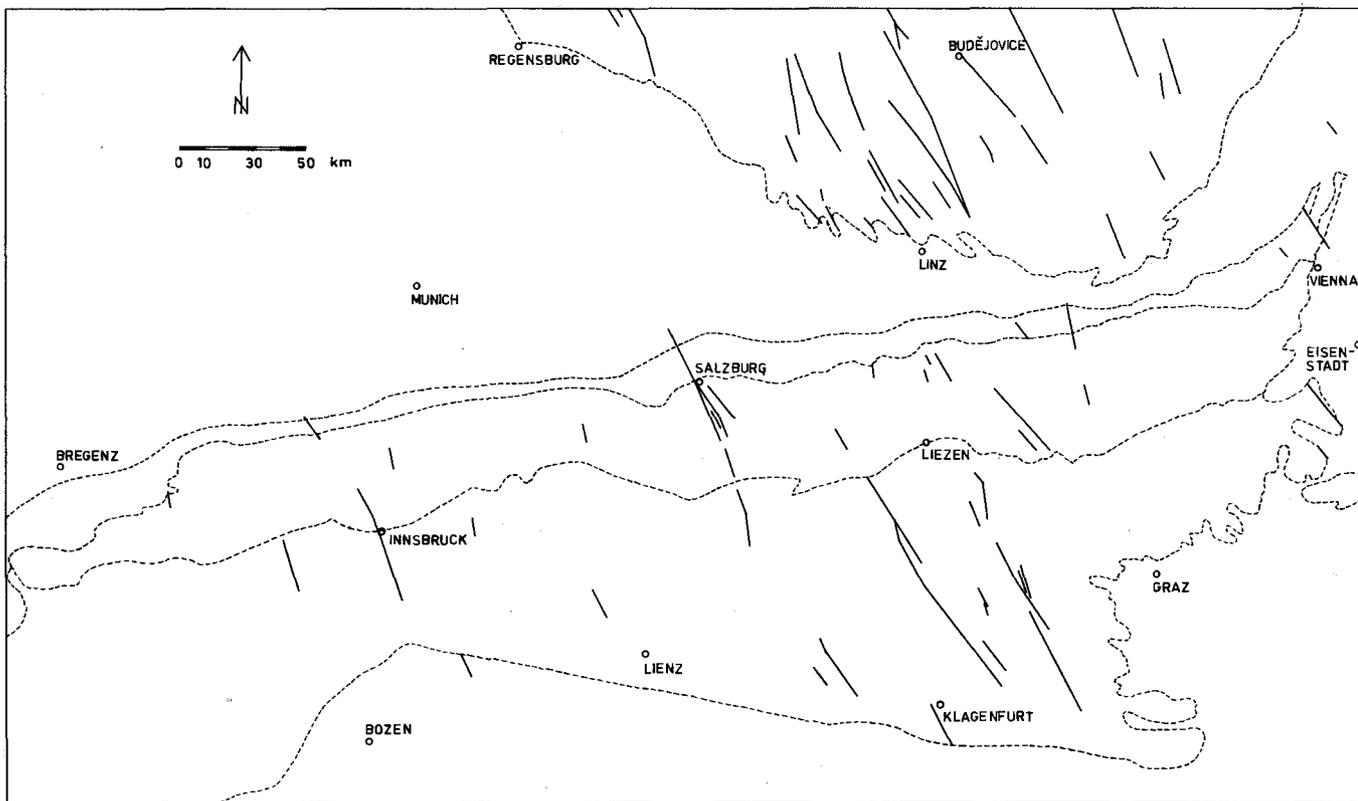


Fig. 12: Plot of digitally filtered LANDSAT lineaments between 320 and 350 degrees.

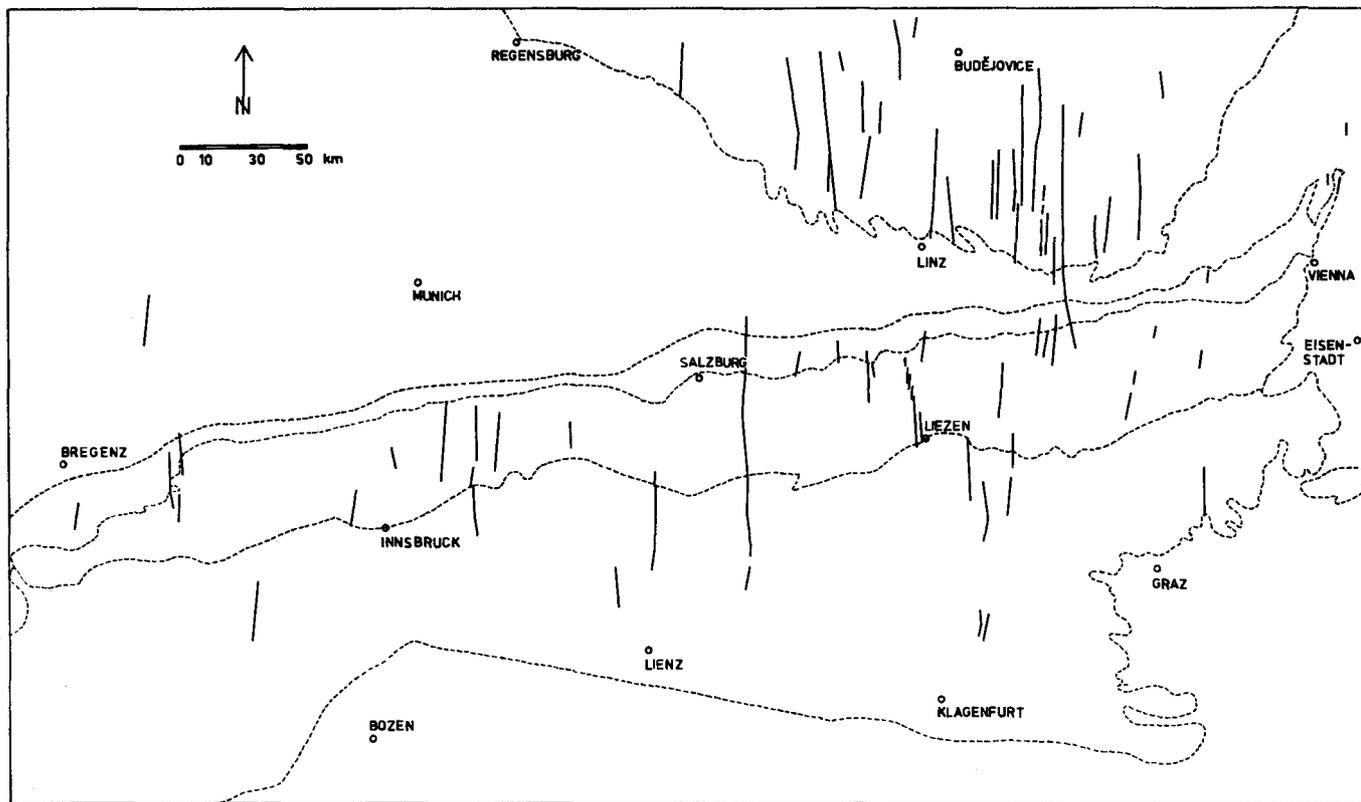


Fig. 13: Plot of digitally filtered LANDSAT lineaments between 350 and 10 degrees. Note the comparatively high density in the Bohemian Massif.

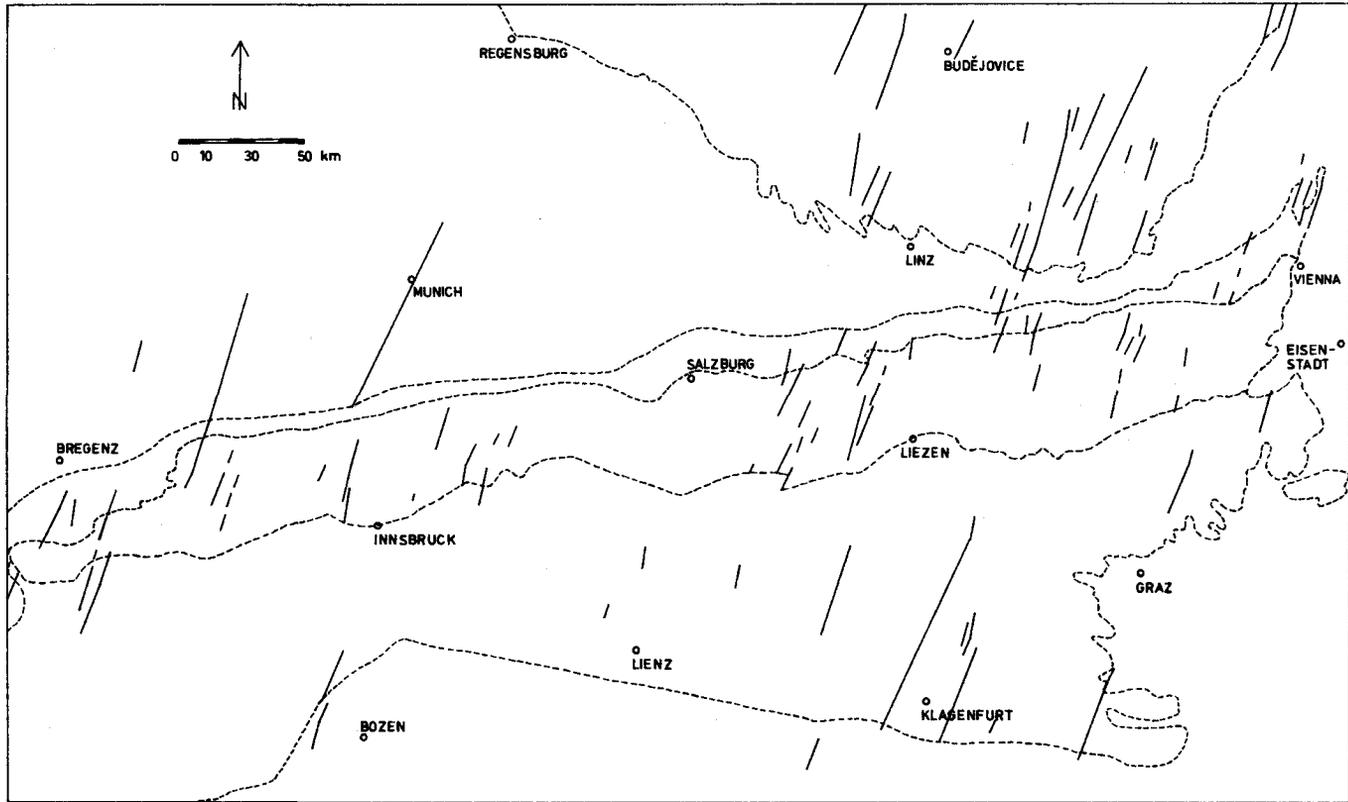


Fig. 14: Plot of digitally filtered LANDSAT lineaments between 10 and 25 degrees.

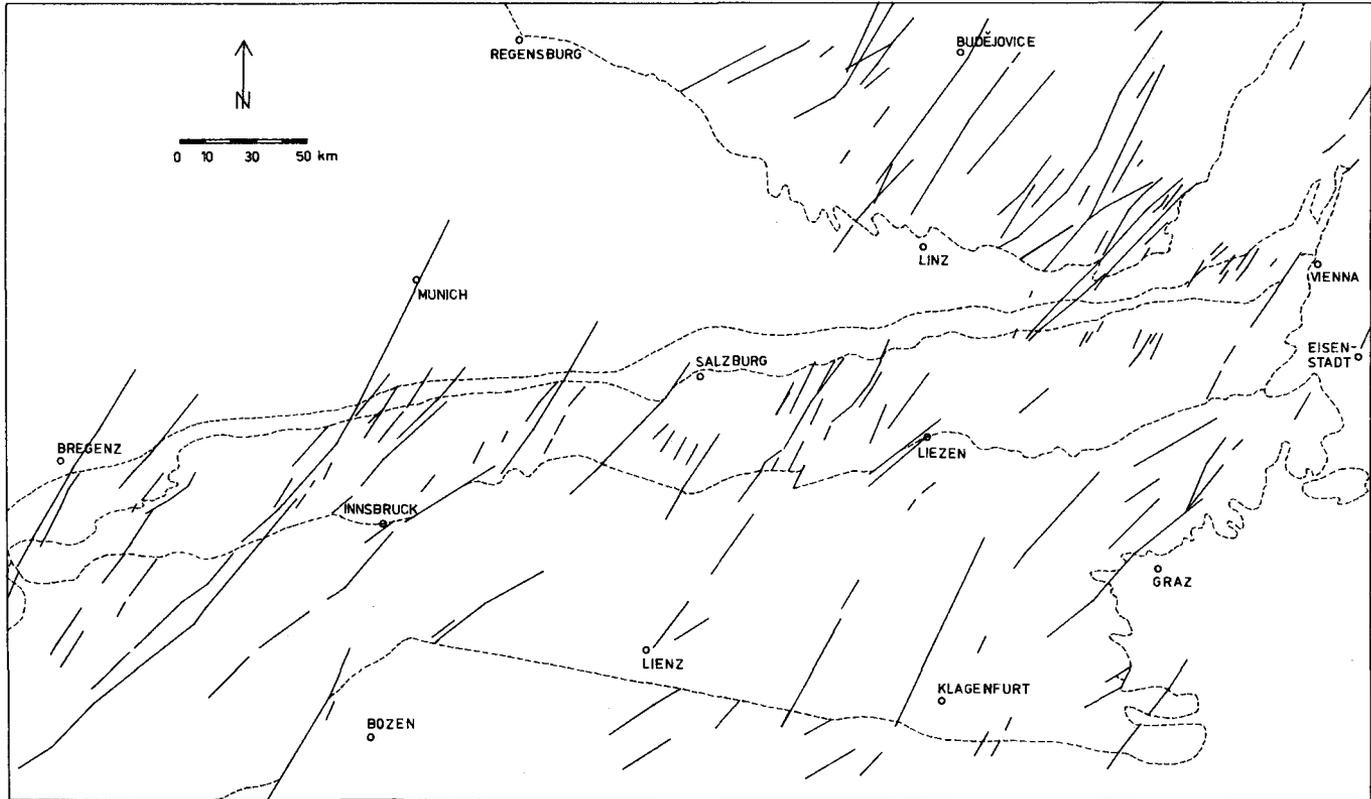


Fig. 15: Plot of digitally filtered LANDSAT lineaments between 25 and 60 degrees.

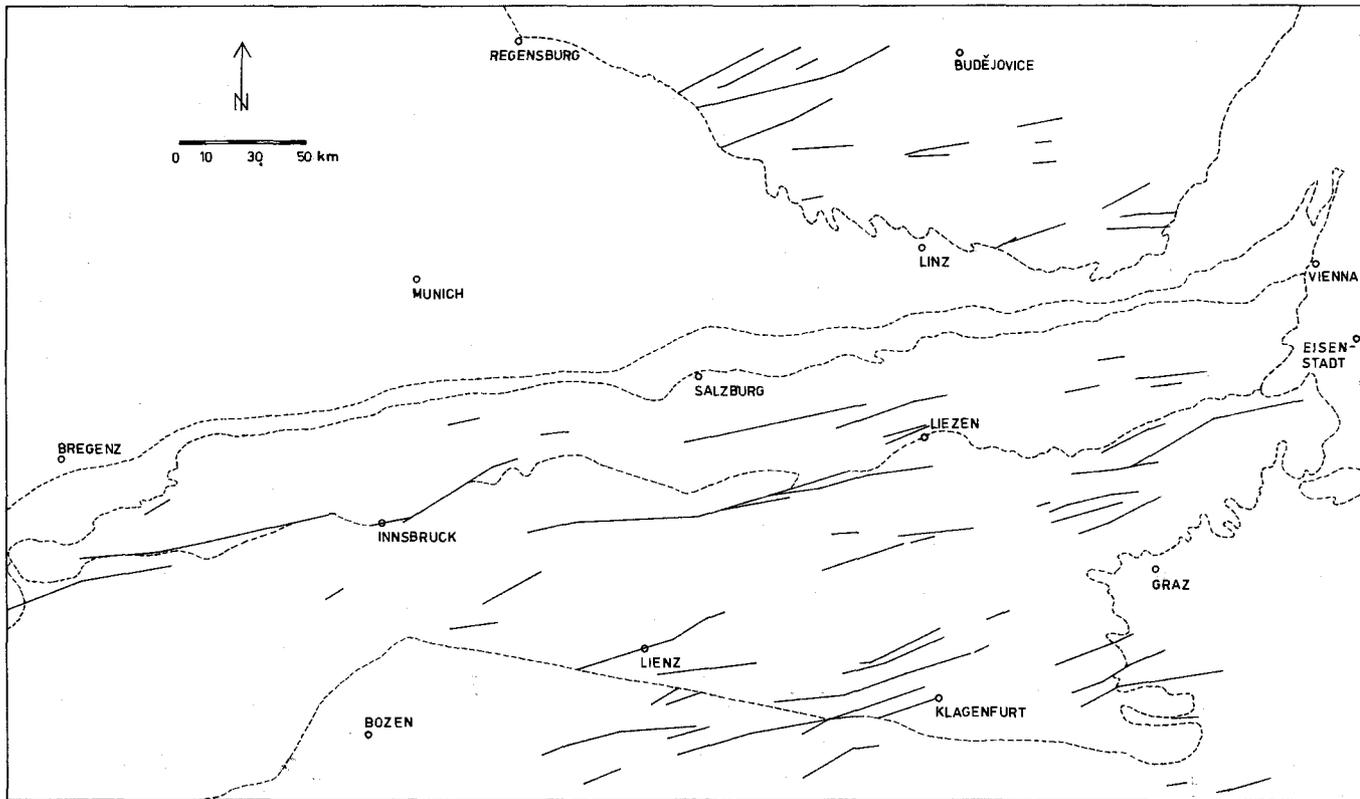


Fig. 16: Plot of digitally filtered LANDSAT lineaments between 60 and 85 degrees.

7. Supplementary Notes on Structural Geology

It was R. P. GUPTA who first (1977) delineated sets of faint W-E and NW-SE trending lineaments by means of LANDSAT 1 and 2 images and who revealed their importance as post-Alpidic features (which, logically, crosscut all earlier trends and boundaries). The validity of his statements on the relationship between predominant lineation trends, shear strength and tensile failure as well as on the relation of post-Alpidic faults in the Munich-Milano section and of the present-day stress field (H. ILLIES & G. GREINER 1976) could be proved in other parts of the Eastern Alps.

How do the quantitative results obtained in this study match the distribution of lineament trends discovered by R. P. GUPTA 1977 and the corresponding stress fields respectively (H. ILLIES 1975, G. RANALLI & T. E. CHANDLER 1975, H. ILLIES & G. GREINER 1976, A. E. SCHEIDEGGER 1981)? If we look at the overall rose diagram of the Austrian Part of the Eastern Alps (pl. 3 fig. c) we can clearly indentify the S_1 group ($\pm 45^\circ$) of R. P. GUPTA 1977, which is of shear origin, as the prominent maximum in the NE. It is a striking and actually surprising fact that GUPTA's S_2 ($\pm 165^\circ$) and T group ($\pm 15^\circ$); which runs parallel to the Paleozoic „Rhenish“ direction) do not come out obviously in the synoptic diagram of the Austrian Alps. In the Northern (and Eastern) Molasse Zone and in the Northern Flysch Zone, however, the T group is represented by clear peaks. In the discrete diagrams of the Northern Limestone Alps and the Central Alps T is represented by peaks but these are of minor nature. The significance of these tensile structure lines is reduced by the dominance of the other main directions. The T group of lineaments can, albeit not as obviously as shown in this paper, be identified from the Tyrol to the very eastern end of the Alps, if detailed large scale tracing is applied. By generalization, however, they become less evident, although they are still present in places (fig. 3 to 5). The S_2 group of R. P. GUPTA 1977 is, strangely enough, almost not represented in any diagram. Apparently the NE direction was so dominant in the Alpidic past of the Eastern Alps that it actually „overwhelmed“ its conjugate direction, although S_1 , S_2 and T have to be considered cogenetical. A fact which is well known with shear systems.

In connection with the 15° T direction, which is represented in the diagram of the Bohemian Massif by a minor peak (pl. 1 fig. a, pl. 3 fig. a), one's attention may be drawn to the Boskovice Graben and to the Korneuburg Graben. At first it must be stated that, in contrast to the opinions of A. TOLLMANN 1977 a and P. BECK-MANNAGETTA & A. MATURA 1980, by studying multitemporal LANDSAT scenes and applying simple transformations to MSS CCT data (Linear Intensity Transformation, Histogram Equalization, Ratios) I found no indications for a continuation of the Boskovice Graben into the Diendorf Fault. (A conjecture which was already made by F. BRIX, A. KRÖLL & G. WESSELY 1977, probably based on geophysical data; also W. VASICEK, Eggenburg, oral communication; not so A. KRÖLL, K. SCHIMUNEK & G. WESSELY 1981). It rather seems that this structure continues in SSW direction more or less straight down to the Austro-Czechoslovakian border and even farther. The aeromagnetic map of Czechoslovakia (O. MAN 1967) also corroborates this conception. The Paleozoic sediments ESE of Znojmo which can be visualized in digitally treated LANDSAT scenes are situated close to the southern clearly discernible end of this lineament, whereas the Upper Carboniferous and Permian deposits at Zöbing seem to fill the northeasternmost wedge-shaped end of a graben formed by the Diendorf Fault and (one branch of the) Steinbach Fault. The continuation

of the Diendorf Fault to the NE is rather assumed to crosscut the Boskowitz Graben in an acute angle.

At the northwestern margin of the Flysch Zone NW of Vienna we find a fault running subparallel to the Diendorf Fault along the (surface) border line between the Tulln Plains and the Vienna Forest. It seems to be cut by the „traverse“ Donau Fault before it reaches the NNE trending Korneuburg Basin (cf. A. KRÖLL & G. WESSELY 1980). The latter structure only represents a minor feature which, as far as can be concluded from LANDSAT indications, forms an asymmetric graben structure with a very low eastern flank inside the general stair-like structure. In this context another major structural trend line running parallel to the Boskowitz Graben appears remarkable. It is the lineament zone heading from E of České Budějovice in NNE direction to Mladá Boleslav and farther, which in places shows a graben structure, too (A. BIELY et al. 1967).

The structures just mentioned are also interesting to be looked at in the light of Recent tectonic movements. With two of them the Variscic formation can be proved. In contrast to A. KRÖLL, K. SCHIMUNEK & G. WESSELY 1981 cum lit. I also assume the Korneuburg „Graben“ and its northern continuation to be caused by possibly Paleozoic features in the crystalline basement – which does not necessarily imply any ascertainable dislocations during this period at all – in that sense that old zones of weakness or discontinuity planes were (re-)activated by Mesozoic and later movements. Recent displacements along fractures with dominance of the vertical ones have been recorded from the Bohemian Massif. The strongest vertical and horizontal movements, however, take place in the border area between the Bohemian Massif and the West Carpathians. The horizontal dislocation of the Bohemian Massif in relation to the Carpathians has been calculated by geodetic methods to be about 1 cm per year, the latter unit relatively moving northwards (P. VYLKOČIL 1975, 1977). This result fits very well into the model of plate tectonics as proposed by J. F. DEWEY & J. M. BIRD 1970. – The importance of the southern spur of the crystalline Bohemian basement for the sharp deflection of the Alpidic fold belt is commented by A. TOLLMANN 1978 a and A. KRÖLL, G. SCHIMUNEK & G. WESSELY 1981.

The whole system of structural lineaments should also be seen from the view point of the intraplate tectonics conception of consolidated blocks (H. ILLIES 1975, H. ILLIES & G. GREINER 1976, A. TOLLMANN 1978 a). Young movements evidently reactivated old fracture lines and shear zones of the Variscic basement. If we follow the authors mentioned above in taking, among others, the Karlovy Vary – Usti Lineament in NW Bohemia (A. BIELY et al. 1967) and the Inneralpine Vienna Basin (cf. A. TOLLMANN 1969, 1970, 1978 a, b), as rift valleys (which follow, however, different Variscic directions: „Erzgebirge“ and „Rhenish“ direction, L. KOBER 1942) with a rifting activity culminating in the Middle Miocene to Lower Pliocene, we might also look at the Korneuburg Graben, the Boskowitz Graben and the České Budějovice – Mladá Boleslav Lineament as tensile zones subparallel to the Rhinegraben. These linears, again, represent reactivated preexistent sets of fault lines („Wiederaufreißen der verklebten Narben alter Lineamente“, H. ILLIES & G. GREINER 1976); whereby no statements about the ages of their original generation shall be made here. Anyway, in the general sense the Rhinegraben – Hohenzollern Graben area and the area N of the Eastern Alps lived more or less the same structural history in the northern foreland of the Alpine orogenic belt (a picture which changes farther to the E). Hence we may be authorized to see both areas in rather the same megatectonic light. – If we further assume Recent movements (P. VYSKOČIL 1975, 1977) to follow preexistent planes of

inhomogeneity in the crystalline basement (cf. P. KRONBERG 1976, H. THURM et al. 1977, A. TOLLMANN 1978 b), these old fracture zones become more interesting. (A fact which might also have its implications for the determination of construction sites etc.)

Taking structurally controlled deviations of the Danube as connecting links, some remarks on linears not so clearly visible in LANDSAT imagery, which were not discarded by A. TOLLMANN 1977 a and which have not been taken into account for this digital evaluation yet, may be justified. All these features more or less follow a 155° NNW trend (cf. fig. 12; KRONBERG 1977). The westernmost, least visible one is the Isar Line which starts right at the Achen Pass (or even farther in the S) and continues at the western suburbs of Munich. Its northward continuation as well as the following line are known from petroleum exploration geophysics. This lineament („Freising Line“) starts E of Kiefersfelden near Kufstein, where the river Inn gets a sudden deviation into a straight NNW (155°) course. It passes by the cities of Freising and Ingolstadt and runs right into a nick in the Frankish Alb. At Rosenheim another lineament branches off in an acute angle, which runs slightly E of the Freising Line. The Salzach Traverse Fault (A. TOLLMANN 1977 a) is not that clearly visible and can only be vaguely identified in the foreland. Its relationship to the Landshut-Neuötting Fault (R. MÜHLFELD 1968) has not been clarified by means of satellite imagery in this study. The assumption of A. KRÖLL, G. SCHIMUNEK & G. WESSELY 1981 that the Windischgarsten Fault represents the eastern continuation of the Landshut-Neuötting Fault seems quite possible, although a more detailed study of digitally treated LANDSAT data has still to be done to prove this presumption.

Another, clearly traceable feature is the Mattig Line which starts at Mondsee and crosscuts the Zell Line. It can even be delineated southwards into the Kammer Gebirge. To the NNW it seems to cross the Inn and the Danube (causing some river deviation there) and to continue into the Bohemian Massif (cf. pl. 1 fig. a). The existence of the latter deep-seated feature has also been proved in Bavaria by geophysical means. K. KOLLMANN & O. MALZER 1980 show a part of this lineament in the surrounding of Braunau, also as a small graben-like structure, in their map of Upper Oligocene faults. I even assume the lobular deflection of the border line of the „Central Jurassic High“ in the Mauerkirchen area SE of Braunau (F. WEBER, E. BRAUMÜLLER & L. WAGNER 1980) to be subject to structural conditions in the basement.

Inbetween the four linears just mentioned still several minor faults exist (cf. H. KRAMER & A. KRÖLL 1979, A. KRÖLL, K. SCHIMUNEK & G. WESSELY 1981). These subparallel faults fit quite well into the conception of the lineaments arranged in pairs of A. TOLLMANN 1977 a (cf. R. GÜNTHER 1977) which in places might later either develop to step-like faults or even to graben-like structures by vertical movements (cf. K. KRÖLL, K. SCHIMUNEK & G. WESSELY 1981). The Mattig Line might represent such a slight graben structure. – All these linears quite well correspond with the S_2 group of shear lineaments of R. P. GUPTA 1977. The maximum shown in the digitally derived rose diagram (pl. 1 fig. c) represents his S_1 lineation group.

In connection with the structural control of the river course of the Danube another feature shall be mentioned here which is clearly discernible on summer LANDSAT false colour composites. E of Korneuburg the ancient river bed of the Danube runs eastwards into the area N of Bratislava, turning slightly southwards farther to the E. (Attention was first drawn to this fact by L. BECKEL, Vienna.) I assume that the direction of this part of the river course was also controlled by one or a set of E-W trending faults which might

represent a continuation of the fault passing by Spitz an der Donau. Only later the river was diverted by the wrench fault of the „Donaubruch“ (F. BRIX et al. 1977) which shows a displacement up to 1.5 km and which cuts the Korneuburg Basin in the south. Possibly the Donau Fault also represents a deep-seated element which, as far as one can deduce from LANDSAT imagery, continues towards the village of Grossmugl and even farther to the NW (cf. A. KRÖLL & G. WESSELY 1980).

It may be noted briefly that, from the remote sensing point of view, there exist no indications for a „connection“ of the Tonale Line and the „Thermenlinie“ (in the common definition used in geo-scientific literature) as claimed by A. GUILLAUME 1978. On the other hand I quite agree with a continuation of the Insubric (Jorio) – Tonale Line into some other lineaments farther to the E (which are more or less obvious in LANDSAT imagery and) which would of course imply a modification of the palinspastic model of H. P. LAUBSCHER 1973 (cf. also the model by J. S. RATHORE & H. HEINZ 1979, 1980). Possibly A. GUILLAUME's interpretation is just due to nomenclatorial misunderstanding. Anyway, this question will be touched upon somewhere else.

One more word about the length of the lineaments and their relation to horizontal displacements: According to G. RANALLI 1976, 1977 there exists a significant relationship between offset and length in strike-slip faults with $40 \leq L < 1600$ km, L being the length (not taking into account some minor dislocations by crosscutting lineaments). The total offset D can, in a simplified way, be expressed as

$$D = \text{const. } L \cdot \log L$$

This implies that the longer the preexisting fault is, the less likely are individual seismic ruptures (slips) to add up along the same part of the fault and to the overall fault length, because this empirically derived equation represents a state of equilibrium which is reached comparatively early during the tectonic life of a fault (G. RANALLI 1977). On the other hand a close correspondence between length and depth of structural lineaments is a well-proved fact. P. VYSKOČIL 1975 could demonstrate that there also exists a good correlation between the velocity of displacements, the depth of the mantle and the depth of the crust:

$$V = f(d_{\text{moho}}) = f(d_{\text{conrad}})$$

which means that length and velocity of tectonic movements along a lineament are correlated, too.

With regard to these facts satellite images which provide a rather accurate and fast tool for length mapping of lineaments can also be used to draw conclusions on seismic events and thus well assist in decisions concerning construction sites and in regional planning. The implications of the above mentioned correlations on the fault system of Austria can easily be deduced when looking at fig. 2 and 10 to 16. In this respect the map given by J. DRIMMEL 1981 may be an excellent supplement.

For further information about the genetic aspects of the structural lineaments treated in this study the reader is kindly referred to the papers by A. TOLLMANN 1969, 1970, 1977 a, 1977 b, 1978 b and A. KRÖLL, K. SCHIMUNEK & G. WESSELY 1981 cum lit.

Acknowledgements

Few people contributed assistance, helpful hints or „just“ encouragements during the preparation of this paper. To all of them I extend my thanks. Special appreciation is due to Drs. N. H. W.

Donker, International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC), Enschede, for kindly providing the possibilities to use the hard and software installed at the ITC Department of Geography and Geomorphology, and to Prof. Dr. A. Tollmann, Geological Institute of the University of Vienna, for critically reading the geological parts of the draft manuscript.

References

- AARNISALO, J.: Use of Satellite Pictures for Determining Major Shield Fractures Relevant for Ore Prospectivity, Northern Finland. – *Geologinen Tutkimuslaitos, Tutkimusraportti*, **21**, 1–59, Helsinki 1978.
- ADLER, R., FENCHEL, W. & PILGER, A.: Statistische Methoden in der Tektonik I. Die gebräuchlichsten Darstellungsarten ohne Verwendung der Lagenkugelprojektion. – *Clausthaler Tekton. H.*, **2** (3rd edition), 1–97, Clausthal-Zellerfeld 1965.
- ARNBERGER, E.: *Handbuch der thematischen Kartographie*. – 554. p., Vienna (Deuticke) 1966.
- BECKEL, L.: Österreich im Satellitenbild. – 107 p., Salzburg (Otto Müller) 1976.
- BECKER, L. P.: Die baugewissensch. Aufnahme der Sperrenaufstandsfläche beim Bau der Bogenstaumauer Sölk/Stmk. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **27**, 7–18, Vienna 1981.
- BECK-MANNAGETTA, P. & MATURA, A.: Geologische Karte von Österreich 1 : 1,500,000. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs, posterior end paper* (p. 706–707), Vienna (Springer) 1980.
- BEHR, H. J.: Polyphase Shear Zones in the Granulite Belts along the Margins of the Bohemian Massif. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 1/2, 249–254, Oxford 1980.
- BIELY, A., BUDAY, T., DUDEK, A. et al. (18 co-authors): Geological Map of Czechoslovakia (Superficial Deposits Omitted). – In: KODYM, O. (Ed.): *Regional Geology of Czechoslovakia. Geological Atlas 1 : 1,000,000*, Prague (Geol. Surv. Czech.) 1967.
- BISCHOFF, L.: Das Störungsmuster Zentralspaniens nach Auswertungen von ERTS-1-Aufnahmen. – *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **36**, 69–79, Münster (Westf.) 1975.
- BODECHTEL, J.: Photogeologisch-tektonische Untersuchungen in der südlichen Toskana und in Umbrien. – *Bayer. Akad. Wiss. math.-nat. Kl. Abh. N.F.*, **136**, 1–36, Munich 1968.
- BODECHTEL, J.: Photogeologische Untersuchungen über die Bruchtektonik im Toskanisch-Umbri-schen Appenin. – *Geol. Rundschau*, **59**, 265–278, Stuttgart 1969.
- BODECHTEL, J. & LAMMERER, B.: New Aspects on the Tectonics of the Alps and the Appenines Revealed by the ERTS-1-Data. – *Proc. Symp. Significant Results Obtained from the ERTS-1, NASA Goddard Space Flight Centre, Greenbelt, March 1973, A 1*, 493–499, New Carrollton (Md.) 1973 a.
- BODECHTEL, J. & LAMMERER, B.: Multispektrale ERTS-Satellitenaufnahmen von den Ostalpen. Erste Interpretation der Bilder. – *Supplement to Report Workshop Geotraverse 1 A Salzburg*, p. 88, Munich-Salzburg 1973 b (reprod. typescript).
- BODECHTEL, J. & NITHACK, J.: Geologisch-tektonische Auswertung von ERTS-1 und SKYLAB-Aufnahmen von Nord- und Mittelitalien. – *Geoforum*, **20**, 11–24, Oxford 1974.
- BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **93**, Sonderausg. 1977, 12–35, Hamburg-Vienna 1977.
- BUCHROITHNER, M. F.: An Outline of the Geology of the Afghan Pamirs. – *Tectonophysics*, **62**, 13–35, Amsterdam 1980 a.
- BUCHROITHNER, M. F.: Explanatory Notes on the Photogeological Map of the Oliete Region, Province of Teruel-Spain. – *Internal Report, Internat. Inst. Aerial Surv. Earth Sci. (ITC)*, 78 p., Enschede 1980 b.

- BUCHROITHNER, M. F.: Ein Beispiel stereoskopischer Auswertung von LANDSAT-Bildern: das Kathmandu-Becken. – Internal Report, Austrian Acad. Sci., Dept. Satellite Cartogr., 3 p., Vienna 1981.
- CARDAMONE, P., LECHI, G. O., CAVALLIN, A., MARINO, C. M. & ZANFERRARI, A.: Application of Conventional and Advanced Techniques for the Interpretation of LANDSAT 2 Images for the Study of Linears in the Friuli Earthquake Area. Proc. 11th Int. Symp. Remote Sensing Environment, April 25–29 1977, Envir. Res. Inst. Michigan, 1337–1353, Ann Arbor 1977.
- CAZABAT, Ch.: Topologie Ertsienne de la France (Premiers Résultats). – Bull. Soc. Franç. Photogramm., **60**, 21–36, Paris – St. Mandé 1975.
- DEGAN, F., MARTINO, E., PIANETTI, F., & ZANFERRARI, A.: Mathematical Representation of the Fracture Field in the Venetian Alps (NE Italy). Preliminary Results. – Rock Mech., Suppl. **9**, 139–146, Vienna 1980.
- DEWEY, J. F. & BIRD, J. M.: Mountain Belts and the New Global Tectonics. – J. Geophys. Res., **75**, 2625–2647, Washington 1970.
- DONKER N. H. W.: Digitizing Lineaments and Constructing a Rose Diagram by Means of a Micro-Computer. – Internal Documentation, Internat. Inst. Aerial Surv. Earth Sci. (ITC), 65 p., Enschede 1981.
- DRIMMEL, J.: On the Map of Seismo-Active Deep Faults and Important Epicentres in Austria. – Proc. 2nd Intern. Symp. Analysis Seismicity and Seismic Hazards, Liblice, ČSSR, May 18–23 1981, Liblice 1981 (not yet delivered in January 1982).
- FARMER, I. W.: Engineering Properties of Rocks. – p. 58–59, London (Spon) 1968.
- FISCHER, W. A.: Applications to Geology and Geophysics. Introduction. – In: WILLIAM, R. S. Jr. & CARTER, W. D. (Ed. s.): ERTS-1. A New Window to Our Planet. – U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **929**, 48–49, Washington 1976.
- FLÜGEL, H.: Über Zusammenhänge zwischen Klüftung und Talnetz im Grazer Bergland. – Geol. & Bauwesen, **18**, 195–200, Vienna 1951.
- GÜNTHER, R.: Großfotolineationen des mitteleuropäischen Raumes und ihre geologisch-tektonische Bedeutung. – Geotekt. Forsch., **53**, 42–67, Stuttgart 1977.
- GUILLAUME, A.: La Ligne du Tonale (Alpes Centrales et Orientales): Sens de Décrochement et Prolongements. – Tectonophysics, **48**, T 7–T 14, Amsterdam 1978.
- GUPTA, R. P.: Delineation of Active Faulting and Some Tectonic Interpretations in the Munich-Milan Section of the Eastern Alps – Use of LANDSAT-1 and 2 Imagery. – Tectonophysics, **38**, 297–315, Amsterdam 1977.
- GUPTA, R. P. & NITHACK, J.: Delineation of Active Faulting and Some Tectonic Interpretations in Eastern Alps – Use of LANDSAT-1 and 2 Imagery. – Proc. 23rd Rass. Int. Elett. Nucl. Aerospaz./16th Convegno sullo Spazio, Rome March 18–20 1976, 61 – 71, Rome 1976.
- HEINRICH, R.: Vergleichende tektonische Untersuchungen von Satellitenbild-Daten und Gelände-Daten im NW-Harz und Harzvorland. – Unpubl. Thesis (Dipl.-Arbeit), Geol. Inst. Techn. Univ. Clausthal, 23 p., Clausthal-Zellerfeld 1976.
- HEINRICH, R.: Vergleichende tektonische Untersuchungen von Satellitenbild-Daten und Gelände-Daten im NW-Harz und im nördlichen Harzvorland. – Geotekt. Forsch., **53**, 83–87, Stuttgart 1977.
- HELMCKE, D., LIST, F. K. & ROLAND, N. W.: Geologische Interpretation von Luft- und Satellitenbildern des Tibesti-Gebirges (Zentral-Sahara, Tschad). – Geol. Jb., A **33**, 89–115, Hannover 1976.
- HOLZER, H. F.: Photogeologische Karte eines Teiles der Goldberggruppe (Hohe Tauern). Geologische Luftbildinterpretation I. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 1, 25–34, 1 map enclosed, Vienna 1958 a.
- HOLZER, H. F.: Zur photogeologischen Karte der Kreuzeckgruppe. Geologische Luftbildinterpretation II. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 2, 187–190, 1 map enclosed, Vienna 1958 b.
- HOLZER, H. F.: Geologische Luftbildinterpretation: Zur photogeologischen Karte des Dachsteinplateaus. – Jb. Geol. B.-A., **107**, 1 map enclosed, Vienna 1964.

- HOPPIN, R. A.: Lineaments: Their Role in Tectonics of Central Rocky Mountains. – *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **58**, 2260–2273, Tulsa (Oklahoma) 1974.
- IFP-BEICIP (BUREAU D'ÉTUDES INDUSTRIELLES ET DE COOPERATION DE L'INSTITUT FRANÇAIS DU PÉTROLE): Géologie Structurale. Corrélation entre les Données LANDSAT et les Études de Terrain. – 1 p., Paris – Rueil-Malmaison, without year.
- ILLIES, H.: Intraplate Tectonics in Stable Europe as Related to Plate Tectonics in the Alpine System. – *Geol. Rundschau*, **64**, 677–699, Stuttgart 1975.
- ILLIES, H. & GREINER, G.: Regionales stress-Feld und Neotektonik in Mitteleuropa. Oberrhein. geol. Abh., **25**, 1–40, Karlsruhe 1976.
- KAISER, E.: Die Diamantenwüste Südwestafrikas. – 2 vol.s, Berlin 1926.
- KINZL, H.: Durchbruchstäler am Südrand der Böhmisches Masse in Oberösterreich. – *Die ostbairischen Grenzmarken*, **15**, 29–35, 59–65, 89–95, 124–130, Passau 1926.
- KOBER, L.: Tektonische Geologie. – 492 p., Berlin (Borntraeger) 1942.
- KOHLBECK, F. & SCHEIDEGGER, A. E.: On the Theory of the Evaluation of Joint-Orientation Measurements. – *Rock Mech.*, **9**, 9–25, Vienna 1977.
- KOLLMANN, K. & MALZER, O.: Die Molasse Oberösterreichs und Salzburgs. – In: BACHMAYER, F. (Ed.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 179–201, Vienna (Mus. Nat. Hist.) 1980.
- KNEUPER, G.: Schollen und Schollenränder im Saarkarbon. – *Geol. Rundschau*, **50**, 442–449, Stuttgart 1960.
- KRAMER, H. & KRÖLL, A.: Die Untersuchungsbohrung Vigaun U1 bei Hallein in den Salzburger Kalkalpen. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **70** (1977), 1–10, Vienna 1979.
- KRÖLL, A., SCHIMUNEK, K. & WESSELY, G.: Ergebnisse und Erfahrungen bei der Exploration in der Kalkalpenzone in Ostösterreich. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **97**, 134–148, Hamburg-Vienna, 1981.
- KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Wiener Becken. Relief und Tektonik des Untergrundes. – In: BACHMAYER, F. (Ed.): Erdöl und Erdgas in Österreich, Enclosure no. 3, Vienna (Mus. Nat. Hist.) 1980.
- KRONBERG, P.: Bruchtektonik im Ostpontischen Gebirge (NE-Türkei). – *Geol. Rundschau*, **59**, 257–265, Stuttgart 1969.
- KRONBERG, P.: Erfahrungen mit dem Erderkundungssatelliten ERTS 1. – *Umschau*, **74**, 15, 469–481, Frankfurt am Main 1974 a.
- KRONBERG, P.: ERTS entdeckt unbekannte tektonische Strukturen in der Bundesrepublik. – *Umschau*, **74**, 17, 552–553, Frankfurt am Main 1974 b.
- KRONBERG, P.: Bruchstrukturen des Rheinischen Schiefergebirges, des Münsterlandes und des Niederrheins – kartiert in Aufnahmen des Erderkundungs-Satelliten ERTS 1. – *Geol. Jb.*, A **33**, 37–48, Hannover 1976.
- KRONBERG, P.: Die regionale und überregionale Bruchtektonik Mitteleuropas. Bestandsaufnahme und Interpretation. – *Geotekt. Forsch.*, **53**, 7–41, Stuttgart 1977.
- KRONBERG, P., & GÜNTHER, R.: Regionale und überregionale Bruchsysteme der Kruste der Ägäis-Region. Bestandsaufnahme und Interpretation. – *Geotekt. Forsch.*, **53**, 88–106, Stuttgart 1977.
- LAHEE, F. H.: Field Geology. – 6th edition, 926 p., New York-Toronto-London (McGraw-Hill) 1961.
- LAMMERER, B.: Der nördliche Alpenrand zwischen Chiemsee und Bodensee im Satellitenbild. – *Abstract Int. Symp. Geodyn. Eastern Alps*, p. 16, Munich-Salzburg 1975 (reprod. typescript).
- LAUBSCHER, H. P.: Alpen und Plattentektonik. Das Problem der Bewegungsdiffusion an kompressiven Plattengrenzen. – *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **124**, 295–308, Hannover, 1973.
- LIST, F. K.: Quantitative Erfassung von Kluftnetz und Entwässerungsnetz aus dem Luftbild. – *Bildmess. & Luftbildwesen*, **37**, 4, 134–140, Karlsruhe 1969.
- LIST, F. K. & HELMCKE, D.: Photogeologische Untersuchungen über lithologische und tektonische Kontrolle von Entwässerungssystemen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara, Tschad). – *Bildmess. & Luftbildwesen*, **38**, 5, 273–278, Karlsruhe 1970.

- LIST, F. K., HELMCKE, D. & ROLAND, W.: Identification of Different Lithological and Structural Units, Comparison with Aerial Photography and Ground Investigations, Tibesti Mountains, Chad. – NASA SR-349, Report III, 1–18, Washington (D.C.) 1973.
- LIST, F. K., HELMCKE, D. & ROLAND W.: Vergleich der geologischen Information aus Satelliten- und Luftbildern sowie Geländeuntersuchungen im Tibesti-Gebirge (Tschad). – *Bildmess. & Luftbildwesen*, **142**, 4, 116–122, Karlsruhe 1974 b.
- LIST, F. K. & STOCK, P.: Photogeologische Untersuchungen über Bruchtektonik und Entwässerungsnetz im Präkambrium des nördlichen Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tschad. – *Geol. Rundschau*, **59**, 228–256, Stuttgart 1969.
- MAN, O.: Aeromagnetic Map of Czechoslovakia. – In: KODYM, O. (Ed.): *Regional Geology of Czechoslovakia. Geological Atlas 1: 1,000,000*, Prague (Geol. Surv. Czech.) 1967.
- METZ, K.: Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **33**, 4–33, Graz 1973.
- MIKKOLA, A. & VUORELA, P.: Ore-Bearing Areas and Linearity in Finnish Bedrock. – 11th Nord. Geol. Wintermötet, Oulu/Uleåborg, Jan. 3–5 1974, B. Abstracts, Deltagarlista och Allmänna Instruktioner, 71–72, Oulu (Univ. Oulu) 1974.
- MISRA, K. S.: Himalayan Transverse Faults and Folds and Their Parallelism with Subsurface Structures of North Indian Plains - Discussion. – *Tectonophysics*, **56**, 299–302, Amsterdam 1979.
- MOHR, K., KRONBERG, P. & GÜNTHER, R.: Die Bruchtektonik des Harzes im Satellitenbild. – *Geotekt. Forsch.*, **53**, 68–82, Stuttgart 1977.
- MÜHLFELD, R.: Photogeologische Beobachtungen zum Sedimentaufbau und zur Tektonik im ostbayerischen Molassebecken zwischen Landshut und Eggenfelden. – *Geol. Jb.*, **85**, 285–298, Hannover 1968.
- MÜLLER, L.: Untersuchungen über statistische Kluftrmessungen. – *Geol. & Bauwesen*, **5**, 185–255, Vienna 1933.
- MÜNZER, U. & BODECHTEL, J.: Digitale Verarbeitung von LANDSAT-Daten über Eis- und Schneegebieten des Vatnajökulls (Island). Eine Möglichkeit verbesserter morphologischer tektonischer Interpretation. – *Bildmess. & Luftbildwesen*, **48** 21–28, Karlsruhe 1980.
- NDPF/NASA User Service: Earth Resources Technology Satellite. Non-U.S. Standard Catalogue. – Vols August through Dec. 1972, NASA/GSFC, Greenbelt (Maryland) 1972.
- PODWYSOCKI, M. H., MOIK, J. G. & SHOUP, W. C.: Quantification of Geologic Lineaments by Manual and Machine Processing Techniques. – *Proc. NASA Earth Resources Surv. Symp.*, Houston, Texas 1975, NASA TM X-58168, **1**, 885–903, Houston 1975.
- POLYSOS, N.: Untersuchungen zur geologischen Auswertbarkeit von LANDSAT-Aufnahmen am Beispiel Mittelgriechenlands. – Unpubl. Doct. Thesis Geol. Inst. Techn. Univ. Clausthal, 116 p., Clausthal-Zellerfeld, 1977.
- POLYSOS, N.: Ergebnisse einer geologischen Auswertung von LANDSAT-Aufnahmen Mittelgriechenlands. – *Z. dt. geol. Ges.*, **132**, 505–512, Hannover 1981.
- 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, Vienna (Springer) 1980.
- RANALLI, G.: Length Distribution of Strike-Slip Faults and the Process of Beakage in Continental Crust. – *Canad. J. Earth Sci.*, **13**, 704–7097, Ottawa 1976.
- RANALLI, G.: Correlation between Length and Offset in Strike-Slip Faults. – *Tectonophysics*, **37**, T 1–T 7, Amsterdam 1977.
- RANALLI, G. & CHANDLER, T. E.: The Stress Field in the Upper Crust as Determined from In Situ Measurements. – *Geol. Rundschau*, **64**, 653–674, Stuttgart 1975.
- RATHORE, J. S. & HEINZ, H.: Analyse der Bewegungen an der Umbiegung der „Periadriatischen Naht“ (Insubrische Linie/Pusterer Linie) in der Umgebung von Mauls (Südtirol). – *Geol. Rundschau*, **68**, 2, 707–720, Stuttgart 1979.

- RATHORE, J. S. & HEINZ, H.: The Application of Magnetic Susceptibility Anisotropy Analyses to the Study of Tectonic Events on the Periadriatic Line. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, (1978/1979), 275–290, Vienna 1980.
- RENGERS, N. & SOETERS, R.: Regional Engineering Geological Mapping from Aerial Photographs. – *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, **21**, 103–111, Krefeld 1980.
- ROLAND, N. W.: Methoden und Ergebnisse photogeologischer Untersuchungen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara). – *Pressdienst Wissenschaft Techn. Univ. Berlin*, **5** (1974), 37–49, Berlin 1974.
- RÖLZ, P.: Beiträge zum Aufbau des jungpräkambrischen und altpaläozoischen Grundgebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tanames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata), Spanien. – *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, **36**, 1–68, Münster (Westf.) 1975.
- SCANVIC, J.-Y.: Structural Geology Investigation in the Massif Central - France - Using ERTS-1 Multispectral Images. – *Proc. Symp. Significant Results Obtained from the ERTS-1*, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Dec. 1973, A **1**, Washington (D. C.) 1974.
- SCANVIC, J.-Y.: Illustration par l'Exemple d'un Mode d'Intervention et d'Appui de la Télédétection Spatiale en Recherche Minière. – *J. Études Scient. Techn. ESA*, Toulouse, March 1978, Toulouse 1978.
- SCANVIC, J.-Y. & WEECKSTEEN, G.: Carte des Linéaments de la France d'après les Images des Satellites Landsat (1972 à 1976). Echelle 1/1 000 000. – Orléans (B. R. G. M.) 1978 a.
- SCANVIC, J.-Y. & WEECKSTEEN, G.: Notice Explicative de la Carte des Linéaments de la France à 1/1 000 000. – *Documents du B. R. G. M.*, **14**, 1–14, Orléans 1978 b.
- SCHIEDEGGER, A. E.: The Principle of Antagonism in the Earth's Evolution. – *Tectonophysics*, **55**, T 7 – T 10, Amsterdam 1979 a.
- SCHIEDEGGER, A. E.: On the Tectonics of the Western Himalaya. – *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, **A 28**, 89–106, Vienna 1979 b.
- SCHIEDEGGER, A. E.: Orientationsstruktur der Tallagen in der Schweiz. – *Geogr. Helvet.*, **34**, 1, 9–15, Bern 1979 c.
- SCHIEDEGGER, A. E.: Beziehungen zwischen Orientationsstruktur der Talanlagen und der Klüftstellungen in Österreich. – *Mitt. Österr. Geogr. Ges.*, **121**, 2, 187–195, Vienna 1979 d.
- SCHIEFERDECKER, A. A. G.: Geological Nomenclature. – 523 p., Gorinchem (Netherlands, Noorduijn & Son) 1959.
- SIEGAL, B. S.: Significance of Operator Variation and the Angle of Illumination in Lineament Analysis on Synoptic Images. – *Publ. Jet Propulsion Labs., Calif. Inst. Technol.*, Pasadena 1975.
- SIMPSON, C.: Oblique Girdle Orientation Pattern of Quartz C-Axes from a Shear Zone in the Basement Core of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 1/2, 243–247, Oxford 1980.
- SINHA ROY, S.: Himalaya Transverse Faults and Folds and their Parallelism with Subsurface Structures of North Indian Plains: Discussion. – *Tectonophysics*, **45**, 229–237, Amsterdam 1978.
- SODRE BORGES, F. & WHITE, S. H.: Microstructural and Chemical Studies of Sheared Anorthosites, Roneval, South Harris. – *J. Struct. Geol.*, **2**, 1/2, 273–280. – Oxford 1980.
- THURM, H., BANKWITZ, P., BANKWITZ, E. & HARNISCH, G.: Rezente horizontale Deformationen der Erdkruste im Südostteil der Deutschen Demokratischen Republik. Bericht der Arbeitsgruppe Rezente Krustenbewegungen des Nationalkomitees für Geodäsie und Geophysik bei der Akademie der Wissenschaften der DDR. – *Petermann's Geogr. Mitt.*, **4/77**, 281–304, Gotha 1977.
- TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik in den Ostalpen. – *Geol. Rundschau*, **59**, 278–288, Stuttgart 1969.
- TOLLMANN, A.: Die bruchtektonische Zyklusordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. – *Geotekt. Forsch.*, **34**, 1–90, Stuttgart 1970.
- TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **153**, 1, 1–27, Stuttgart 1977 a.

- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – XVI + 766 p., Vienna (Deuticke) 1977 b.
- TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. österr. geol. Ges., **69** (1976), 291–351, Vienna 1978 a.
- TOLLMANN, A.: Eine Serie neuer tektonischer Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **68** (1975), 129–142, Vienna 1978 b.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Neuergebnisse aus den östlichen Zentralalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72** (1978/1979), 191–200, Vienna 1980.
- VALDIYA, K. S.: Himalayan Transverse Faults and Folds and Their Parallelism with Subsurface Structures of North Indian Plains. – Tectonophysics, **32**, 353–386, Amsterdam 1976.
- VALDIYA, K. S.: Himalayan Transverse Faults and Folds and Their Parallelism with Subsurface Structures of North Indian Plains – Reply to S. Sinha Roy. – Tectonophysics, **56**, 297–298, Amsterdam 1979.
- VYSKOČIL, P.: Recent Crustal Movements in the Bohemian Massif. – Tectonophysics, **29**, 349–358, Amsterdam 1975.
- VYSKOČIL, P.: Global Recent Crustal Movements as Determined by Geodetic Measurements. – Tectonophysics, **38**, 49–59, Amsterdam 1977.
- WACHTEL, G. & WESSELY, G.: Die Tiefbohrung Berndorf I in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen. – Mitt. österr. geol. Ges., **74/75** (1981/1982), 137–165, Vienna 1981.
- WEBER, F., BRAUMÜLLER, E. & WAGNER, L.: Geologische Karte des Präquartären Untergrundes. – In: BACHMAYER, F. (Ed.): Erdöl und Erdgas in Österreich, Enclosure no. 6, Vienna (Mus. Nat. Hist.) 1980.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. I. 1982.

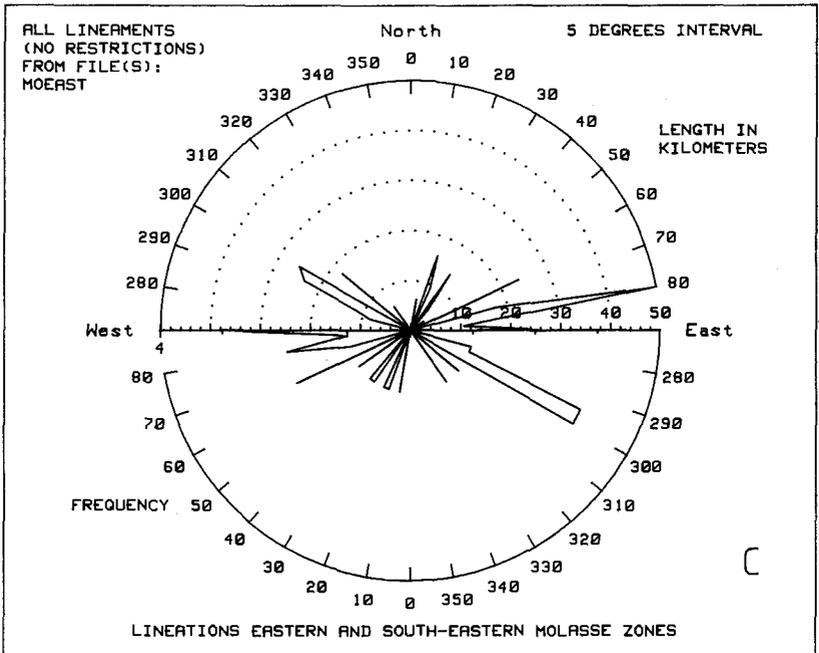
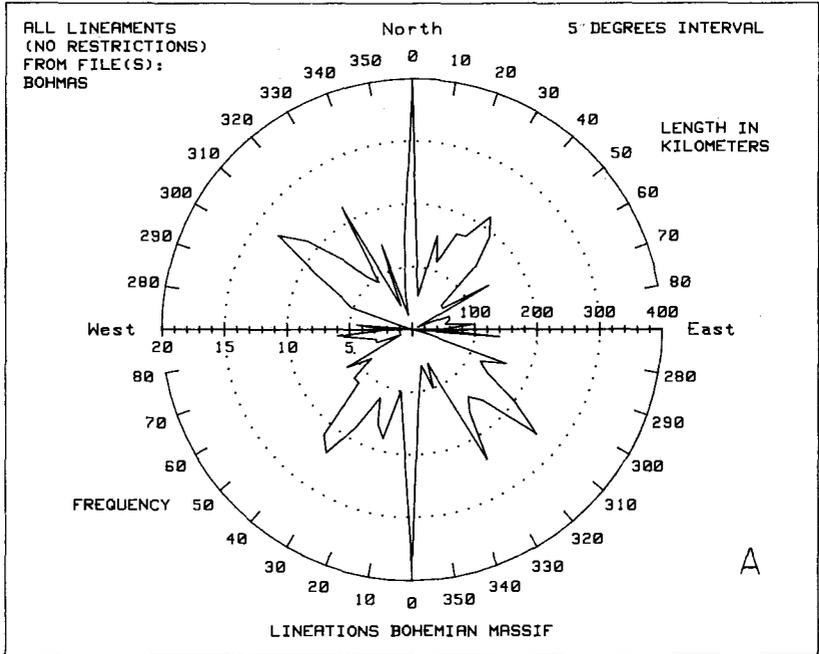
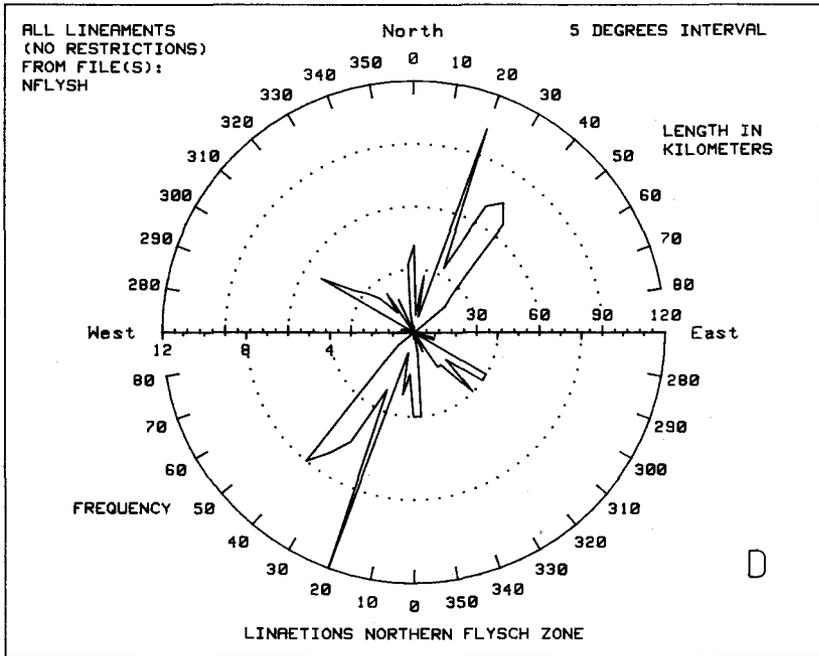
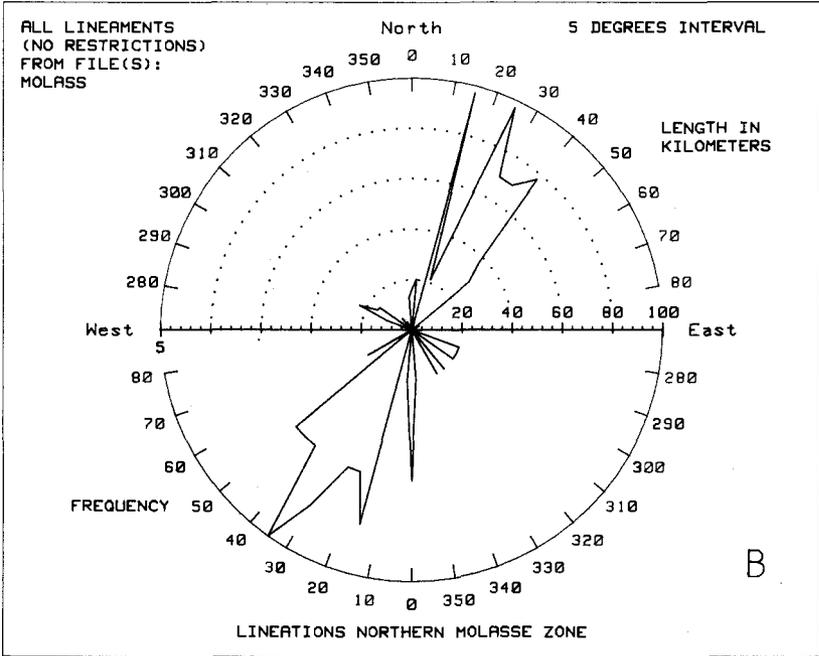


Plate 1: Fig. a – d: Rose diagrams of the Bohemian Massif, the Northern, Eastern and Southeastern Molasse Zone and the Northern Flysch Zone. For more detailed explanations see section 6.2.



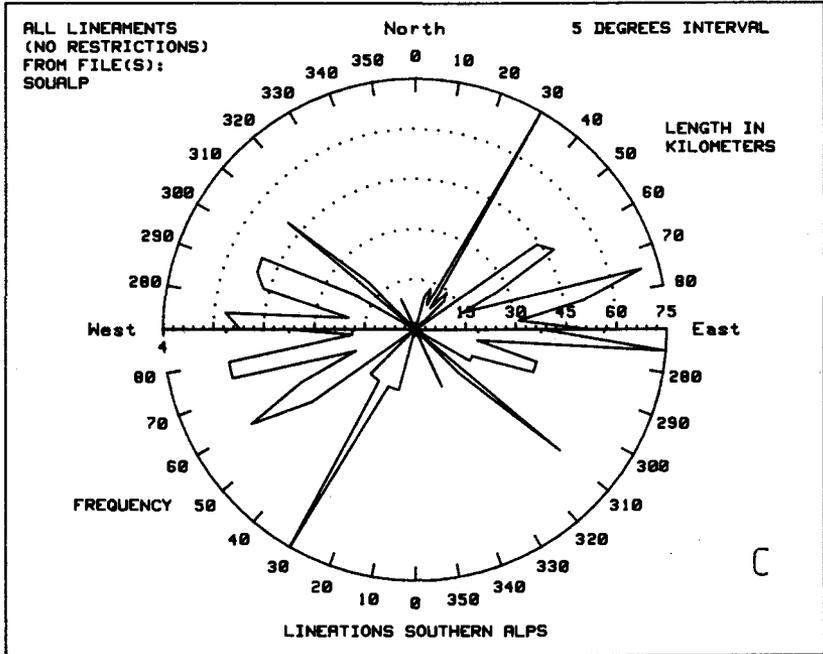
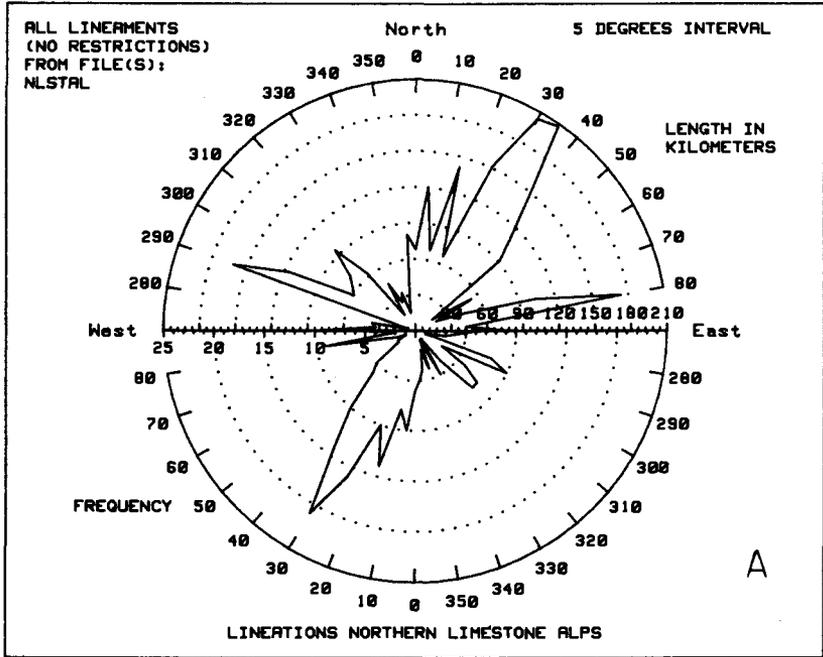
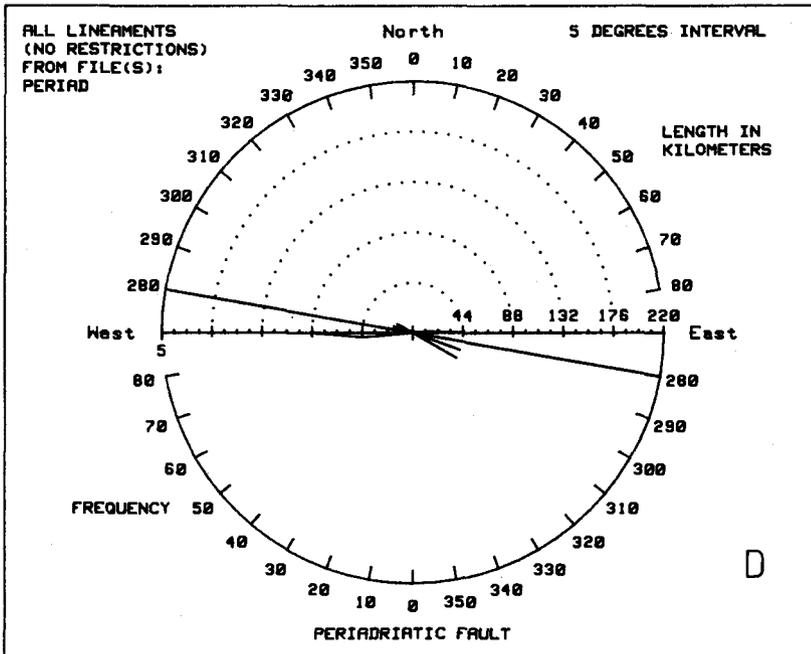
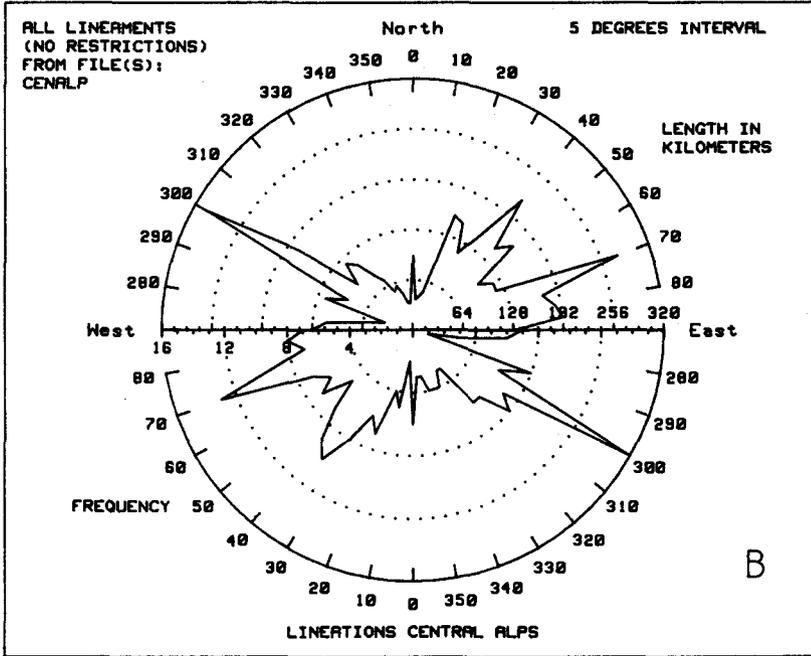


Plate 2: Fig. a-d: Rose diagrams of the Northern Limestone Alps, the Central Alps, the Periadriatic Line and the Southern Alps. For more detailed explanations see section 6.2.



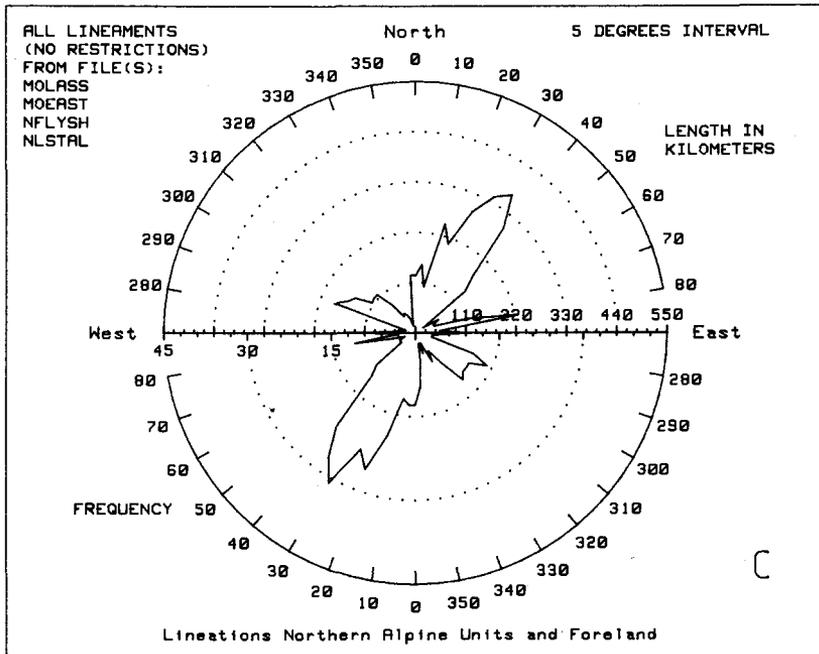
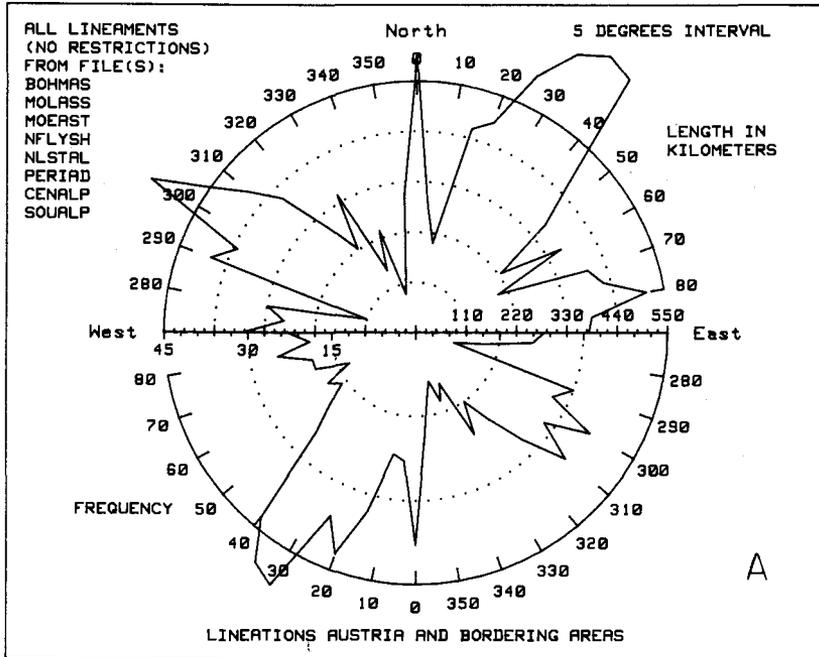
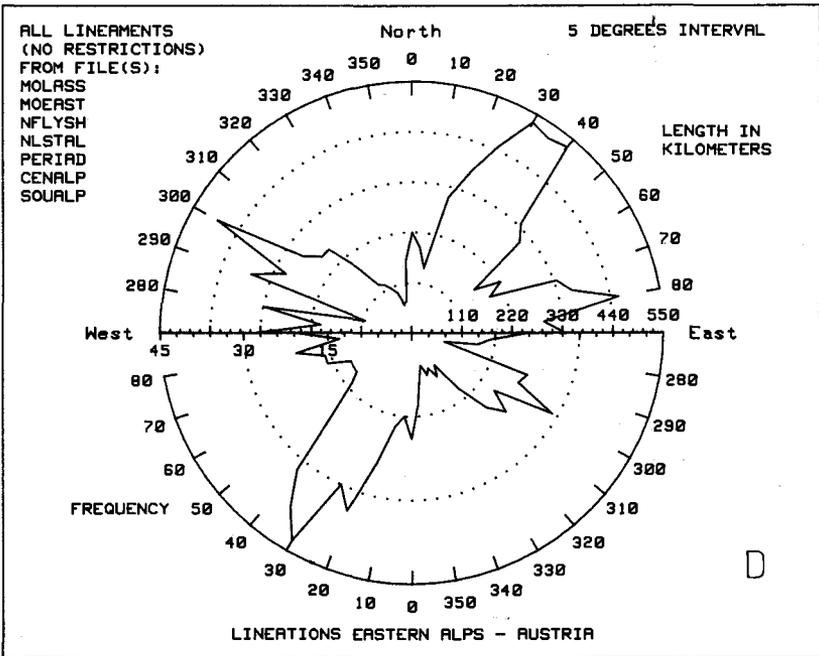
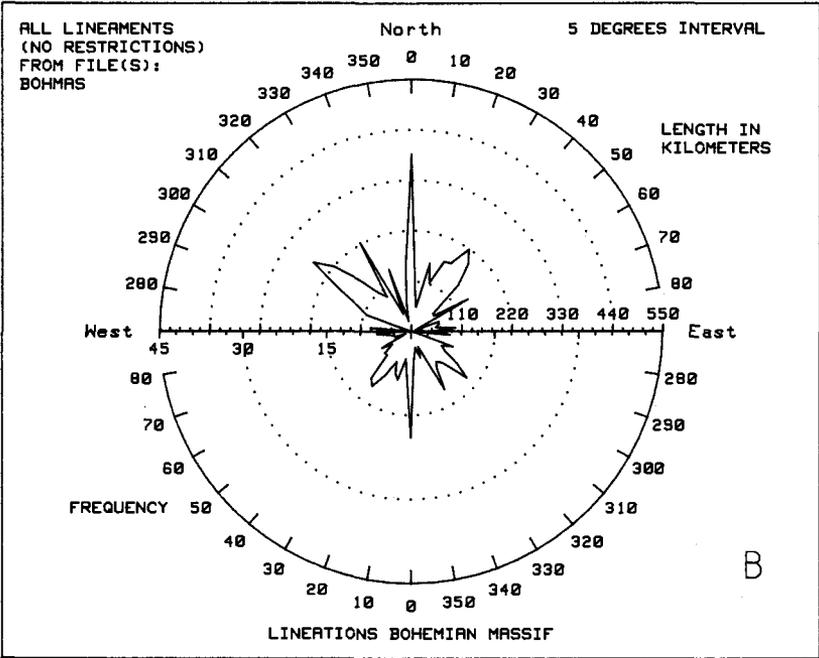
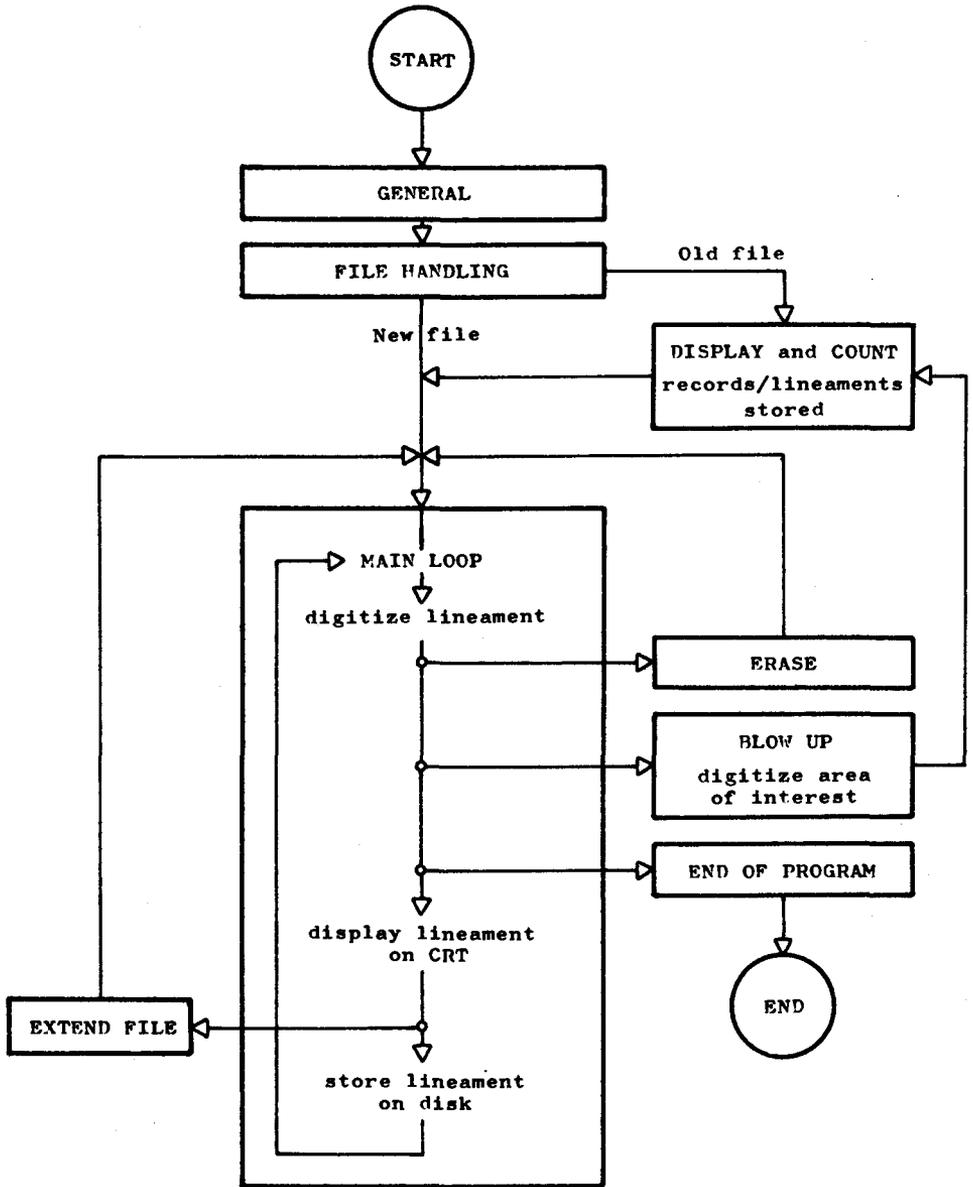


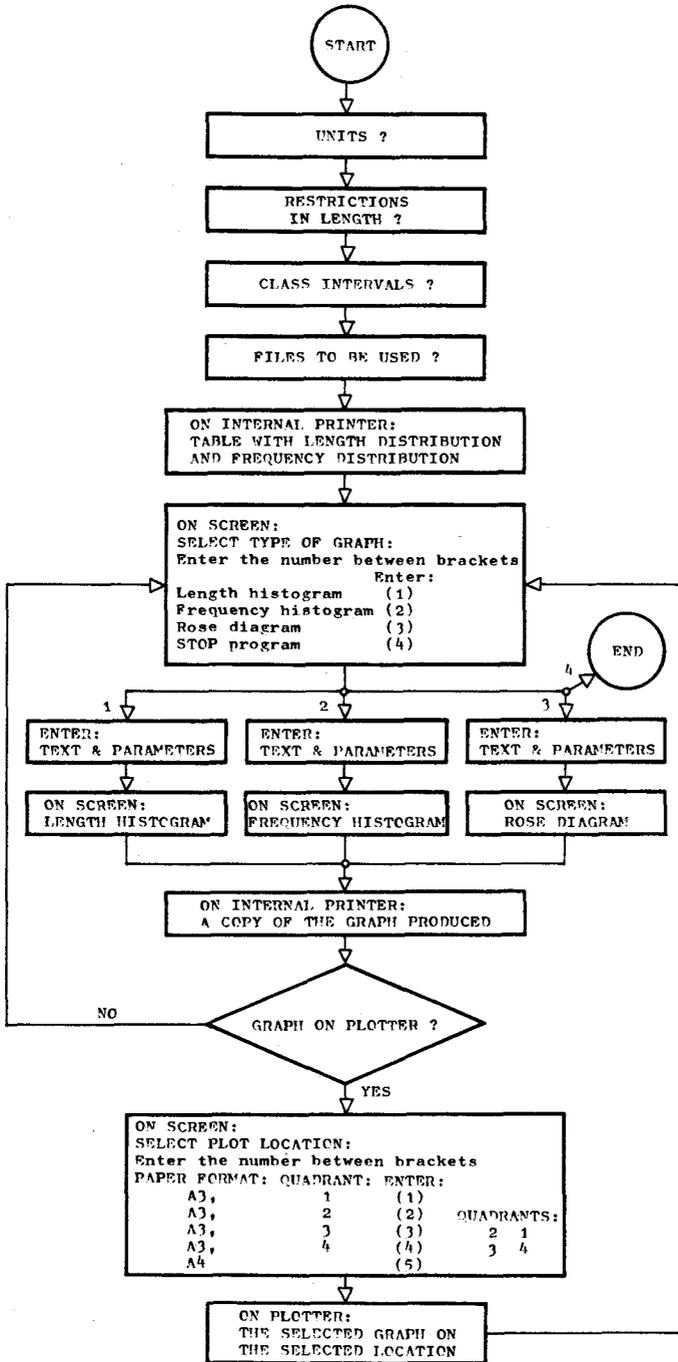
Plate 3: Fig. a – d: Cumulative rose diagrams of the whole area under investigation, the Bohemian Massif, the major geological units N of the Central Alps and the Alpine part of the area studied. For further explications see section 6.2.



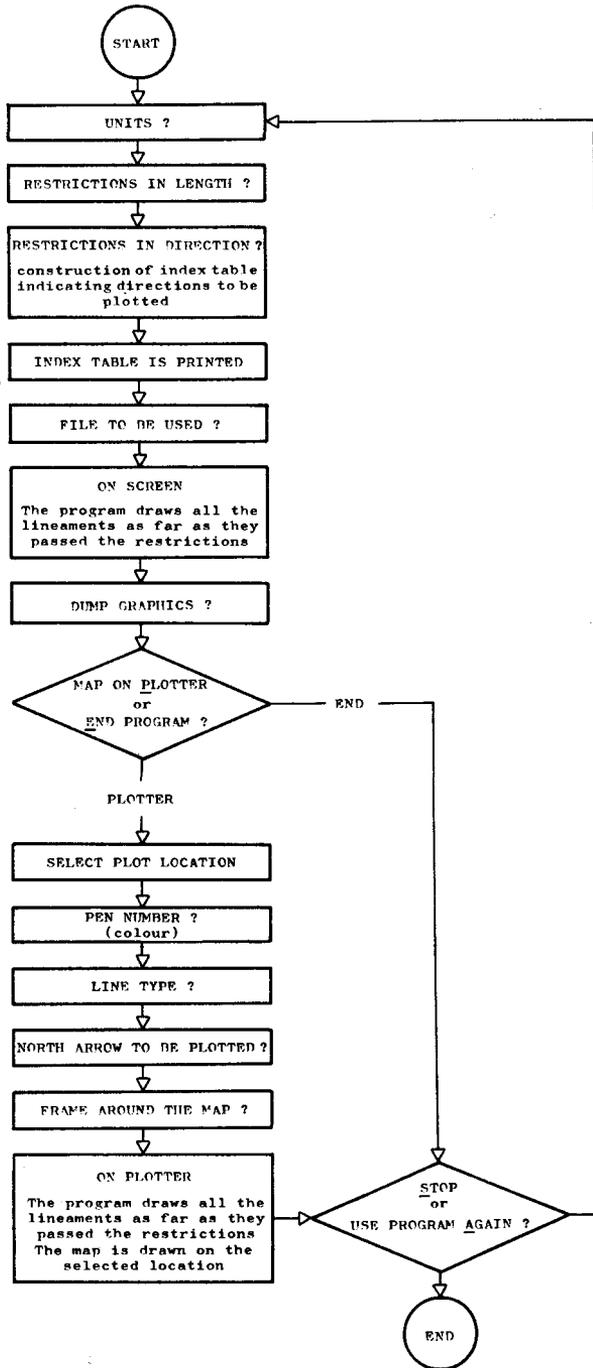
Appendix I: Flow chart giving the general organization of program DIGLIN.



Appendix 2: Flow chart giving the general organization of program RGRAM.



Appendix 3: Flow chart giving the general organization of program PLLIN.



Appendix 4: Example of printer output of program DIGLIN.

* PROGRAM DIGLIN * TO DIGITIZE LINEAMENTS.

=====

READ INSTRUCTIONS IN PROGRAM LISTING CAREFULLY!

TO PROCEED WITH PROGRAM: Press CONT

SCALE = 1: 1476732

LENGTH OF LINEAMENTS IS EXPRESSED IN KILOMETERS.

THE FOLLOWING FILES ARE PRESENT ON DISK F8,1:

NAME	PRO	TYPE	REC/FILE	BYTES/REC	ADDRESS
F8,1			65		
BOHMAS		DATA	300	24	2/00
MOLASS		DATA	200	24	2/29
MOEAST		DATA	100	24	3/18
NFLYSH		DATA	300	24	3/28

NEW FILE:NLSTAL

THE FOLLOWING FILES ARE NOW PRESENT ON DISK F8,1.

NAME	PRO	TYPE	REC/FILE	BYTES/REC	ADDRESS
F8,1			65		
BOHMAS		DATA	300	24	2/00
MOLASS		DATA	200	24	2/29
MOEAST		DATA	100	24	3/18
NFLYSH		DATA	300	24	3/28
NLSTAL		DATA	1000	24	4/27

START DIGITIZING LINEAMENT 1 (North arrow !)

NO.	X1	X2	Y1	Y2(mm)	Length:	Angle:
1	69	69	222	240	26.8	89.6

IS LINE 1 NORTH ARROW?
IF NOT, ERASE THIS LINE AND DIGITZE NORT ARROW!

2	8	12	97	104	11.8	60.9
3	25	46	99	101	31.3	4.5
4	46	60	101	104	20.3	11.0
5	60	93	104	111	50.7	12.5
6	29	30	100	102	3.1	69.8
7	31	32	105	110	8.7	72.6
8	33	34	100	101	2.2	72.5
9	37	45	100	112	21.3	56.2
10	43	50	111	115	11.6	30.4
11	50	54	115	119	8.7	36.2
12	54	56	119	123	6.2	62.5
13	56	59	123	132	14.7	72.2
14	51	52	110	118	10.9	87.9
15	50	49	114	119	6.4	100.3
16	52	53	128	123	7.8	274.1
17	68	66	129	125	5.4	251.8
18	65	62	123	114	13.8	247.7
19	64	65	107	112	6.3	75.3
20	66	67	114	117	5.5	71.4
21	68	69	119	122	4.9	72.5
22	66	78	133	123	23.3	323.0
23	75	72	122	125	7.0	142.1
24	71	68	120	123	6.7	140.2
25	92	83	135	124	20.7	227.7
26	83	78	121	113	13.5	237.7
27	69	95	104	130	54.9	45.6
28	95	99	130	137	11.0	58.1

LOCATE AREA TO BE SHOWN ON SCREEN:

DIGITIZE LOWER LEFT CORNER,

DIGITIZE UPPER RIGHT CORNER AND WAIT FOR MESSAGE: START/CONTINUE DIGITIZING

CONTINUE DIGITIZING LINEAMENT 29

NO.	X1	X2	Y1	Y2(mm)	Length:	Angle:
-----	----	----	----	--------	---------	--------

Appendix 5: Example of printer output of program RGRAM.

* PROGRAM RGRAM *
=====

LENGTH HISTOGRAM, FREQUENCY HISTOGRAM AND ROSE DIAGRAM CAN BE PLOTTED
USING FILES CREATED BY PROGRAM DIGLIN.

UNITS:KILOMETERS

NO RESTRICTIONS CONCERNING THE LENGTH OF THE LINEARMENTS.

CLASS INTERVAL: 5 DEGREES.

THE FOLLOWING FILES ARE PRESENT ON DISK F8,1:

NAME F8,1	PRO 65	TYPE	REC/FILE	BYTES/REC	ADDRESS
BOHMAS		DATA	300	24	2/00
MOLASS		DATA	200	24	2/29
MOEAST		DATA	100	24	3/18
NFLYSH		DATA	300	24	3/28
NLSTAL		DATA	1000	24	4/27
PERIAD		DATA	50	24	8/01
CENALP		DATA	700	24	8/06
SQUALP		DATA	300	24	10/12
DUMMY		DATA	5	24	11/11

FILENAME 1 = BOHMAS

FILE:BOHMAS
NORTH DIRECTION: 89.4
236 LINEARMENTS

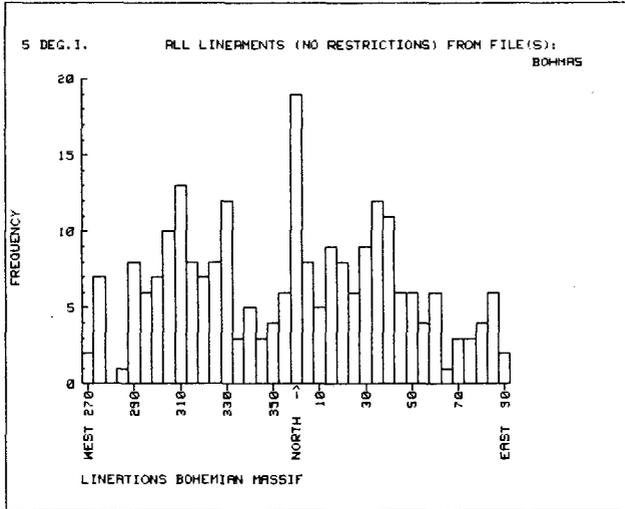
CLASS NUMBER	CLASS MIDMARK	DEGREES (Azimuth North)		KILOMETERS	FREQUENCY
		CLASS LOWER-	CLASS UPPER LIMIT		
# 1	270	267.5	< 272.5	41.7	2
# 2	275	272.5	< 277.5	89.2	7
# 3	280	277.5	< 282.5	0.0	0
# 4	285	282.5	< 287.5	7.7	1
# 5	290	287.5	< 292.5	103.6	8
# 6	295	292.5	< 297.5	126.6	6
# 7	300	297.5	< 302.5	178.6	7
# 8	305	302.5	< 307.5	261.7	10
# 9	310	307.5	< 312.5	219.8	13
# 10	315	312.5	< 317.5	158.0	8
# 11	320	317.5	< 322.5	109.8	7
# 12	325	322.5	< 327.5	92.7	8
# 13	330	327.5	< 332.5	223.8	12
# 14	335	332.5	< 337.5	41.8	3
# 15	340	337.5	< 342.5	143.9	5
# 16	345	342.5	< 347.5	23.2	3
# 17	350	347.5	< 352.5	59.8	4
# 18	355	352.5	< 357.5	146.2	6
# 19	0	357.5	< 2.5	386.6	19
# 20	5	2.5	< 7.5	87.4	8
# 21	10	7.5	< 12.5	54.1	5
# 22	15	12.5	< 17.5	154.2	9
# 23	20	17.5	< 22.5	113.6	8
# 24	25	22.5	< 27.5	168.3	6
# 25	30	27.5	< 32.5	171.9	9
# 26	35	32.5	< 37.5	218.5	12
# 27	40	37.5	< 42.5	193.3	11
# 28	45	42.5	< 47.5	144.0	6
# 29	50	47.5	< 52.5	60.8	6
# 30	55	52.5	< 57.5	59.7	4
# 31	60	57.5	< 62.5	141.6	6
# 32	65	62.5	< 67.5	9.4	1
# 33	70	67.5	< 72.5	62.7	3
# 34	75	72.5	< 77.5	61.7	3
# 35	80	77.5	< 82.5	53.3	4
# 36	85	82.5	< 87.5	96.3	6

TOTAL NUMBER OF LINEARMENTS: 236

MAXIMUM VALUES:KILOMETERS 386.6
FREQUENCY 19

Appendix 5: Continuation.

TO PROCEED WITH PROGRAM PRESS <CONT>



TO PROCEED WITH PROGRAM PRESS <CONT>
 *** END OF PROGRAM PROGRAM ***

Appendix 6: Example of printer output of program PLLIN.

* PROGRAM PLLIN * TO PLOT LINEMENTS DIGITIZED
 =====

NO RESTRICTIONS CONCERNING THE LENGTH OF THE LINEMENTS.

CLASS INTERVAL: 5 DEGREES

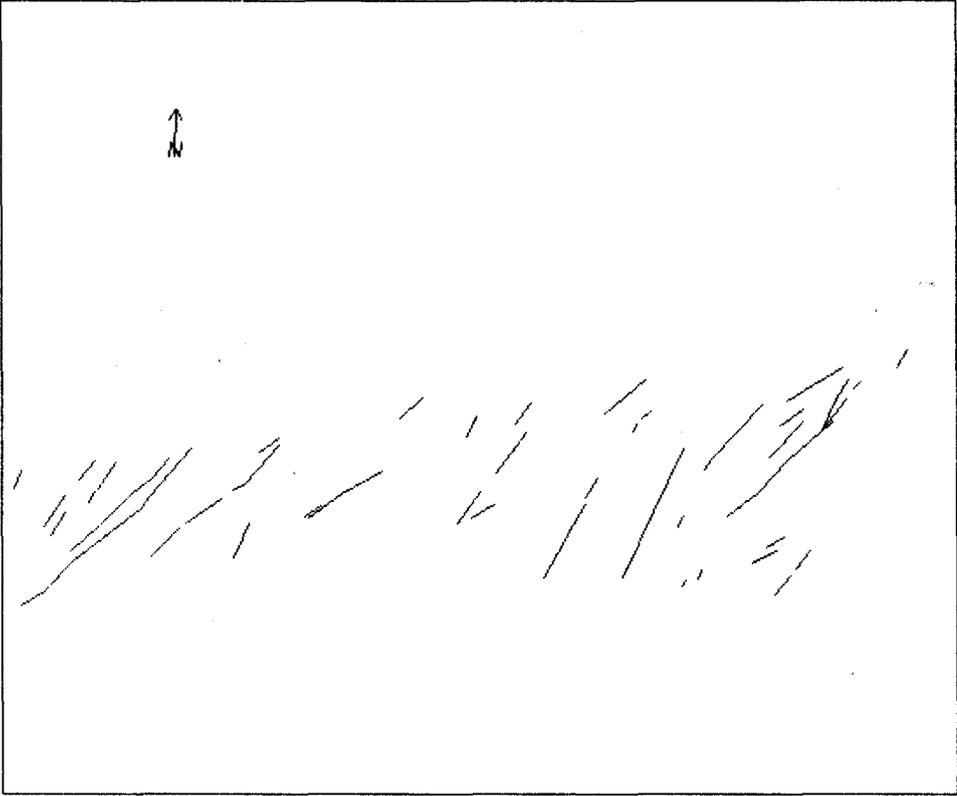
INDEX TABLE FOR DIRECTION CLASSES TO BE PLOTTED:

CLASS NUMBER	CLASS MIDMARK	CLASS BOUNDARIES LOWER-, UPPER LIMIT
# 1	270	267.5 -< 272.5
# 2	275	272.5 -< 277.5
# 3	280	277.5 -< 282.5
# 4	285	282.5 -< 287.5
# 5	290	287.5 -< 292.5
# 6	295	292.5 -< 297.5
# 7	300	297.5 -< 302.5
# 8	305	302.5 -< 307.5
# 9	310	307.5 -< 312.5
# 10	315	312.5 -< 317.5
# 11	320	317.5 -< 322.5
# 12	325	322.5 -< 327.5
# 13	330	327.5 -< 332.5
# 14	335	332.5 -< 337.5
# 15	340	337.5 -< 342.5
# 16	345	342.5 -< 347.5
# 17	350	347.5 -< 352.5
# 18	355	352.5 -< 357.5
# 19	0	357.5 -< 2.5
# 20	5	2.5 -< 7.5
# 21	10	7.5 -< 12.5
# 22	15	12.5 -< 17.5
# 23	20	17.5 -< 22.5
# 24 *	25	22.5 -< 27.5
# 25 *	30	27.5 -< 32.5
# 26 *	35	32.5 -< 37.5
# 27 *	40	37.5 -< 42.5
# 28 *	45	42.5 -< 47.5
# 29 *	50	47.5 -< 52.5
# 30 *	55	52.5 -< 57.5
# 31 *	60	57.5 -< 62.5
# 32	65	62.5 -< 67.5
# 33	70	67.5 -< 72.5
# 34	75	72.5 -< 77.5
# 35	80	77.5 -< 82.5
# 36	85	82.5 -< 87.5

FILENAME: CENALP

PRESS <CONT> TO PROCEED WITH PROGRAM.

Appendix 6: Continuation.



Blatt 162 Köflach/Von L. P. BECKER, 1979. Mit Erläuterungen von L. P. BECKER (57 S., 18 Abb., 2 Taf., 1980). ISBN 3-900312-05-2.	S 180,-
Erläuterungen	S 50,-
Blatt 188 Wolfsberg/Bearb. von P. BECK-MANNAGETTA, 1981.	S 180,-
Blatt 200 Arnoldstein/Von N. ANDERLE. Mit Erläuterungen (gef. in Plastiktasche oder plano).	S 210,-
Karte (alleine) 1977.	S 180,-
Erläuterungen (alleine)/zusammengest. v. CHR. HAUSER, 59 S., 13 Abb., 1982. ISBN 3-900312-18-4.	S 50,-
Blatt 201-210 Villach-Assling/Von N. ANDERLE. Mit Erläuterungen (gef. in Plastiktasche oder plano).	S 225,-
Karte (alleine) 1977.	S 195,-
Erläuterungen (alleine)/zusammengest. v. CHR. HAUSER, 44 S., 7 Abb., 1982 ISBN 3-900312-19-2.	S 50,-

Die Erläuterungen zu den Blättern 96, 151 u. 188, werden nach Erscheinen nachgeliefert.

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 25.000

Blatt 82. Bregenz/Von P. HERRMANN & K. SCHWERD, 1982.	S 90,-
Blatt 110-111 Sankt Gallen-Süd & Dornbirn-Süd/Von R. OBERHAUSER, 1982.	S 180,-
Blatt 169 Partenen, Blatt Ost und West/Von G. FUCHS & H. R. PIRKL, 1980 (2 Blätter). Einzelblatt	S 220,- S 120,-

GEOLOGISCHE GEBIETSKARTEN DER REPUBLIK ÖSTERREICH

Geologische Karte der Karawanken 1 : 25.000/Von F. K. BAUER, Ostteil in 3 Blättern Einzelblatt	S 270,- S 120,-
Geologische Karte der Saualpe 1 : 25.000 (Kärnten)/Von N. WEISSENBACH, 1978. 2 Blätter, gefaltet oder plan in Rolle. Erläuterungen sind vorgesehen.	S 300,-
Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1 : 50.000/Von W. DEL-NEGRO, 41 S., 4 Abb., 1979, ISBN 3-900312-03-6.	S 40,-

AEROMAGNETISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50.000

Transparenteolate ohne Topographie mit Legende und Lageübersicht. Erschienenen Blätter siehe Kartenspiegel des Verlagsverzeichnisses (Stand 1980) auf S. 14; Preis je Blatt	S 20,-
---	--------

Proceedings

Arbeitstagung der GBA 1979, Blatt 71 Ybbsitz/Red.: W. SCHNABEL, 82 S., ISBN 3-900312-02-8.	S 100,-
Arbeitstagung der GBA 1981, Blatt 76 Wiener Neustadt/Red.: B. PLÖCHINGER, 120 S., ISBN 3-900312-17-6.	S 130,-

ARCHIV FÜR LAGERSTÄTTENFORSCHUNG DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT ISSN 0253-097X

Bd 1. 1982, 119 S., Illustr.,	S 300,-
Bd 2. 1982, 179 S., Illustr.,	S 300,-

Bitte richten Sie Ihre Bestellungen an Ihren Buchhändler oder an den Verlag der Geologischen Bundesanstalt.