

Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend

Von CHRISTOF EXNER *)

Mit 7 Abbildungen und 3 Tafeln (= Beilagen 1–3)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 124

Inhalt

Zusammenfassung	3
1. Einleitung	4
2. Geologische Übersicht	5
3. Hohe Tauern	7
3.1 Tauernschieferhülle der Umgebung von Gastern	7
3.2 Sandstein-Breccien-Zone	8
3.2.1 Flyschartiger Sandstein	9
3.2.2 Dolomitbreccie	10
3.2.3 Karbonatquarzit	10
3.2.4 Graphitquarzit	12
3.2.5 Metadiabas und Diabasschiefer	12
3.2.5.1 Metadiabas	13
3.2.5.2 Diabasschiefer	14
3.2.6 Serpentin	15
3.2.7 Grünschiefer	15
3.2.8 Grünphyllit (Serizit-Chlorit-Phyllit)	15
3.3 Klammkalkzone	15
3.3.1 Quarzit-Breccien-Porphyroïd-Serie (QBP-Serie)	17
3.3.1.1 Beschreibung einiger Gesteinsproben	19
3.3.1.2 Zur stratigraphischen Einstufung	21
3.3.2 „Trias“	22
3.3.2.1 „Trias“-Zug 1	23
3.3.2.2 „Trias“-Zug 2	26
3.3.2.3 „Trias“-Zug 3	26
3.3.2.4 „Trias“-Zug 4	27
3.3.2.5 „Trias“-Zug 5	28
3.3.3 Klammkalk	32
3.3.3.1 Tektonische Gliederung	33
3.3.3.2 Crinoiden-führender Klammkalk	34
3.3.3.2.1 Vorkommen bei der Drei-Wallner-Kapelle	34
3.3.3.2.2 Vorkommen beim Lerleitbauer	36
3.3.3.3 Grobkörniger Kalzit in Klüften und Karsthohlräumen	36
3.3.4 Kalkphyllit	36
3.3.5 Schwarzphyllit	36
3.3.6 Grünphyllit	37
3.3.7 Serpentin und Diabas	37
3.3.7.1 Der südliche Serpentinzug	37
3.3.7.2 Der nördliche Serpentinzug	38

Schlüsselwörter:
Hohe Tauern
Bündnerschiefer
Klammkalkzone
Grauwackenzone
Altpaläozoikum
Metabasite

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

4. Salzach-Längstalstörung	39
5. Grauwackenzone	40
5.1 Schwarzphyllit	41
5.2 Schwarzer Tonschiefer	43
5.3 Agglomerat in schwarzem Tonschiefer	43
5.4 Einlagerungen im schwarzen Tonschiefer	44
5.4.1 Schwarzer Kieselschiefer (Lydit)	44
5.4.2 Eisendolomit	44
5.4.3 Graphitschiefer	45
5.4.4 Magnesit	45
5.5 Kalkphyllit	47
5.6 Metamorpher Kalk	48
5.7 Basische Magmatite und deren Derivate	49
5.7.1 Uralit-Metadiabas	51
5.7.2 Uralit-Metadiabas mit Relikten des primären Plagioklases	52
5.7.3 Diabasschiefer	52
5.7.3.1 Deformierter Uralitdiabas	53
5.7.3.2 Diabasschiefer mit Chloritflecken	53
5.7.3.3 Diabasschiefer mit Chlorit-Biotit-Flecken	53
5.7.3.4 Chloritschiefer mit Biotit	53
5.7.3.5 Chloritschiefer mit Stülpnomelan	54
5.7.4 Strahlsteinschiefer	54
5.7.5 Grünphyllit	54
5.7.6 Chlorit-Plagioklas-Quarzit	55
5.7.7 Agglomerat im Grünphyllit	55
6. Vergleichende Merkmale der Metabasite der Grauwackenzone und der Tauern-Nordrahmenzone	55
6.1 Historisches	55
6.2 Petrographische und feldgeologische Merkmale	56
6.2.1 Klinopyroxen	56
6.2.2 Braune Hornblende	56
6.2.3 Anorthitreicher Plagioklas	56
6.2.4 Albit in Spiliten	57
6.2.5 Biotit	57
6.2.6 Großkorn-Epidot	60
6.3 Gesteinsfarbe, Vulkanologie, Mächtigkeiten, Ultrabasite, Zusammenfassung und Problematik	60
7. Die tektonischen Beziehungen zwischen Hohen Tauern und Grauwackenzone	61
7.1 Einige strukturelle Details	62
7.2 Beobachtete Störungen außerhalb der Salzach-Längstalstörung	64
7.3 Störungen in jüngster geologischer Zeit	64
8. Quartär	65
8.1 Terrassensedimente des Salzachtales (unter der Würmmoräne)	65
8.2 Moräne	66
8.3 Spätglazialer Moränenwall	67
8.4 Spätglaziales Stausee-Konglomerat	67
8.5 Erscheinungen der Hangtektonik	67
8.5.1 Unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen	68
8.5.2 Bergsturz-Blockwerk	68
8.5.3 Trümmer-Rücken	68
8.5.4 Bergerreißungs-Spalten	69
8.6 Kalktuff (Quellsinter)	69
8.7 Talalluvionen und Schurtkegel	69
8.8 Karsterscheinungen und Dolinen	69
8.9 Erosion in den Klammern	70
Literatur	70

Verzeichnis der Illustrationen

Tafel 1. Geologische Karte des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. Maßstab 1 : 25,000	
Tafel 2. Profile durch die Salzach-Längstalstörung	
Tafel 3. Achsenplan beiderseits der Salzach-Längstalstörung	
Abb. 1. Profil längs der Rauriser Ache in der Kitzloch-Klamm	25
Abb. 2. Profil durch die Gasteiner Klamm bei der Einmündung des Wegmacher-Grabens	28
Abb. 3. Profil des „Trias“-Zuges 5 längs des Teufenbaches in der Schlucht zwischen den Bauernhöfen Haid und Neckler	29
Abb. 4. Crinoiden-Reste im Klammkalk (unter dem Mikroskop)	35
Abb. 5. Profil längs des Dienten Baches und durch den Brandkopf	42
Abb. 6. Eisendolomit und Graphitschiefer bei Meislstein. Profil durch die Kuppe P. 1376	45
Abb. 7. Vorkommen einiger untersuchter Reliktminerale und Mineral-Neubildungen . .	59

Zusammenfassung

Die Sandstein-Breccien-Zone der Hohen Tauern besteht aus Stilpnomelan-führendem Karbonatquarzit, Dolomitbreccie, Metabasiten, Ultrabasiten, Bündnerschiefer und flyschartigem Sandstein. Der alpine Verrucano der nördlich anschließenden Klammkalkzone enthält Gerölle aus Granit, Gneis und paläozoischem Dolomit. Kennzeichnend sind bunte Farben, rosa Quarzgerölle, Lagen von Quarzporphyr und deren Tuffen sowie epimetamorphe Rekrystallisation zu Phengitschiefern und Phengitquarziten. In der Klammkalkzone wurden 5 „Trias“-Züge beobachtet. Sie bestehen aus Lantschfeldquarzit, Rauhwaacke mit Anhydrit und Gips, rosa Bänderkalk und Dolomit. Der Klammkalk führt Crinoiden. Bündnerschiefer (Klamm-schiefer), Metabasite und Ultrabasite sind ebenfalls in der Klammkalkzone vorhanden.

Die Grauwackenzone besteht im untersuchten Bereich des Salzachtales aus einem tieferen, wahrscheinlich ordovizischen Schichtstoß aus Schwarzphyllit und Metabasiten. Darüber folgen Kalkphyllit, metamorpher Kalk, schwarzer Tonschiefer mit Linsen von Lydit, Eisendolomit, Graphitschiefer und Magnesit (wahrscheinlich Silur bis Unterdevon).

Tektonik und Metamorphose sind durch vertikale bis steil N-fallende s-Flächen, flache WNW streichende B-Achsen und durch niedrig temperierte Epimetamorphose gekennzeichnet. Es wird vermutet, daß die Gesteine der Tauern-Nordrahmenzone und der Grauwackenzone des untersuchten Gebietes während jungalpidischer Zeit gemeinsam deformiert und rekrystallisiert wurden.

Noch jünger ist die Salzach-Längstalstörung. Sie schneidet die Gesteinszüge diskordant. An ihr erfolgten Vertikal- und Lateralbewegungen.

Summary

The Sandstein-Breccienzone (sandstone-breccia zone) of the Hohe Tauern consists of stilpnomelane-bearing carbonate quartzite, dolomite breccia, metabasites, ultrabasites, Bündner Schiefer (Schistes lustrés), and flysch-like sandstone. The Alpine Verrucano of the Klammkalk zone to the north contains pebbles of granite, gneiss, and Paleozoic dolomite. Variegated colours, pink quartz pebbles, layers of quartz porphyry and its tuffs, as well as epimetamorphic recrystallization producing phengite schists and -quartzites, are characteristic features. Five horizons of "Triassic" rocks have been observed in the Klammkalk zone. They consist of Lantschfeld quartzite, carnageules with anhydrite and gypsum, pink banded limestone, and dolomite. The Klammkalk (Klamm limestone) contains crinoids. Bündner Schiefer (Klamm schists), metabasites and ultrabasites are also found within the Klammkalk zone.

In the investigated section of the Salzach valley, the Grauwackenzone (Greywacke zone) consists of a lower, probably Ordovician sequence of blackschists (phyllites) and metabasites, followed by calcphyllites, limestone marble, black slates with lenses of lydite, iron dolomite (ankerite), graphitic schists, and magnesite (probably Silurian to Lower Devonian).

Tectonics and metamorphism are coined by vertical or steeply northward-dipping s surfaces, flat WNW striking B axes, and low-grade epizonal metamorphism. It is suggested that, in the area investigated, the rocks of the Tauern-Nordrahmenzone (northern marginal zone of the Hohe Tauern) and of the Greywacke zone have been deformed and recrystallized together in neo-Alpidic time.

The Salzach-Längstalstörung (Salzach longitudinal fault) is even younger. It obliquely cuts the rocks sequences and suffered both horizontal and vertical displacement.

1. Einleitung

Der Tauern-Nordrand mit dem äußerst komplizierten, steilstehenden Schuppenbau im Bereich der Rauriser Klamm (Kitzlochklamm) südlich Taxenbach und der Gasteiner Klamm (südlich Lend) und der nördlich anschließenden Grauwackenzone in der postglazial erodierten, wilden Schlucht der Salzach zwischen Taxenbach und Lend und den nördlichen Nebentälern wurde schon oft geologisch untersucht. Besonderen Fortschritt brachten in den letzten 30 Jahren die von Professor HEISSEL und Mitarbeitern für die geologische Landesaufnahme und die von Professor HORNINGER zur Projektierung und während des Baues der Stollen und übrigen Anlagen des Salzach-Wasserkraftwerkes Schwarzach durchgeführten geologischen Forschungen.

Für die Grauwackenzone dieses Bereiches liegen bereits die geologischen Karten von TRAUTH (1925, Tafel I) und von F. K. BAUER et al. (1969) vor. Für den Tauern-Bereich nördlich der geologischen Karte der Umgebung von Gastein (EXNER, 1956) fehlte bisher eine geologische Karte für den Abschnitt zwischen Rauriser und Gasteiner Ache.

Um diesen Mangel zu beheben, verwendete ich nach vorbereitenden Begehungen im Jahre 1969 insgesamt 20 Wochen in den Sommern 1974 bis 1978 zu feldgeologischen Beobachtungen und führte im Laboratorium in Wien mikroskopische Untersuchungen der gesammelten Gesteinsproben durch.

Zunehmend interessierten mich im Laufe der Arbeit auch Gesteinsbeschaffenheit und Tektonik der Grauwackenzone, welche an der Salzach-Längstalstörung diskordant an den Tauernkörper nördlich angrenzt. Zur Kenntnis des Nordrandes des Tauernfensters kann eine gründliche Vertrautheit mit den Gesteinen und mit dem Deformationsstil der angrenzenden Grauwackenzone nur förderlich sein. So führte ich auch noch eine, wegen der schlechten Aufschlüsse recht aufwendige, geologische Neukartierung der Grauwackenzone nördlich Taxenbach und Lend bis einschließlich der Lokalität Hocheck (P. 1772), Ferolisäge (im Dientental) und Wetterkreuz (P. 1550 m) durch.

Das Ergebnis ist die als Tafel 1 hier vorgelegte geologische Karte des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend, Maßstab 1 : 25.000, auf der topographischen Unterlage der Österreichischen Karte 1 : 25.000, Blatt 124/4 Taxenbach (Ausgabe 1958). Sie beinhaltet den Tauernkörper im S und die Grauwackenzone im N in etwa gleich großen Arealen und dazwischen die Salzach-Längstalstörung. In der hier vorgelegten Beschreibung zur geologischen Karte beschränke ich mich im wesentlichen auf die tatsächlichen Beobachtungsergebnisse. Sie sollen einen Beitrag zu dem noch ungelösten Problem der geologischen Entwicklung des Nordrandes der Hohen Tauern liefern.

Die wichtigsten geologischen Arbeiten im vorliegenden Gebiet führten folgende Autoren in zeitlicher Reihenfolge aus: BECKE (1904, 1906), STARK (1912, 1939), KOBER (1912, 1922), TRAUTH (1925, 1927), OHNESORGE (1926), FISCH (1932), HOTTINGER (1934, 1935), BRAUMÜLLER (1938, 1939), W. HEISSEL (1953, 1955), HORNINGER (1956, 1957, 1958, 1959), FRASL (1958), BISTRITSCHAN & BRAUMÜLLER (1958), F. K. BAUER (1963), MOSTLER (1963, 1964, 1966), F. K. BAUER, LOACKER & MOSTLER (1969), ALBER (1972), BRANDECKER & VOGELTANZ (1975) und PREY (1975, 1977).

Herr Professor Dr. G. HORNINGER stellte seine nicht publizierten geologischen Karten, Profile und Stollenaufnahmen dem Verfasser zur Verfügung. Herr Dr. E. BRAUMÜLLER überließ den Gesteins- und Dünnschliffsammlungen des Instituts für Geologie der Universität Wien seine wohlgeordnete Handstück- und Dünnschliffsammlung. Herr Professor H. MOSTLER verhalf uns zu einer Kopie seiner Dissertationsarbeit (1963) einschließlich geologischer Karte und Profilen. Herr Dozent Dr. W. FRANK gab wertvolle Anregungen auf gemeinsamer Exkursion im Rauristal. Herr Dozent Dr. W. FRISCH führte die erzmikroskopische Untersuchung des Karbonatquarzites der Rotwand durch. Herr Dozent Dr. D. VAN HUSEN stellte zum Vergleich die Ergebnisse seiner neuesten quartärgeologischen Untersuchungen in der Steiermark und Kärnten zur Verfügung. Den Herren stud. geol. H. PEER und W. ZIMMER überantwortete der Verfasser die Bearbeitung östlich an das vorliegende Gebiet anschließender Teile der Tauern-Nordrahmenzone im Gastein- und Großarlal, worüber beide Herren in ihren Dissertationsarbeiten selbständig berichten. Ihnen allen sowie vielen hier nicht eigens genannten Kollegen dankt der Verfasser für Hilfe, Anregung und fruchtbringende Diskussionen.

Der Österreichischen Akademie der Wissenschaften dankt der Verfasser für Reise- und Sachbeihilfen im Rahmen des Internationalen Geodynamischen Forschungsprojektes.

2. Geologische Übersicht

Ein Blick auf die geologische Karte (Tafel 1) zeigt im S die Tauernschieferhülle der Umgebung von Gastein (Bernkogel-Gebiet). Nördlich schließt sich die Sandstein-Breccien-Zone (BRAUMÜLLER, 1939) an, in der der flyschartige Sandstein („Tauernflysch“ nach PREY, 1977) steckt. Dann folgt die Klammkalkzone, die durch zahlreiche „Trias“-Züge mit Rauhwanke, Gips, Dolomit und durch fraglichen Verrucano (QBP-Serie) gegliedert ist. Zwischengeschaltet sowohl in der Sandstein-Breccien-Zone als auch in der Klammkalkzone sind Schwarzphyllite, Kalkphyllite, Ultrabasite (Serpentinite), Metadiabase, Grünschiefer und Grünphyllite (vorwiegend Tuffite). Somit stellen Sandstein-Breccien-Zone und Klammkalkzone ein Analogon zur Matreier Zone dar und werden im folgenden als Nordrahmenzone der Hohen Tauern zusammengefaßt. Die Gesteine der Nordrahmenzone weisen sehr steil N-fallende bis vertikale s-Flächen auf. Es handelt sich um scharf eingeregelt B-Tektonite mit prachtvollen Rotationstektoniten in Form von Stengelkalken, Griffelschiefern und torpedoförmig deformierten Geröllen. Die B-Achse (Lineation, Elongation der Gemengteile, Rotationsachse, Faltenachse) neigt sich mit Winkeln von 10 bis 30° sehr regelmäßig nach WNW

Die Salzach-Längstalstörung (W. HEISSEL, 1951, MOSTLER, 1964) verläuft im vorliegenden Gebiet als morphologisch deutliche Rinne auf der moränenbedeckten Terrasse von Embach. Ihre mehrere Meterzehner mächtigen Mylonite waren in Stollen und obertägigen Baustellen der Kraftwerksbauten vorzüglich aufgeschlossen (HORNINGER, 1956–1959). Sie stellt bekanntlich einen Teilabschnitt des Lineamentes zwischen Nord- und Zentralalpen dar, an welchem östlich des vorliegenden Gebietes das Tertiär des Ennstales tektonisch eingequetscht ist. Die Störung war also im Jungtertiär

noch aktiv. Zweifellos war einst an Stelle der heutigen Salzach-Längstalstörung ein viele Zehner von Kilometern breiter Erdkrustenstreifen vorhanden, der durch Erosion, Kompression und Zerschering verschwunden ist.

Die Gesteinszüge der Grauwackenzone streichen WNW und werden im spitzen Winkel vom Streichen der Salzach-Längstalstörung abgeschnitten. Das verblüffende Phänomen ist die Tatsache, daß Schwarzphyllite, Kalkphyllite, Stengelkalke, Metadiabase und Grünphyllite des SW-Teiles des bearbeiteten Grauwackengebietes von der Salzach-Längstalstörung bis zur Linie: Eschenauer Kogel – Steigwand – Palfen Wald – Eysberg lithologisch den entsprechenden Gesteinen der Hohen Tauern weitgehend gleichen (STARK, 1912, 1939; TRAUTH, 1925). Auch der Deformationstypus ist durchaus analog. Es handelt sich um streng geregelte B-Tektonite mit prächtig entwickelten Rotationstektoniten (Stengelkalke, Griffelschiefer); ebenfalls mit WNW streichenden B-Achsen, die jedoch mit Winkeln von 10 bis 30° nach ESE geneigt sind. Die s-Flächen fallen steil bis mittelsteil nach NNE. Somit stellen sich in verblüffender Weise im Tauernkörper südlich der Salzach-Längstalstörung und im unmittelbar an diese Störung nördlich angrenzenden Teilbereich der Grauwackenzone eine beiden gemeinsame lithologische Ausbildung und ein sehr ähnlicher Bewegungsstil ein. Allerdings fehlen in der Grauwackenzone die charakteristischen Glieder der Nördlichen Rahmenzone des Tauernkörpers wie „Trias“, Breccien und flyschartiger Sandstein. Die enorme tektonische Wirksamkeit der Salzach-Längstalstörung zeigt sich auch darin, daß südlich der Störung die B-Achsen regelmäßig nach WNW, hingegen nördlich der Störung nach ESE geneigt sind (BECKE, 1904).

Erst nördlich der genannten Linie: Eschenauer Kogel – Eysberg, also im NE-Teil des bearbeiteten Bereiches der Grauwackenzone, nehmen die Schwarzphyllite allmählich den Charakter milder sandiger dunkler Tonschiefer an. Hier stellen sich Linsenzüge von Lydit (schwarzem Kieselschiefer), von Eisendolomit mit graphitischem Tonschiefer (lithologisch analog dem fossilführenden Silur von Dienten), von crinoidenführendem Kalk und von Magnesit ein. Erst hier ist somit ein deutlicher lithologischer Unterschied zum Tauernkörper gegeben. Auf Grund von Conodonten wird nach F. K. BAUER et al. (1969) für den höheren Teil des Kalkes der Steigwand ein silurisches bis unterdevonisches Alter angenommen.

Die mangelhaften Aufschlüsse des Gebietes sind durch sehr ausgedehnte Moränenbedeckung aus der Zeit der Würm-Hauptvereisung bedingt. Erratische Geschiebe (Kerngneisblöcke aus den Hohen Tauern) finden sich bis 1570 m Seehöhe. Morphologisch besteht ein scharfer Kontrast zwischen der Mittelgebirgslandschaft der hochgelegenen Talterrassen (Embach, Eschenau, Böndl See, Weng) und den etwa 300 m tieferen, durch postglaziale Erosion eingeschnittenen Schluchten (F. K. BAUER, 1963). Kiese und Sande auf den Terrassen (Terrassensedimente) sind von Würm-Moränen bedeckt. Die glazial tiefer als die Terrassenlandschaft ausgehobelten großen Tauerntäler (Gastein- und Rauristal) münden mit Stufen ins Salzachtal, die von den Klammern (Gasteiner Klamm und Kitzloch Klamm) durchschnitten werden.

Im Gasteintal südwestlich Burgruine Klammstein befindet sich ein noch von Würm-Hauptmoräne bedeckter gewaltiger Bergsturz. Die meisten übrigen Bergstürze des Gebietes sind postglazial. In den tiefen Schluchten des Salzachtals haben gekippte Gesteinsschollen (Hangtektonik) große Ausdehnung. Sie weisen subhorizontale s-Flächen auf. Rezente Rutschungen (Embacher Blaike) und Bergerzerrißungsspalten in Vorbereitung

befindlicher zukünftiger Bergstürze beiderseits der Salzach belegen ebenfalls die Instabilität dieser postglazial übersteilten Hänge. Besonderes Interesse verdienen auch die Karsterscheinungen und die Warmwässer in den Klammkalken (W. HEISSEL, 1955; HORNINGER, 1956–1959).

3. Hohe Tauern

3.1 Tauernschieferhülle der Umgebung von Gastein

Der südlichste Streifen der geologischen Karte (Tafel 1) gehört noch der Tauernschieferhülle der Umgebung von Gastein an. Es handelt sich um den nördlichsten Teil der Oberen Schwarzphyllitzone mit dem Kalkglimmerschieferzug des Bernkogels. Siehe geologische Karte der Umgebung von Gastein und Erläuterungen dazu (EXNER, 1957, p. 68–69). Die Obere Schwarzphyllitzone ist ident mit der Zone des Fuscher Phyllits oder Rauriser Phyllits. Der Bernkogel (2325 m) mit seiner steilen N-Wand (Tafel 2, Profil 3) ist der den Nordrahmen der Tauern und die Grauwackenzone im Salztal zwischen Taxenbach und Lend beherrschende Berg. Sein Gipfel liegt noch im Bereich der geologischen Karte der Umgebung von Gastein. Auf der geologischen Karte des Salztales zwischen Taxenbach und Lend reicht diese Obere Schwarzphyllitzone der Tauernschieferhülle mit dem Kalkglimmerschieferzug des Bernkogels vom S-Rand der Karte bis zur Linie: Lärchseitgraben – Karscharte – Südlich Hahnbalzköpfl – Gasteintal bei Unterberg.

Die Schwarzphyllite und Kalkphyllite der zu mehreren Kilometern Mächtigkeit angeschoppten Oberen Schwarzphyllitzone gelangen auf der geologischen Karte der Tafel 1 am S-Rand und in den wenige Meterzehner dicken äußersten Lagen im Lärchseitgraben, auf der Karscharte und südlich vom Hahnbalzköpfl zur Darstellung.

Der Kalkglimmerschieferzug des Bernkogels erreicht durch tektonische Anschoppung, die aus den eingefalteten Quarzitbändern ablesbar ist, eine Mächtigkeit von 800 m westlich des Stausees im Rauristal. Er baut die Steinbachwände, das Mitterkögerl, die Kogelleiten auf und sein Gesteinsmaterial bildet den S-Teil des großen interglazialen Bergsturzes südwestlich Ruine Klammstein. Petrographisch handelt es sich um Kalkglimmerschiefer, Kalkphyllit und Glimmerkalk schwacher Metamorphose, ähnlich den Klammkalken. Die Faltenachsen neigen sich flach nach WNW. Die s-Flächen fallen steil nach NNE und stehen in der Scharte P. 1924 nördlich des Bernkogels saiger (Tafel 2, Profil 3).

Dem Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit sind am Katzenkopf und im oberen Steinbachgraben mehrere Züge von feinblättrigem grünlichgrauem Quarzit eingeschaltet. Die einzelnen Quarzitzüge erreichen um 20 m Mächtigkeit. Der Quarzit ist in der Regel kalkfrei. Im Kleinbereich kommen rhythmische Wechsellagerungen zwischen 3 bis 20 cm dicken Quarzitbänkchen und Kalkschiefern vor. Die Aufschlüsse in den Steilhängen des Steinbachgrabens im Bereich von P. 1856, P. 1822, P. 1978 sowie am Katzenkopf und südlich der Kerfeld Alm sind vorzüglich und für eingehendere Detailstudien zu empfehlen. Auf der geologischen Karte der Umgebung von Gastein setzen diese Quarzitzüge nach E zur Scharte zwischen Bernkogel und Sladin Kopf fort.

Die westliche Fortsetzung hat FRASL am W-Hang des Rauriser Tales westlich und westsüdwestlich Untersteinach gefunden und zusammen mit FRANK als metamorphe jungmesozoische Radiolarite gedeutet (FRASL & FRANK, 1964, p. 25; 1966, p. 43). Tatsächlich weisen noch nicht näher beschriebene „Mangankrusten“ in den die Quarzite begleitenden Karbonatgesteinen des Schuttkegels westlich P. 918 bei Untersteinbach (Ö. K. 1 : 25.000, Blatt 154/2 Rauris), zu denen uns Herr Dozent FRANK freundlicherweise im Juni 1971 führte, in diese Richtung der Interpretation.

Mit der sehr steilen, annähernd saigeren Stellung des mächtigen Kalkglimmerschieferzuges des Bernkogels hängt die Ausbildung von Karsterscheinungen zusammen, die denen in den mächtigen steilen Klammkalkzügen analog ist. Eine rezente Karstquelle tritt am rechten Ufer des Stausees der Rauriser Ache gegenüber Schrabos aus. In älteren, einst mit Warmwasser gefüllten Spalten hat sich so wie an manchen Stellen der Klammkalke grobspätiger Kalzit abgesetzt. So wie in den Klammkalcken wurde er auch hier bergmännisch gewonnen. In der Literatur sind mir diesbezügliche Angaben nicht begegnet, darum teile ich meine originalen Detailbeobachtungen kurz mit:

Die alten Baue befinden sich an der W-Flanke der Steinbachwände längs des Weges von Untersteinbach zur Kerfeld Alm. Der unterste Stollen in Seehöhe 1130 m ist befahrbar (Kalzitdrusen). Der mittlere, ebenfalls befahrbare Stollen mit Gesenke in Seehöhe 1160 m schließt den 10 cm mächtigen, diskordant den Kalkglimmerschiefer durchsetzenden, grobspätigen Kalzitgang gut auf. Der Gang streicht N 15° E und fällt 75° W. Die flache Lineation des Kalkglimmerschiefers (N 70° E/15° W) wurde im Störungsbereich der Gangwände geschleppt (N 68° E/60° W). Es handelt sich also um die (ac)-Kluft, an der Sekundärbewegungen stattfanden. Im obersten befahrbaren Stollen in Seehöhe 1200 m sieht man wiederum grobkörnigen Gang-Kalzit.

3.2 Sandstein-Breccien-Zone

Ohne scharfe Grenze ist sie mit der soeben behandelten Tauernschieferhülle (Obere Schwarzphyllite = Fuscher Phyllite = Rauriser Phyllite) verbunden und schließt nördlich an diese an. Auch in ihr finden sich wiederum die Schwarzphyllite, Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer, Glimmerkalke und die feinblättrigen grünlichgrauen Quarzite. Doch stellen sich nun die charakteristischen flyschartigen Sandsteine und die Breccien ein, in deren Begleitung Karbonatquarzite, mächtige Diabaszüge, tuffitische Grünschiefer, Grünphyllite und kleine Ultrabasitkörper auftreten. Die Zone ist im W (Rauristal, Tafel 2, Profil 6) 2 km und im E (Kamm zum Gasteintal, Tafel 2, Profil 3) 1,5 km breit. Die Schiefer fallen steil nach N oder stehen saiger. Die Faltenachsen neigen sich in der Regel flach nach WNW. Ausnahmen finden sich infolge sekundärer Stauchungen an den harten Metadiabas-Körpern (disharmonische Tektonik). Die sich kaum über die Baumgrenze erhebende Kuppe des Anthaupten (1920 m) bietet am eindrucksvollsten das morphologische Bild der steilen Diabasrippen und der mit Karbonatquarzit-Blockwerk überstreuten Hänge.

Die Breccien treten zwar vorwiegend nördlich des Anthaupten auf, doch findet man den flyschartigen Sandstein auch südlich des Anthaupten-Diabaszuges. Darum folge ich nicht der in der älteren Literatur aufscheinenden Zweiteilung in „Anthauptenzone“ (Karbonatquarzite und Metadiabas) im S und „Sandstein-Breccien-Zone im engeren Sinne“ im N.

3.2.1 Flyschartiger Sandstein

Auf die vorzüglichen Beschreibungen von PREY (1975, 1977) und BRAUMÜLLER (1938, 1939: „Arkosesandsteine“) sei nachdrücklich verwiesen. Im vorliegenden Aufnahmsgebiet hat der flyschartige Sandstein weite Verbreitung (siehe Tafel 1 und 2).

Ausgezeichnete Aufschlüsse längs der Straße von W. H. Ager im Rauristal nach Embach lernte ich kurz nach dem Erweiterungsbau dieser Straße, welcher die frischen Anschnitte schuf, im Jahre 1969 kennen. Sie wurden dann unter Anleitung von Herrn Dozent W. FRANK äußerst sorgfältig von ALBER (1972) untersucht und beschrieben. Herr FRANK fand auch gradierte Schichtung, die er uns auf einer gemeinsamen Exkursion mit Herrn Professor A. TOLLMANN im Juni 1971 zeigte.

Proben des flyschartigen Sandsteines vom Anthaupten-N-Kamm, vom Teufenbachtal (Tischler Alm), vom Hahnbalzköpfel und vom Hahnbalzköpfel-N-Kamm erweisen sich freisichtig als graue bis schwarze, eben- bis krummflächig parallelschiefrige Feinbreccien mit deutlicher Lineation, die zugleich die Faltenachse darstellt. Bis 7 mm lange Hellglimmerblättchen und bis 15 mm lange, farblose linsenförmige Komponenten (Feldspate, Gesteinsbruchstücke) sind parallel zur Lineation des Gesteines elongiert. Schwarze Tonschieferlinsen erreichen Längen von 10 cm. Dunkle Knoten von einigen mm Durchmesser (Tonschieferbröckelchen) sind sehr häufig und mit ihrer Zunahme geht das Gestein stellenweise in Schwarzphyllite über.

Mikroskopisch besteht die kalkfreie Matrix des Gesteines aus Quarz und Hellglimmer. Als größere, vorwiegend klastische Komponenten sind zu beobachten: Quarz (Lamellen unter gekreuzten Nicols subnormal zu c, Böhmsche Streifen und mitunter außenkonkaver Rand). Plagioklas III und II mit und ohne Fülle vom Typ A und B. Klastischer Plag III, gefüllt nach Typus B und mit füllungsreichem Randsaum wurde am U-Tisch eingemessen und ergab 0% An. Schachbrettalbit, Hellglimmer (sehr große, klastische Individuen, teilweise gequält), Biotit (in Umwandlung zu Chlorit begriffen) und Chlorit (mitunter ebenfalls postkristallin verbogen). Ferner: Opazit, Zirkon, Epidot und Turmalin (unverletzt, vorwiegend Neubildung).

Als Gesteinsbruchstücke sind zu erkennen: Quarz-Plagioklas-Hellglimmer-Gneis, Hellglimmer-Quarz-Phyllit, Hellglimmer-Schiefer (Aggregate kleinblättrigen Hellglimmers) und zahlreiche, rundlich abgerollte, opake Tonschieferbröckelchen, welche nach dankenswerter Untersuchung durch Herrn R. OBERHAUSER keine Fossilspuren darstellen, sondern klastische Abrollungsformen, die nach freundlicher Auskunft von Herrn S. PREY auch häufig im Sandstein der rheno-danubischen Flyschzone vorkommen.

Das Gestein reiht sich gut in die von PREY (1975) charakterisierte Serie flyschartiger Gesteine in der streichenden Fortsetzung westlich der Rauriser Ache ein: Flyschsedimentation nach HOTTINGER (1935, p. 292); „Tauernflysch“ nach PREY (1977, p. 314).

Feldspatreiche Quarzite im flyschartigen Sandstein erreichen einige m Mächtigkeit.

Untersucht wurde ein 3 m mächtiger Schachbrettalbit führender Albit-Hellglimmer-Chlorit-Quarzit, der im Verband mit Sandstein linsenförmig zwischen Metadiabas eingekleint ist. Lokalität: 450 m wnw. Stuhler Alm. Mit freiem Auge erkennbar sind die 1 mm großen Hellglimmer.

Unter dem Mikroskop bildet der Schachbrettalbit 1 mm große Leisten. Der Albit bleibt kleiner und ist teils leistenförmig, teils xenomorph. Teilweise ist er mit Hellglimmern gefüllt, teilweise zeigt er klares Korn. Vertreten sind die Typen Plag III, II und I. Am U-Tisch wurden gemessen ein Plag II ungefüllt mit 0% An und ein Plag I ungefüllt mit 1% An. Die großen, quer zu s des Gesteins orientierten Hellglimmer sind postkristallin gequält. Ferner: Opazit, Titanit, Epidot, Hämatit und Limonit.

Ein anderer solcher feldspatreicher Quarzit erweist sich unter dem Mikroskop als Stilpnomelan-führender Schachbrettalbit-Albit-Hellglimmer-Chlorit-Quarzit. Er bildet Lesesteine 400 m südlich der Stoff Hochalm.

3.2.2 Dolomitbreccien

Die Komponenten der Breccie bestehen aus Dolomit. Das Bindemittel ist Karbonatquarzit, Kalkphyllit oder metamorpher Kalk.

An der Rauriser Ache (Abb. 1, Signatur 45) bildet die Dolomitbreccie einen 25 m mächtigen Gesteinszug und wurde hier schon von BRAUMÜLLER (1939, Tafel I) kartiert. In streichender Fortsetzung wurde sie eingehend von ALBER an der Straße von W. H. Ager nach Embach beschrieben. Bei der Oberhof Alm fand sie BRAUMÜLLER (1938, p. 54). In streichender Fortsetzung bildet sie in 1520 bis 1550 m Seehöhe den Steilhang nördlich Hörndl. Nach E läuft sie zu Kalkphyllit aus.

Zwei Breccien-Vorkommen befinden sich nördlich Hahnbalzköpf (Tafel 2, Profil 3) und eines in der Kreuzkögerl-SSE-Wand. In der Flanke gegen das Gasteintal erreichten diese Breccienzüge bedeutende Mächtigkeiten und wurden im Zuge des interglazialen Bergsturzes südwestlich Burgruine Klammstein zu ausgedehnten Bergsturz-Blockfeldern angehäuft. Als solche sind sie derzeit unter dem Eckeralpl längs des Güterweges Unterberg-Huber Alm und auf den Rainerfeldern längs des markierten Touristenweges zwischen Schloßgraben und P. 850 bequem zugänglich. Dort wurden sie bereits von KOBER (1922, p. 220) und unter seiner Exkursionsführung im Jahre 1922 von CADISCH (1922/23, p. 500) und R. STAUB (1924, p. 76) studiert.

Der vorherrschende Breccien-Typus ist monomikt. Er führt als grobe Komponente nur Dolomit in einer feinkörnigen, kalkigen, kalksandigen, karbonatquarzitischen oder kalkphyllitischen Matrix. Die Dolomitfragmente sind häufig eckig begrenzt mit Durchmesser von einigen mm bis cm (senkrecht zur Lineation) und mit tektonisch ausgeschwänzten Längen im dm-Bereich (parallel zur Lineation). Mitunter bilden sie resedimentierte Lagen. Häufig erkennt man Boudinagen der spröden Dolomitkörper im bildsamen kalkigen Bindemittel. Graue glimmerarme Kalke des Bindemittels unterscheiden sich vom Klammkalk durch eingestreute farblose Kalksandsteinlagen. Den eigentlichen Klammkalen fehlen Einstreuungen von Dolomitbreccien. Diese sind im Arbeitsgebiet auf den Bereich südlich der Klammkalke beschränkt.

Unter dem Mikroskop erweist sich die kalksandige Matrix einer Dolomitbreccie des Bergsturzes ssw. Ruine Klammstein (Gabelung des Güterweges nordöstlich Amoser Alm) zusammengesetzt aus feinkörnigen Dolomitfragmenten (Korngröße 0,01 mm), die in rekristallisierter Kalzitmatrix (Korngröße 0,4 mm) schwimmen, welcher Quarz (mit Böhmischer Streifung), gequälter Hellglimmer und etwas Plagioklas (Typus Plag II und I) und graphitische Substanz beigemischt sind.

Seltener findet man polymikte Dolomitbreccien (Bergsturzblockwerk auf den Rainerfeldern), an deren Aufbau sich grauer feinkörniger Dolomit, grauer Kalk vom Typus Klammkalk, Quarzit, Karbonatquarzit, Serizitquarzitschollen bis 15 cm Länge und 1 cm Dicke, dunkler und farbloser Serizitschiefer sowie sekundäre Mobilisate (Quarzknuern mit Bergkristall) beteiligen.

3.2.3 Karbonatquarzit

Ein auffallendes und wichtiges Schichtglied bilden die mächtigen Karbonatquarzite. Sie stehen etwa 350 m mächtig am Anthaupten-S-Kamm (P. 1924, Rotwand) an und streichen, in schmale Züge aufgelöst, über die Stuhler Alm ins Rauristal nordwestlich Hölleben und andererseits über den Kamm südlich Hahnbalzköpf ins Gasteintal, wo man sie im Bergsturzblockwerk nordöstlich P. 1185 (Amoser Alm) wiederfindet.

Der klein- bis mittelkörnige Karbonatquarzit ist dunkelgrau, grünlichgrau bis hellgrau. Wo er viel Magnetit enthält, verwittert er ockerbraun (Rotwand und nördlich Hölleben). Mit freiem Auge erkennt man neben Quarz, Chlorit und löchrig auswitterndem, farblosem bis gelblichem Karbonat auch schwarze, 1 mm große Stilpnomelan-Aggregate und dunkelgrauen Magnetit, der häufig zu 15 mm langen, linsenförmigen Aggregaten parallel zur Lineation des Gesteines angeordnet ist. Erzmikroskopische Beschreibung siehe unten!

Junge Mobilisate im Karbonatquarzit bestehen aus farblosem Quarz in (ac)-Klüften und Fiederspalten.

Nach den Hauptgemengteilen ist der am Anthaupten-S-Kamm vorherrschende Typus als grauer Chlorit-Stilpnomelan-Karbonat-Quarzit zu bezeichnen. Untergeordnet kommt farbloser Serizit-Karbonat-Quarzit vor. Lagenweise fehlt das Karbonat.

Unter dem Mikroskop: Rhomboedrisches Karbonat. Quarz (größere Körner zeigen unter gekreuzten Nicols Lamellen subparallel zur Basis und in einfach polarisiertem Licht Böhmsche Streifung). Chlorit ist häufig mit Stilpnomelan parallel verwachsen. Der Stilpnomelan besitzt Pleochroismus von hellgelb bis goldgelb und braun; büschel- und radialstrahlige Aggregate, deren Einzelindividuen unter 0,2 mm Durchmesser bleiben; Teilbarkeit (Absonderung) senkrecht zur Basisfläche; kein oszillierendes Auslöschen. Schon BRAUMÜLLER (1939, p. 89) fand den Stilpnomelan (damals als „Chrysobiotit“ bezeichnet) in der westlichen Fortsetzung unseres Karbonatquarzit- Zuges westlich des Rauristales.

Ferner: Magnetit, Hämatit, Limonit, Serizit, Titanit, Apatit, Turmalin, Zirkon und fraglicher Orthit.

Stilpnomelan-Chlorit-Hellglimmer-Karbonat-Quarzit steht 130 m ssö. Oberhof Alm in dem 6 m hohen Wandzug oberhalb des markierten Touristenweges an. Der Stilpnomelan zeigt hier deutliche Teilbarkeit senkrecht (001), Pleochroismus von goldgelb bis dunkelbraun, Parallelverwachsung mit Chlorit und Fehlen von szintillierendem Auslöschen. Accessorien sind Opazit und Titanit. Das Gestein steht in feldgeologischem Verband mit Hellglimmer-Quarz-Kalkschiefer (Quarz mit Böhmscher Streifung. Accessorien: Opazit und etwas Feldspat) und grenzt an die prächtigen Dolomitreccien mit Kalkschiefer-Bindemittel der Oberhof Alm an. BRAUMÜLLER (1938, p. 54) vermutete auf Grund seines vorläufigen Feldbefundes am Riegel südlich der Oberhof Alm (alter Name: Holzmeisteralm) „Crinoidengrus“, welcher jedoch in den betreffenden, später hergestellten Dünnschliffen (Sammlung BRAUMÜLLER und eigene Aufsammlungen) nicht nachweisbar war.

Linsenförmige Magnetit-Aggregate wie sie im Karbonatquarzit der Rotwand und nördlich Hölleben vorkommen, sind mir schon mehrfach in Quarziten der östlichen Tauern begegnet (z. B. EXNER, 1964, p. 87). Da über ihre Zusammensetzung und Genese bisher nichts Näheres bekannt war, habe ich Herrn Dozent W. FRISCH gebeten, mein Probenmaterial aus der Rotwand erzmikroskopisch zu untersuchen. Dankenswerterweise stellte Kollege FRISCH das Ergebnis seiner Untersuchungen mit Hinweisen auf die mögliche Genese in den folgenden Ausführungen zur Verfügung:

„Die senkrecht zur Lineation 2 mm großen rundlichen Erzaggregate lösen sich unter dem Auflichtmikroskop in zahlreiche kleine Erzpartikel auf, die in der Quarzmatrix eingebettet liegen. Die Erzpartikelchen selbst bestehen in der Regel aus einem verschiedenen großen, unregelmäßig begrenzten Pyritkern, der von einer verschiedenen breiten Hülle aus Magnetit umgeben wird. Der Pyritkern kann auch fehlen. Der Magnetit seinerseits zerfällt randlich teilweise in limonitische Eisenverbindungen.

Genetische Deutung:

Das Schliffbild zeigt deutlich eine Verdrängung von Magnetit nach Pyrit. Bei den Aggregaten dürfte es sich ursprünglich um reine Pyritaggregate oder auch Einzelkörner gehandelt haben. Ob eine gleich ausgerichtete Orientierung mehrerer Pyritpartikel, die ursprünglich einem Korn angehörten, vorhanden ist, kann in den meisten Fällen nicht eindeutig entschieden werden, da die isotropen und durchwegs fremdgestaltlichen Pyritreste eine solche Feststellung nicht zulassen. Allerdings lassen vereinzelte Pyrite, die nur von einem schmalen Magnetitsaum umgeben sind, andeutungsweise noch Würfelgestalt erkennen, was ein Hinweis dafür ist, daß es sich ursprünglich tatsächlich um Aggregate handelte.

Die Verdrängung durch Magnetit kann unter oxydierenden Bedingungen während der Metamorphose erfolgt sein. Ob die heute meist durch Quarzmatrix getrennten Erzpartikelchen ursprünglich zusammenhängende Erzaggregate gebildet haben (und somit auch Verdrängung durch Quarz vorliegt), ist ebenfalls nicht eindeutig zu entscheiden. Der Quarz innerhalb der Aggregate unterscheidet sich im Auflicht allerdings von jenem außerhalb durch etwas unterschiedliche Reflexionseigenschaften, was als Hinweis für eine zweite Quarzgeneration gedeutet werden kann.

Die randliche Umwandlung in limonitisches Eisen, das auch als intergranularer Film für die bräunliche Gesteinsfarbe verantwortlich ist, ist am ehesten auf Verwitterungseinflüsse zurückzuführen.

Was die Bildung der Pyritaggregate im Sediment betrifft, ist die Deutung schwierig: Gegen eine Ausscheidung aus kolloidalen Lösungen sprechen das Fehlen von Erzlagen und das zu erwartende oxydierende Ablagerungsmilieu; Framboidstrukturen sind auf Grund der Metamorphose sowieso nicht zu erwarten. Auch bei klastischer Einstreuung könnte man eher sedimentäre Anlagerungsgefüge erwarten. Eher vorstellbar wäre die Bildung von ursprünglich feinkörnigen Konkretionen im diagenetischen Stadium (metamorphes Wachstum der Pyrite zu größeren Körnern) oder eine klastische Einstreuung einzelner Pyritkörner, die aus unbekannter Ursache zu Aggregatbildung neigten. Schließlich ist Verdrängung von Fossilien durch Pyrit (mit Quarz als Füllung von Hohlräumen – daher zweite Quarzgeneration?) während der Diagenese eine durchaus mögliche Deutung“.

Das also war die freundliche Mitteilung von Herrn Dozent W. FRISCH.

3.2.4 Graphitquarzit

findet sich als 2 m mächtige Lage am Kamm südlich Hahnbalzköpf (Tafel 2, Profil 3) zwischen Karbonatquarzit (5 m) im S und Schwarzphyllit (30 m) im N. Mitunter finden sich Lagen im Schwarzphyllit (z. B. nördlich Hölleben).

3.2.5 Metadiabas und Diabasschiefer

Im Gegensatz zu den Albitepidotamphiboliten und Grünschiefern (Prasiniten) der Tauernschieferhülle der Umgebung von Gastein (EXNER, 1957, p. 92 und 94–97) zeichnen sich die basischen Magmatite des hier bearbeiteten Tauern-Nordrahmens durch verhältnismäßig geringe alpidische Metamorphose und verblüffende petrographische Ähnlichkeit mit entsprechenden altpaläozoischen Gesteinen der nördlich anschließenden Grauwackenzone aus.

Die betreffenden basischen Gesteine innerhalb der Sandstein-Breccien-Zone finden sich im Rauristal bei Hölleben und in der Talenge bei W. H. Ager, welche durch den aus diesen Gesteinen aufgebauten Härtlingszug bedingt wird. Von hier streichen sie mit Zwischenlagen von Schwarzphyllit, Grünphyllit, flyschartigem Sandstein und Breccien über den Anthaupten zum Kamm zwischen Teufenbach- und Gasteintal. An der E-Flanke des zuletzt genannten Kammes sind sie im interglazialen Bergsturzblockwerk südwestlich Burgruine Klammstein vertreten, wo STARK (1907 b, p. 489 und 1939, p. 49 ff.) sie bereits beobachtete (Lokalität „am Ostfuß des Bernkogels“ oder „nordöstlich vom Bernkogel“ oder „nahe Bernkogel“ nach STARK). STARK bezeichnet sie als „Grünschiefer mit Diabasstruktur“ und als Grünschiefer, die auf „Diabasaugitporphyrit“ zurückzuführen sind. Eine umfassende und sehr gelungene Darstellung gibt BRAUMÜLLER (1939, p. 91 ff.) von der Fortsetzung dieser Gesteine westlich des Rauristales. Er nennt sie in Anlehnung an CORNELIUS Gabbroamphibolite. FRASL (1958, p. 378 ff.) befaßt sich gründlich mit ihrer Genese und weist darauf hin, daß die Metamorphose dieser Diabas- und Spilitabkömmlinge nicht kräftiger war als niedrigtemperierte Grünschieferfazies mit Neubildungen von strahlsteinartiger Hornblende, Chlorit, Stilpnomelan und Albit.

Zunächst habe ich in meinem Kartierungsgebiet den Eindruck gewonnen, daß die alpidische Metamorphose selektiv wirkte. Die mächtigen widerstandsfähigen und auch recht grobkörnigen Grünsteingszüge haben das magmatogene Gefüge (porphyrische und ophitische Struktur) und den magmatogenen Mineralbestand (Pyroxen, braune Hornblende, Ilmenit) recht gut reliktmäßig bewahrt und sind randlich und in Scherzonen zu Diaphthoriten (arg zertrümmerte und verschieferte Gesteinstypen mit sehr wenig Neukristallisation) umgewandelt. Weniger mechanisch widerstandsfähige, primär feinkörnige und vor allem dünnere Diabaslagen innerhalb der bildsamen Schieferpakete (Schwarzphyllite etc.) sind stark umkristallisiert und leiten zu Grünschiefern über. Die erstgenannten nenne ich Metadiabase und die zuletzt genannten Diabasschiefer.

3.2.5.1 Metadiabas

Ein über 300 m mächtiger, mit Schwarzphyllit und flyschartigem Sandstein verschuppter Metadiabaskörper zieht vom W. H. Ager über die Kapeller Alm und den Krahnhobel zum Gipfel und N-Kamm des Anthaupten. Die monoklinen Pyroxene bilden im Metadiabas bis 2 cm große Porphyroklasten (z. B. an der Embacher Straße, 150 m nördlich W. H. Ager). Teils sind sie als Einkristalle gut erhalten (freisichtig spiegelnde Spaltflächen, mikroskopisch glatt auslöschend), teils ist ihr Korn zertrümmert (freisichtig und mikroskopisch granuliert). Von idiomorphen Großindividuen gibt es alle Übergänge zu linsenförmiger Einschichtung parallel zur Lineation des Gesteines. Randlich und an Fugen sind sie zu farbloser Hornblende umgewandelt (Uralit). Die farblosen, 1 bis 2 mm breiten Uralitränder sind stellenweise freisichtig gut beobachtbar (z. B. 150 m nördlich W. H. Ager).

In den frischen Gesteinsproben der Aufschlüsse an der Embacher Straße, 150 m nördlich W. H. Ager, erweist sich der Pyroxen als Diopsid mit $2V_z = 53^\circ$ (Bestimmung am U-Tisch). Die Auslöschung z'/c im Schnitt annähernd parallel zur Achsenebene beträgt 42° . Mikroskopisch erweist er sich als farblos, stellenweise rosa mit bräunlichen Flecken. Die farblose Hornblende (Uralit und selbständige neugebildete Säulen) ist Grammatit-Aktinolith mit $z/c = 15^\circ$. Die 2 mm großen Ilmenite bilden skelettförmige Einsprenglinge, die randlich stellenweise in Leukoxen umgewandelt sind. Das Grundgewebe besteht aus Albit, Epidot und

Chlorit. Primäre Intersertalstruktur wird durch die spießige Verwachsung dieses Grundgewebes mit den Pyroxenen angezeigt. Der Plagioklas ist meist granuliert (Kornzertrümmerung) und recht dicht mit Klinozoisitmikrolithen und stellenweise etwas Hellglimmer gefüllt (Füllungstypus vorwiegend D, untergeordnet auch C). Größere und auch einmeßbare Leisten entsprechen dem Plagioklastyp II und I und erreichen 0,35 mm Durchmesser. Auch sie sind gefüllt. Ihr An-Gehalt wurde am U-Tisch mit 2% An gemessen. Da sie sich bezüglich Licht- und Doppelbrechung vom feinstkörnigen Plagioklasgranulat nicht unterscheiden, kann auch dieses als Albit angesprochen werden. Insgesamt dürfte es sich ursprünglich um basischeren Plagioklas gehandelt haben, der sekundär zu Albit plus Fülle rekristallisierte. Anzeichen für spilitischen Primär-Albit sind im vorliegenden Probenmaterial nicht vorhanden. Als Accessorien finden sich Titanit, Apatit und Hellglimmer. In einer stark verschieferten Probe (Rückfallkuppe in Seehöhe 1850 m, nordöstlich vom „Sattel“ P. 1840) treten auch Hämatit und Stilpnomelan auf.

Am Gipfel des Anthaupten steht uralitisierter Metadiabas an. Diabasschiefer mit Einsprenglingen von Uralit und Ilmenit baut die Felswand nördlich des Gipfels auf.

Mitunter findet sich im Metadiabas auch braune (primäre) Hornblende. Fundort: Blockwerk bei der Stoff Hochalm, östlich vom „Sattel P. 1840“.

Die braune Hornblende ummantelt den Pyroxen oder tritt in selbständigen Individuen auf. Sie zeigt Pleochroismus von hellbraun zu dunkelrotbraun. $2V_x = 75^\circ$ (Messung am U-Tisch). Auslöschung im Schnitt annähernd parallel zur Achsenebene $z/c = 13^\circ$. Es dürfte sich um eine Hornblende der Tschermakitreihe mit ca. 35 Mol% (Fe²⁺, Mn) handeln.

Als junge Mobilisate finden sich im Metadiabas Knauern und Gänge von Kalzit (z. B. südöstlich Kapeller Alm).

3.2.5.2 Diabasschiefer

Teils zeigen sie diaphthoritischen Charakter mit Formrelikten des einstigen Pyroxens, der durch farblose und seltener hellgrüne bis grasgrüne Hornblende ersetzt sein kann. Ein Beispiel bildet der Uralitschiefer, welcher die Felswand in Seehöhe 1680 m am Anthaupten-N-Kamm aufbaut (Tafel 2, Profil 4). Teils stellen sich mit Neukristallisation von Albit und Epidot Übergänge zu Prasiniten ein. Untersuchte Beispiele für die zuletzt genannten sind:

Stilpnomelan-reicher Albit-Chlorit-Titanit-Schiefer. Fundort: Rauristal, Felswand in Seehöhe 1100 m, 150 m westlich Hölleben.

Das Gestein führt unverletzte, 3 mm große Albite, die mit Mikrolithen von Klinozoisit und Hellglimmer gefüllt sind. Sie gehören dem Typus Plag III an und dürften Formrelikte des primären An-reichen Diabas-Plagioklases darstellen. Die Einmessung von 3 Körnern am U-Tisch ergab 6, 5 und 2% An. Der Stilpnomelan bildet bis 1,3 mm große, büschelförmig angeordnete Individuen. Die 3 mm großen Titanitkristalle sind wohl aus dem primären Titanomagnetit des Diabases hervorgegangen. Ferner: Farblose bis hellgrüne Hornblende, Epidot, Opazit, Apatit, Hämatit und rhomboedrisches Karbonat.

Diabasschiefer mit Ilmenit-Relikten. Fundort: Kamm nördlich Hahnbalzköpf, Seehöhe 1840 m.

Hauptgemengteile: Albit (reichliche Neubildung mechanisch unverletzter Kristalle mit schwacher Fülle von Hellglimmern und Klinozoisit). Ilmenit mit Leukoxen unter Erhaltung der für die Diabase charakteristischen Skelettgestalt. Farblose und hellgrüne Hornblende mit Formrelikten nach Pyroxen. Chlorit. Epidot. Ferner: Hämatit, Stilpnomelan, rhomboedrisches Karbonat und Orthit.

Albit-Epidot-Knauern, 10 cm dick, angereichert in (ac)-Klüften des Diabasschiefers. Fundort: 450 m wnw. Stuhler Alm.

Der Albit ist ungefüllter Plag I und besitzt 4% An (Vermessung am U-Tisch).

3.2.6 Serpentin

Im geologischen Verband mit dem Metadiabas und an den flyschartigen Sandstein unmittelbar angrenzend tritt eine 20 m mächtige und 200 m lange Serpentinlinie westlich der Kapeller Alm auf (Felswand nordwestlich P. 1595). Dem Serpentin sind Breunnerit und Talkschiefer beigemischt.

Eine 5 m mächtige Serpentinlinie mit grobspätigem Breunnerit und mit Talkschiefer steht 200 m nördlich der Oberhof Alm im Schwarzphyllit an.

3.2.7 Grünschiefer

Grünschieferlagen von wenigen m Mächtigkeit, die mega- und mikroskopisch den Grünschiefern der Tauernschieferhülle gleichen, wechsellagern mit dem flyschartigen Sandstein. Sie sind an der Straße in Richtung Embach, 800 m nördlich von W. H. Ager sowie an den Karrenwegen ssw. und südlich Oberhof Alm aufgeschlossen. Eine eingehende petrographische Beschreibung lieferte ALBER (1972).

3.2.8 Grünphyllit (Serizit-Chlorit-Phyllit)

findet sich an zahlreichen Stellen. Er führt Chlorit und geht in Schwarzphyllit über. Vorwiegend dürfte es sich um metamorphen Tuffit handeln.

3.3 Klammkalkzone

Diese Zone riegelt im E-Teil unseres Gebietes (Gasteiner Klamm) als 3 km dicke, steile Mauer das weiche Schiefergelände der Tauernhülle von den niedrigen bewaldeten Rücken der nördlich anschließenden Grauwackenzone ab. Im W-Teil versinkt die pittoreske Klammkalkzone unter der moränenbedeckten Terrasse von Embach, aus welcher einzelne Kalkzüge als glazial polierte Härtlingsrücken herausragen. Gleichzeitig nimmt die tektonische Anschoppung der Kalkzüge gegen W ab. Im Profil der Kitzlochklamm (Rauriser Ache) beträgt die Dicke der Klammkalkzone nur noch 1,2 km.

Der Klammkalk ist stellenweise ein recht kompakter glimmerarmer Kalk, der aber sehr häufig allmähliche Übergänge zu Kalkphylliten und Schwarzschiefern vom Typus der Tauernschieferhülle aufweist. Sein Alter dürfte nach-triadisch sein. Bisher wurden nur unbestimmte Crinoiden-Skelettreste gefunden. Die Namen „Klammkalk“ und für die durch Übergänge mit ihm verbundenen Phyllite „Klamm-schiefer“ wurden von BECKE und BERWERTH anlässlich ihrer geologischen Untersuchung während des Baues der Tauern-Eisenbahn in der Gasteiner Klamm zu Anfang dieses Jahrhunderts geprägt.

Die Anreicherung recht kompakter Kalke sowie die Vergesellschaftung mit „Permo-Trias“ der tektonischen Lamellen in anscheinend westlicher Fortsetzung der unterostalpinen Radstädter Tauern haben schon im Jahre 1912 dazu geführt, die Klammkalkzone als „ein Mittelglied zwischen der Kalkglimmerschiefer-Kalkphyllitserie einerseits und der Radstädter Tauern-Decke andererseits“, also zwischen Pennin und Unterostalpin so wie es unserem heutigen Begriff der Tauern-Nordrahmenzone entspricht, aufzufassen („Resultat einer gemeinsamen Besprechung dieser Fragen“ seitens Prof. BECKE, Dr. STARK, Dr. KOBER und Dr. TRAUTH nach STARK, 1912, p. 21). Einige Autoren rechneten den Klammkalk zum Unterostalpin. Heute wird mit TRAUTH (1925, p. 106) wiederum der penninische Charakter der Klamm-schiefer (Kalkphyllite und

Schwarzphyllite) und der mit ihnen zweifellos stratigraphisch verbundenen Klammkalk mehr betont, wobei aber jedenfalls die „Klammkalkfazies“ einem Bereich der Tauern-Nordrahmenzone zugehört, der dem des Unterostalpins nahe benachbart liegt (TOLLMANN, 1977, p. 30, 43 und 108).

Ebenfalls alt bekannt sind „Trias“ (Rauhwacke, rosa Bänderkalk, Dolomit) und Serpentin von der Nordrampe der Tauernbahn östlich Lend, die im Rauhwackezug am Fuß des Wasserfalles der Gasteiner Ache bei Lend fortsetzen (BECKE, 1904, p. 408) und auch in typischer Entwicklung von W. HEISSEL (1955, p. 37) im Teufenbachtal südwestlich Lend aufgefunden wurden. Seit alters her wird auch die „Trias“ am Rauchkögerl (genauer: südlich Kreuzkögerl) hoch oben am Kamm usw. Eisenbahnhaltestelle Klammstein genannt (BECKE, 1906, p. 6–7).

Von manchen Alpentektonikern wurden diese „Trias“-Lamellen im N der Klammkalkzone bei Lend und im S am Rauchkögerl dem Unterostalpin zugeteilt und als tektonische Fortsetzung der Trias der Radstädter Tauern gedeutet. Dies ist durchaus verständlich. Nimmt doch die nördliche Lamelle bei Lend genau die theoretisch geforderte Lage des Unterostalpins zwischen Tauernhülle (einschließlich Klammkalken) und Oberostalpin (Grauwackenzone) ein. Die südliche Lamelle am Rauchkögerl wurde als tektonische Deckscholle aufgefaßt, welche auf der Tauernhülle schwimmt, ähnlich der Dolomitscholle des Schuhflickers (Arlspitze) zwischen Gastein- und Großarlal und damit überleitend zu den westlichen Radstädter Tauern, deren Trias tatsächlich der Tauernhülle deckschollenförmig aufsitzt. Siehe dazu auch: Geologische Karte der Umgebung von Gastein und Tafel III der Erläuterungen (EXNER, 1957).

Das vorgebrachte alte tektonische Konzept hat eine gewisse geometrische Berechtigung. Wir wollen es nicht verwerfen, sondern den neuen Kenntnissen entsprechend modifizieren. Es hat sich nämlich herausgestellt, daß zwischen den einzelnen Klammkalklagen in den Klammsschiefern unseres Gebietes zwischen Rauris- und Gasteintal zahlreiche geringmächtige, aber weithin streichende „Trias“-Schollen, bestehend aus Quarzit, Rauhwacke, Gips und Dolomit, vorkommen (FISCH, 1932, HOTTINGER, 1935, W. HEISSEL, 1953, HORNINGER, 1956–1959, und eigene Beobachtungen). Siehe Tafel 1 und 2!

Es wäre unrationell, jeden „Trias“-Zug als von oben eingespießte unterostalpine Deckendigitation aufzufassen. Wahrscheinlicher kommt es mir vor, daß die „Trias“-Gesteine mit dem vermutlich nachtriadischen Klammkalk und den Klammsschiefern stratigraphisch verbunden sind und alle mitsammen Schichtglieder der nördlichen Rahmenzone der Hohen Tauern darstellen. Kontinuierliche Übergänge zum Unterostalpin sind nicht auszuschließen sowie es Übergänge zur Oberen Schwarzphyllitzone (Fuscher Phyllite) der Tauernschieferhülle gibt.

Das geometrische Problem, ob die „Trias“-Antiklinalen verkehrt liegen, also von oben einspießen und nach unten auskeilen, oder aufrecht stehen, konnte bisher nicht geklärt werden. Seine Lösung bleibt weiteren vergleichenden Detailstudien längs der gesamten Klammkalkzone überlassen. Im Abschnitt zwischen Gastein- und Großarlal ergaben die Untersuchungen meiner Mitarbeiter PEER und ZIMMER, daß „Trias“-Schollen zwischen den Klammkalken dieses Gebietes selten vorkommen. Bei Berücksichtigung des konstanten Achsenfallens nach WNW, kann man theoretisch von oben eintauchende, also verkehrt liegende „Trias“-Antiklinalen vermuten.

Die Herren PEER und ZIMMER entwickelten für das Gebiet östlich der Gasteiner Ache und für das Großarlal die Hypothese, daß die „Trias“-Schollen kretazisch in die Breccienserie als Olistolithe eingegliedert wären. Das mag in Einzelfällen zutreffen. Für die zahlreichen dünnen, lang hinstreichenden „Trias“-Züge des Gebietes zwischen Rauris- und Gasteintal erscheint eine solche Interpretation wenig realistisch.

Ein weiteres interessantes Schichtglied der Klammkalkzone ist der vermutliche alpine Verrucano (Perm). Er zeigt große Ähnlichkeit mit dem der Radstädter Tauern (Unterostalpin) und mit den Arkosequarziten der penninischen Wustkogelserie mit ihren Äquivalenten innerhalb der Gneislamellen 3 und 4 der Sonnblickgruppe und der Schrovinserie des Tauern-E-Randes. Meine Mitarbeiter PEER und ZIMMER bezweifeln das permische Alter dieses Schichtgliedes. Sie halten es für kretazisch und für einen Teil der Sandstein-Breccienserie. Vorsichtshalber wählte ich schon während der Feldarbeit eine neutrale, rein beschreibende Bezeichnung für dieses vermutlich permische Schichtglied und nannte es Quarzit-Breccien-Porphyr-Serie, abgekürzt: QBP-Serie. Diesen Namen möchte ich hier beibehalten, um zukünftige Diskussionen zu erleichtern.

3.3.1 Quarzit-Breccien-Porphyr-Serie (QBP-Serie)

Diese Serie umfaßt folgende Gesteinstypen:

(1) Grauen und grünen Serizitquarzschiefer und Feinbreccie, häufig mit bunten Farben (leuchtend grün, rot, violett) und mit rosa Quarzgeröllen.

(2) Geröllschiefer mit deformierten Geröllen von Granit, Aplit, Gneis, Gangquarz, Quarzit, Graphitquarzit, Dolomit, Serizitschiefer und Schwarzphyllit in einem Bindemittel aus Serizitschiefer, Serizitquarzschiefer, Serizitchloritphyllit und Feinbreccie vom vorerwähnten Typus (1).

(3) Porphyroid.

(4) Auf der geologischen Karte nicht eigens ausgeschiedene, sondern den Typen (1) und (2) zugeordnete, mitunter auch nur in Lesesteinen aufgesammelte Phengit-Arkosequarzite, Phengit-Porphyrmaterialschiefer, tuffitische phengitische Porphyrmaterialschiefer mit dunklen Phyllitlagen oder mit dunklen Tonschieferbrocken, brecciöse Quarz-Serizitschiefer mit Porphyquarzen und endlich Graphitquarzit und Schwarzphyllit mit Porphyquarzen.

Die Serie streicht in Fortsetzung der klassischen Entwicklung: Gasteiner Höhe – Rainer Alm – Südlich Steinbruch und Burgruine Klammstein in unser Gebiet zur Huber Alm, westlich der Gasteiner Ache (geologische Kartenskizze von STARK, 1939, mit den Eintragungen „Gamsberggut“ und südlich P. 1442; Bemerkung von MOSTLER, 1966, p. A 33, über das Auftreten der „Quarzit-Verrucanoserie“ bei der Huber Alm; im Original Druckfehler: „r“ statt b).

Wie aus Tafel 2, Profil 2 ersichtlich ist, bildet die QBP-Serie wsw. Eisenbahnhaltestelle Klammstein einen von oben eintauchenden Körper über dem Klammkalk. Spuren von „Trias“ befinden sich an der Grenze zwischen QBP-Serie und Klammkalk: Anstehender Quarzit und Lesesteine von Dolomit in Seehöhe 1120 m, 200 m südöstlich Huber Alm. Die knieförmig nach N vorgebogene Struktur der QBP-Serie mit dem darunter achsial nach WNW tunnelförmig eintauchenden Klammkalk sind vorzüglich bei der Huber Alm aufgeschlossen.

Im Wildbachgraben südlich der Huber Alm enthalten die Geröllschiefer der QBP-Serie 20 cm mächtige Graphitquarzitlagen und ausgelängte Gerölle von Graphitquarzit (bis 40 cm lang und nur 3 cm dick), Schwarzschiefer, und farblosem bis dunkelgrauem Gangquarz. Auf sekundärer Lagerstätte kann man die Geröllschiefer mit torpedoförmig ausgeschwänzten Granitgeröllen sehr bequem im interglazialen Bergsturzblockwerk der Rainerfelder längs des Touristenweges Unterberg-Klammstein aufsammeln.

Die besten Aufschlüsse in den Geröllschiefern finden sich längs des direkten Fußsteiges (auf der topographischen Karte eingetragen) zwischen Huber Alm und Drei-Wallner-Kapelle, teils in Bergsturzblockwerk, teils im Anstehenden; ferner auf den glazial polierten Rundbuckeln um die Drei-Wallner-Kapelle. Tektonisch in Richtung der B-Achse gelängte Granitgerölle werden hier bis 30 cm lang. Hellgelbe Dolomitgerölle, die dunkelbraun anwittern, sind zu 20 cm langen und 6 cm breiten Stengeln nudelförmig tektonisch ausgezogen (Bergsturz-Blockwerk über der Huber Alm). Am wasserscheidenden Bergkamm osö. der Drei-Wallner-Kapelle erreicht die QBP-Serie wahrscheinlich infolge tektonischer Anschoppung 350 m Mächtigkeit; auch hier finden sich noch zahlreiche Feinbreccien- und Geröllhorizonte in den Serizitquarzschiefern. Der Sattel des wasserscheidenden Kammes, auf dem die Drei-Wallner-Kapelle steht, hat historische Bedeutung, da in dunkler Vorzeit über diesen Sattel der nördliche Verbindungsweg ins Gasteintal führte, als die Gasteiner Klamm noch weglos war.

Porphyroid, Phengit-Porphyrmaterialschiefer und Phengitarkosequarzit stehen in Seehöhe 1370 bis 1390 m längs des Karrenweges, 200 bis 250 m südlich Drei-Wallner-Kapelle an. Diese Gesteine entsprechen mega- und mikroskopisch manchen Proben aus den Gneislamellen 3 und 4 der Sonnblickgruppe sowie Proben der Wustkogel- und Schrovinserie. Infolge geringerer alpidischer Metamorphose sind hier eindeutige Vulkanitquarze (Porphyrquarze, idiomorph und mit Korrosionsschläuchen) erhalten geblieben. Das Porphyroid ist etwa 30 m mächtig.

Gegen das Teufenbachtal scheint die Mächtigkeit der QBP-Serie noch beträchtlich zuzunehmen, doch sind Aufschlüsse nur ganz spärlich vorhanden. Lesesteine liefert das Bergsturzblockwerk nördlich der Winterleitwand und die Moräne westlich der Kögerl Alm.

Wenig charakteristisch sind die Aufschlüsse grüner Phyllite westlich des Teufenbaches südlich Maschlsölde. Typische Serizit-Chlorit-Phyllite mit leuchtend grünen und roten Farben und mit 1,5 cm großen, rosa Quarzgeröllen stehen bei P. 1264, südöstlich Embach an (Aufgrabung für die Fels-Verankerung des Seiles des im Jahre 1977 erbauten Skiliftes). Siehe Tafel 2, Profile 4 und 5.

Andere Vorkommen der QBP-Serie innerhalb unseres Arbeitsgebietes können nur vermutet, aber nicht sicher belegt werden. In diesen Fällen sind nur geringmächtige Serizitquarzschiefer und Serizit-Chlorit-Phyllite mit einem Habitus, der an die QBP-Serie erinnert, z. B. südlich Kreuzkögerl, südwestlich Brunntalköpfel, südlich Hirterboden, in der Kitzlochklamm und Lesesteine im Bergsturzblockwerk südlich der Neufang Wand beobachtbar.

Einem diskordanten Quarzgang mit eisenhaltigem Karbonat in Serizit-Chlorit-Phyllit der QBP-Serie folgt ein befahrbarer, 4 m langer Stollen, 200 m südlich Huber Alm, 2,5 m oberhalb des Güterweges. Der Gang streicht N 67° E und fällt 70° SE. Der Phyllit des Nebengesteines streicht N 95° E und fällt 60° N.

Die Vorkommen der QBP-Serie außerhalb unserer Karte wurden östlich der Gasteiner Ache von STARK (1907 b, 1912, 1940), BRAUMÜLLER (1938, p. 54–56), EXNER (1957, p. 57–58) und MOSTLER (1963, p. 133–135; 1966, p. A 32–33) und westlich der Rauriser Ache von BRAUMÜLLER (1939, p. 48–51, 56) und MOSTLER (1966, p. A 32–33) beschrieben.

Die „Schollen von Granit bei Lend (Becke)“, welche KOBER (1922, p. 242) zitiert, dürften den Granitgeröllen in der QBP-Serie entsprechen, welche anscheinend der ausgezeichnete Beobachter BECKE schon kannte, ohne selbst darüber schriftlich zu berichten. Außer den Geröllen in der QBP-Serie konnte ich keine Granitschollen auffinden. Diesbezügliche Vermutungen eines von oben einspießenden Ostalpinen Kristallins (Twenger Kristallin) bei KOBER (1922, p. 220, 242) oder der Existenz von selbständigen Gneiseinlagen (FISCH, 1932, p. 136) und Gneislinsen (HOTTINGER, 1934, p. 18; 1935, p. 324) treffen nicht zu.

3.3.1.1 Beschreibung einiger Gesteinsproben

Knaf-Plag-Quarz-Phengit-Porphyr. Lagenförmiges Auftreten in der QBP-Serie. Saumweg von der Huber Alm zur Drei-Wallner-Kapelle, Seehöhe 1370 m. Der grüne Rotationstektonit läßt freisichtig bis 8 mm große, porzellanweiße Feldspat- und 5 mm große graue Quarzkörner, beide linsenförmig parallel B des Gesteines gelängt, erkennen. Das Grundgewebe ist phyllitisch, grün, feingefältelt. Der Phengit bildet seidige Überzüge. Die Lination ist mit der Faltenachse ident und äußerst kräftig entwickelt. Das Gestein bricht stengelig.

Der Mikroklin erweist sich als hart gegittert, teilweise idiomorph mit Resten bräunlicher Bestäubung (nicht rekristallisierte permische Verwitterungssubstanz). Er zeigt magmatische Korrosionsbuchten und Einschlüsse von Plag III und II mit Fülle und von sechseckig begrenztem Tropfenquarz. Plagioklas-Einsprenglinge (Typ Plag III) sind ebenfalls bräunlich bestäubt. Die Quarz-Einsprenglinge lassen magmatische Korrosion an den Resten der Doppelpyramiden erkennen. Es treten Lamellen subparallel (0001) auf. Häufiger verläuft aber die undulöse Auslöschung subparallel c. Das Grundgewebe besteht aus feinkörnigem Quarz, Phengit (mit grünem Pleochroismus) und Karbonat. Ferner: Opazit und Zirkon.

Das Gestein ist als stark tektonisierter Quarzporphyr zu deuten, dessen Grundmasse epimetamorph rekristallisierte, während die Feldspat- und Quarzeinsprenglinge Relikte magmatischer Korrosion und prämetamorpher Verwitterung (bräunliche Bestäubung der Feldspate) bewahrten.

Tuffitischer Quarz-Knaf-Schachbrettalbit-Phengit-Porphyrmaterialschiefer mit wenigen dunklen Phyllitlinsen. Lagenförmiges Auftreten in der QBP-Serie. Saumweg von der Huber Alm zur Drei-Wallner-Kapelle, Seehöhe 1375 m. Dunkelgrüner Rotationstektonit (Phengitschiefer) mit Linsen von Schwarzphyllit. Dunkelgraue Quarz- und farblose Feldspat-Einsprenglinge bis 4 mm Durchmesser. Sonstiger Charakter wie das vorgenannte Gestein.

Quarz-Einsprenglinge mit Restformen idiomorpher Doppelpyramiden und magmatischen Korrosions-schläuchen und tief eingreifenden außenkonkaven Korrosionsbuchten. Lamellen parallel (0001) unter gekreuzten Nicols sichtbar. In tektonischen Quetschzonen am Zwickel der Großquarze beginnende Böhmsche Streifung (Rekristallisation). Der Kalinatronfeldspat ist vorwiegend schachbrettalbitisiert. Zwillinge nach Karlsbader und Bavenoer Gesetz (diagonale Zwillinge-Verwachsungsebene). Einschlüsse von Plag II. Ockerbraune Bestäubung (alte Verwitterung). Auffällige Korrosionsbuchten. Das Grundgewebe besteht aus feinkörnigem Quarz, Feldspat und Phengit. Ferner: Gerundete Phyllit-Brocken, Opazit, Apatit und Epidot (stellenweise mit Orthitkern).

Es dürfte sich um einen epimetamorphen Tuffit handeln, der größtenteils aus Quarzporphyr-Material mit kleinen Beimengungen von dunkler Tonschiefersubstanz besteht. Die primären Quarz- und Feldspat-Einsprenglinge sind vorzüglich erhalten.

Tuffitischer Quarz-Knaf-Schachbrettalbit-Phengit-Porphyrmaterialschiefer mit vielen dunklen Tonschieferbrocken. Fundort und Ausbildung wie bei vorgenanntem Gestein. Jedoch sehr viele schwarze Schieferbröckelchen und -linsen.

Chlorit und Stilpnomelan führender tuffitischer Quarz-Plag-Phengit-Porphyrmaterialschiefer mit vielen dunklen Tonschieferbrocken. Lesestein aus Lokalmoräne, 150 m westlich Kögerl Alm. Wie vorgenanntes Gestein, jedoch ist der Feldspat Plagioklas. Es fehlt Schachbrettalbit. Die grauen Quarz-Einsprenglinge sind bis 2 mm groß. Die Plagioklase sind linsenförmig parallel zur Lineation des Gesteines eingeregelt.

Die Quarz-Einsprenglinge zeigen Korrosionsschläuche und tiefe konkave Buchten der Außenfläche. Die Plagioklase erreichen 4 mm Länge und sind gefüllt (Plag III und II). Das Grundgewebe besteht aus feinkörnigem Quarz, feinsplättrigem Phengit mit grünem Pleochroismus, kohligter Substanz, Zirkon und dunklen Tonschiefer- und Phyllitbrocken. Mechanisch unverletzter, bis 1,5 mm großer Chlorit, ferner Stilpnomelan und Karbonat stellen Spätbildungen dar.

Graphitquarzit mit Porphy quarzen. Lesesteine östlich der Neufang Wand in Seehöhe 1170 bis 1200 m, längs des Güterweges südlich der Huber Alm. In der Hangrutschmasse konnte das Anstehende bisher nicht aufgefunden werden. Der feinkörnige dunkle Quarzit enthält sehr zahlreiche und dicht gestreute, dunkelgraue bis schwarze Porphy quarze. Farblose Serizitzüge auf der Schieferungsfläche markieren eine deutliche Lineation. Zerr-Risse senkrecht oder in spitzem Winkel zur Lineation sind mit farblosen Quarzadern gefüllt. Stellenweise nehmen die graphitisch pigmentierten Serizitlagen einige mm Mächtigkeit an und haben das Aussehen von Schwarzphyllit.

Die Großquarze haben 2 bis 5 mm Durchmesser. Sie zeigen annähernd bipyramidale Formen mit außenkonkaven Korrosionsbuchten und mit eindeutigen Resorptionsschläuchen. Gleitlamellen subparallel oder mit 45° Neigung zu (0001) sind unter gekreuzten Nicols zu beobachten. Unter den normalen Vergrößerungen des petrographischen Arbeitsmikroskopes fehlen spezifische Einschlüsse neben den vorhandenen staubförmigen Trübungen. Das Grundgewebe besteht aus xenomorphem Quarz mit Korngrößen um 0,04 bis 0,2 mm, Hellglimmer und kohligter Substanz. Ferner: Limonit. Es fehlt dem Gestein Feldspat.

Brecciöser Quarz-Serizit-Schiefer mit Porphy quarzen. Lesesteine am Güterweg nördlich der Winterleitwand, Seehöhe 1400 bis 1445 m. Mit freiem Auge erkennt man graue, annähernd bipyramidale Porphy quarze, dunkle und farblose, mitunter linsenförmig ausgeglangte Phyllitbrocken und bis 1 cm große Quarzgerölle.

Unter dem Mikroskop zeigen die Porphy quarze tiefe konkave Korrosionsbuchten und in einigen Fällen deutliche Korrosionsschläuche. Die Gesteinsbruchstücke als Komponenten der Feinbreccie bestehen aus Quarzit und dunklen bis farblosen Phyllitbrocken. Das Grundgewebe führt feinkörnigen Quarz Hellglimmer, kohlige Substanz, Erz und Titanit.

Westlich der Rauriser Ache beschrieb schon BRAUMÜLLER (1939, p. 49) Quarz-Serizit-Schiefer mit 1 cm großen Quarzkörnern.

Postkristallin deformiertes Granitgerölle aus Geröllschiefer. Fundort: Bei Drei-Wallner-Kapelle. Das tektonisch deformierte Gerölle ist linsenförmig zugespitzt. Die rechtwinkligen Durchmesser betragen 22, 10 und 5 cm. Die Haupt-

gemengteile werden von Schachbrettalbit, Plagioklas, Hellglimmer, Chlorit und Quarz gebildet.

Schachbrettalbit kommt in Form 4 cm langer, stark postkristallin deformierter Leisten mit primären Plagioklas-Einschlüssen vor. Plagioklas (Plag III und II) ist harmonisch mit Hellglimmer-mikrolithen gefüllt und postkristallin deformiert (Kornzerfall und gequälte Zwillinglamellen). Der Hellglimmer ist meist postkristallin verbogen. Kleinkörnige Hellglimmer-Aggregate mit Chlorit dürften Pseudomorphosen nach Biotit darstellen. Quarz erweist sich als xenomorph und undulös. Ferner Opazit und als sekundäre Bildungen: Chlorit, Karbonat und Limonit.

3.3.1.2 Zur stratigraphischen Einstufung

Für alpinen Verrucano (Perm) sprechen die Arkosequarzite, die Reste ursprünglicher Rotfärbung der Sedimente und die Bildung des Phengits bei der alpidischen Metamorphose, der Quarzporphyr-Vulkanismus, die Geröllführung und die lithostratigraphische Position im Verbands mit „Trias“. Die Dolomitgerölle als Komponenten der Geröllschiefer fand ich auch im alpinen Verrucano der Radstädter Tauern unter dem Kleinen Gurpitscheck (SCHÖNLAUB et al., 1976, p. 125). Es handelt sich um paläozoischen Dolomit. Die gesamte Lithologie der QBP-Serie paßt ausgezeichnet zum alpinen Verrucano, wie schon STARK (1912, p. 214), der erstmals die Porphyroide und Geröllschiefer der Klammkalkzone beschrieb, feststellte. In neuerer Zeit hat MOSTLER (1963, p. 134) darauf aufmerksam gemacht, daß bis auf geringe Abweichungen die genannten Gesteine mit FRASLS Wustkogelserie verglichen werden können und faßte sie als „Quarzit-Verrucanoserie“ zusammen. Diesem Vergleich kann ich mich auf Grund meiner Beobachtungen im Bereich zwischen Rauris- und Gasteintal vollinhaltlich anschließen.

Später hat STARK (1940, p. 17, 40) sich weniger klar bezüglich der Stratigraphie ausgesprochen, die Porphyroide generell als „paläozoisch“ bezeichnet, auf die Nähe der Konglomeratschiefer zu den Klammkalken, die er mit den altpaläozoischen Stengelkalken der Grauwackenzone vergleicht, hingewiesen und angebliche Unterschiede der Konglomeratschiefer vom alpinen Verrucano der Radstädter Tauern – was ich nicht bestätigen kann –, postuliert. Es war die Zeit, da man den Fuscher Phyllit als paläozoisch deutete. Zwischen den Zeilen glaube ich zu lesen, daß STARK damals die QBP-Serie als altpaläozoisch vermutete, ohne dies allerdings eindeutig zum Ausdruck zu bringen.

Heute ist genau das gegenteilige Extrem in Mode. Die Schwarzphyllite (Fuscher Phyllite) gelten als kretazisch. Wie wir gesehen haben, sind Schwarzphyllite und dunkle Tonschieferbrocken sedimentär am Aufbau der QBP-Serie geringfügig mitbeteiligt. Das muß allerdings kein stichhaltiges Argument gegen deren Zuteilung zum alpinen Verrucano darstellen, da Komponenten von paläozoischem dunklem Tonschiefer im Tuffit, in der Feinbreccie und im Konglomeratschiefer mitverarbeitet sein können und auch als Matrix lokal schwarze Tonschiefer und Kieselschiefer (Graphitquarzite) im permischen Sediment denkbar sind. Schwerer wiegt schon die Beobachtung von PEER (1978), daß Geröllschiefer mit schwarzphyllitischem Bindemittel unmittelbar zusammen mit dem flyschartigen Sandstein der Sandstein-Breccien-Zone, der die typischen klastischen Hellglimmer führt, in feldgeologischem Verbands anzutreffen sind. Davon konnte ich mich unter freundlicher Führung von Kollegen PEER in seinem Arbeitsgebiet östlich der Gasteiner Ache selbst überzeugen, und zwar in den Aufschlüssen

am Güterweg von Mayerhofen (bei Dorfgastein) zur Mayerhof Alm an der Lokalität, 250 m nnö. Thorbauern Heimalm. Auch ZIMMER (1979) machte Beobachtungen im Großarlal, die seines Erachtens einen stratigraphischen Zusammenhang zwischen Schwarzphyllit (Fuscher Phyllit) und QBP-Serie vermuten lassen. PEER und ZIMMER stellen die QBP-Serie stratigraphisch in die Kreide.

Somit ist also die stratigraphische Einstufung der QBP-Serie vorläufig umstritten. Ich selbst plädiere für Perm so wie ich dies bereits früher getan habe (EXNER, 1957, p. 58).

3.3.2 „Trias“

Das Anführungszeichen bedeutet, daß es sich nur um vermutliche und nicht um fossilbelegte Trias handelt. Folgende Schichtglieder sind hierher zu rechnen:

Quarzit („Skyth“). Im geologischen Verband mit Rauhwaacke und Dolomit. Geringmächtige Vorkommen. Auf der geologischen Karte nur an wenigen Stellen (Kitzloch-Klamm und südlich Kreuzkögerl), in den Detailprofilen häufiger ausgeschieden.

Rauhwaacke („Unteranis“ bzw. eventuell „Obertrias“). Braust mit kalter HCl. Zellenkalk und deformierter Rauhwaackeschiefer. Charakteristische Tonschieferbröckelchen. Untertags: Gips. Mitunter im Verbands mit Grünphyllit, der eventuell als metamorpher Keuper zu deuten ist.

Dolomit. In größeren Partien meist dunkel- bis hellgrau mit gelber Verwitterung. Kleinere brecciöse Partien sind meist gelblich.

Rosa Bänderkalk („Anis“). Nördlich Posaun und im Teufenbachgraben. Andere Vorkommen bleiben klein und sind nicht auf der geologischen Karte (Tafel 1) eingetragen, jedoch in Profilen und im Text berücksichtigt.

Grünphyllit (Serizit-Chlorit-Phyllit). Nur geringfügige, eventuell als Keuper zu deutende Vorkommen. Auf der geologischen Karte zusammengefaßt mit den petrographisch ähnlich beschaffenen „nachtriadischen“ Tuffiten der Bündnerschiefer.

Die Leitgesteine für die obertägige geologische Kartierung sind Dolomit und Rauhwaacke. Sie bilden Leitzüge für die Tektonik der Klammkalkzone. Obwohl die tektonischen Wiederholungen infolge intensiven tektonischen Schuppenbaues im einzelnen recht kompliziert sind, lassen sich doch einige hauptsächliche „Trias“-Züge erkennen, die wir im folgenden mit Ziffern von (1) bis (5) von S nach N fortschreitend bezeichnen.

Eingearbeitet in diese Gliederung sind die besonders wertvollen Beobachtungen, welche untermags und in den Baugruben beim Bau des Salzach-Kraftwerkes Schwarzach gemacht wurden. Der Triebwasserstollen dieses Werkes verläuft südlich der Salzach, größtenteils unter der Klammkalkzone. Der Einlauf befindet sich bei Högmooos, westlich unserer geologischen Karte, und zwar 4 km westlich der Rauriser Ache; der Auslauf beim Kraftwerk Schwarzach, östlich der geologischen Karte, und zwar 6,35 km onö. der Mündung der Gasteiner Ache in die Salzach. Der Triebwasserstollen ist rund 18 km lang, wurde in den Jahren 1955 bis 1957 ausgebrochen und von HORNINGER (1956–1959, 1963) geologisch bearbeitet. Die vertikale Gesteinsüberlagerung im Stollen beträgt auf weiten Strecken 500 bis 700 m (Tafel 1 und 2). Die Gesteinszüge der Klammkalkzone werden vom Triebwasserstollen teils im Streichen ausgelängt, teils im spitzen Winkel geschnitten. Wesentliche geologische Daten lieferten auch die kurzen, annähernd senk-

recht zum Streichen verlaufenden Fensterstollen, die hier nur im Text erwähnt werden und deren Position aus den Originalarbeiten von HORNINGER entnommen werden kann.

Im folgenden Text beziehen wir uns auch auf untertägige Beobachtungen, die FISCH (1932) vom 2,4 km langen Stollen Klammstein–Lend und BISTRITSCHAN & BRAUMÜLLER (1958) vom 3,34 km langen Stollen Rauris–Kitzloch der Wasserkraftwerke der Salzburger Aluminium Ges. m. b. H. Lend mitteilten.

3.3.2.1 „Trias“-Zug 1

Dieser „Trias“-Zug ist nahe der S-Grenze der Klammkalk-Zone auf 6,5 km streichender Länge und bis ca. 20 m mächtig zu verfolgen. Ihm gehört das altbekannte und oben genannte Dolomitvorkommen südlich Kreuzkögerl hoch oben über dem Gasteintal westlich Burgruine Klammstein an.

Wie kompliziert die Schuppentektonik der Klammkalkzone jedoch beschaffen ist, zeigt sich darin, daß der anscheinend recht hübsch zusammenhängende „Trias“-Zug 1 doch in seinen verschiedenen Abschnitten verschiedene tektonische Positionen einnimmt. Im W folgt südlich des „Trias“-Zuges 1 noch ein Klammkalkzug: Südlich Maria Ellend – Hirterboden – Brunntalköpfel SW Kamm. Im E bildet der „Trias“-Zug 1 im Teufenbachtal und südlich Kreuzkögerl die S-Grenze der Klammkalkzone gegen die südlich folgende Sandstein-Breccien-Zone. Am Kreuzkögerl-S-Kamm hat sich anscheinend eine stratigraphische Folge von der QBP-Serie im S (alpiner Verrucano) über Trias, jurassischen Klammkalk bis zu neokomem Schwarz- und Grünphyllit erhalten. Jedoch bereits in der SE-Flanke des Kreuzkögerls kommt es zu einer Verfaltung dieser Serie mit Dolomitbreccie der Sandstein-Breccien-Zone.

Die einzelnen Aufschlüsse von W nach E sind die folgenden:

Westlich der Rauriser Ache: Dolomitfels (5,5 m mächtig, begleitet von Grünphyllit und grauem Kalk) an der Straße Taxenbach–Rauris, südlich P. 1006. HOTTINGER (1934, p. 18) kannte dieses Vorkommen bereits als Dolomitlinse von „Triegl“. Im schräg darunter befindlichen Rauris-Kitzloch-Stollen steht bei Meter 2520 Rauhwanke an (BISTRITSCHAN & BRAUMÜLLER, 1958, Tafel I).

Der „Trias“-Zug 1 streicht dann vom rechten Ufer der Rauriser Ache (13 m mächtig; Quarzit, Rauhwanke, Serizitphyllit, Dolomit und Kalk der Signatur 35 der Abb. 1) zur alten Straße (Rauhwanke) und neuen Straße W. H. Ager–Embach mit subanstehendem grauem Dolomit (1 m) und Rauhwanke (4 m) zur neuen Straße südöstlich P. 1066 (grauer Dolomit, 3 m mächtig) und knapp westlich Maria Ellend (Dolomit, 5 m mächtig; Rauhwanke in Lesesteinen).

Der 15 m hohe Dolomitschrofen, 250 m nordöstlich P. 1425 bei Hirterboden (Dolomit 8 m, Rauhwanke 2 m mächtig) und seine beiderseitigen streichenden Fortsetzungen sind äußerst markant. Der Dolomit ist grau und sekundär etwas verquarzt.

Von hier biegt der „Trias“-Zug 1 nach ESE und tritt am Brunntalköpfel nur in Spuren (mit 2 m mächtigem, anstehendem Quarzit und Blöcken von Rauhwanke und Dolomit), jedoch am linken Hang des Teufenbachtals südwestlich und südlich P. 1296 wiederum mit 10 m mächtigem Dolomit und 3 m Serizitquarzit auf. Am rechten Hang dieses Tales ziehen Dolomit (8 m) und kompakter Lantschfeldquarzit zum Kamm südlich des Kreuzkögerls, wo von S nach N der erwähnte stratigraphische Verband vermutlich

erhalten geblieben ist, der sich folgendermaßen zusammensetzt: Lesesteine von grünem Phyllit wahrscheinlich der QBP-Serie; nördlich daran anschließend sehr reiner dünnschieferiger Quarzit (Lantschfeldquarzit) anstehend, 4 m mächtig; farbloser Dolomit, gelb verwitternd, 6 m; Klammkalk des Kreuzkögerls, mehrere Meterzehner mächtig; Schwarzphyllit 30 m und Grünphyllit 30 m des Sattels zwischen Kreuz- und Rauchkögerl. Siehe Tafel 2, Profil 3!

Südlich davon folgt die Sandstein-Breccien-Zone. Sie ist am Felsabbruch 120 m ssö. Gipfel Kreuzkögerl mit dem „Trias“-Zug 1 verfaltet. Eine Lage aus 3 m mächtiger Dolomitbreccie mit Kalkschiefer-Bindemittel befindet sich hier zwischen Rauhwaacke (1 m) und Dolomit (10 m). Das Bergsturzgebiet östlich davon bis zur Sohle des Gasteintales führt große Mengen von „Trias“ mit 20 m dicken Dolomitblöcken und viel Quarzit und Rauhwaacke.

Abb. 1. 0 = Schwarzphyllit der Grauwackenzone. 1 = Diabasschiefer der Grauwackenzone. 2 = schwarzer mylonitischer Phyllit der Grauwackenzone. 3 = Mylonit der Salzach-Längstalstörung. Er war beim Bau des Krafthauses aufgeschlossen. 4 = Alluvionen der Rauriser Ache. 5 = Verrutschte Hangleitmasse, bestehend aus Schwarzphyllit, metamorphem Kalk und Spuren von Dolomit und Rauhwaacke. 6 = Grünphyllit mit Quarzknuern (10 m). 7 = Kalkphyllit (20 m). 8 = Schwarzphyllit (40 m). 9 = Klammkalk (30 m). Er verbreitert sich an der Ache zu 50 m Mächtigkeit. 10 = Schwarzphyllit (10 m). In der Mitte dieser Schwarzphyllitlage befindet sich ein Rauhwaackezug (0,2 m). 11 = grauer Klammkalk (25 m), allmählich übergehend zu: 12 = feinlagigem hellgrünem feingefaltetem Kalk (4 m) mit Karbonatknuern, anstehend am Südportal der Kartause (Einsiedelei). 13 = Lagergang (0,2 bis 0,5 m), ausgefüllt mit Klufthmylonit, grobkörnigem Kalzit und Ocker. Ein alter Stollen und mehrere Pinggen folgen diesem Lagergang. 14 = Schwarzphyllit (10 m). 15 = Klammkalk (8 m). 16 = Kalkphyllit (5 m). 17 = Klammkalk (80 m), durchsetzt mit Schwarzphyllitlagen. 18 = Schwarzphyllit und Kalkphyllit (15 m). In der Mitte eine Lage von grünem und violettem Quarzitschiefer (1 m) und Rauhwaacke (0,1 m). 19 = Klammkalk (12 m). 20 = Schwarzphyllit (80 m). 21 = Klammkalk (30 m) mit Schwarzphyllit. 22 = Schwarzphyllit (40 m). 23 = Kalkphyllit (10 m). 24 = Schwarzphyllit (30 m). 25 = Dolomit (2 m), Fuchsit-führende Rauhwaacke und leuchtend grüner Quarzit (1 m), Quarzit (2 m), Chlorit-Serizit-Schiefer (2 m) und Schwarzphyllit (2 m). 26 = Grünphyllit (20 m). 27 = Dolomit, Rauhwaacke und grünlicher Quarzitschiefer (5 m). 28 = Schwarzphyllit (8 m), Kalkphyllit und Grünphyllit (2 m). 29 = Fuchsit-führender Dolomit (5 m), Rauhwaacke (3,5 m), Serizit-Stilpnomelan-Quarzitschiefer mit Hämatitporphyroblasten (1,5 m), Rauhwaacke (3 m) und Quarzit (2,5 m). 30 = Schwarzphyllit (30 m). 31 = Klammkalk (15 m) mit einem Rauhwaacke-Band (2 m). 32 = Rauhwaacke (2 m), Dolomit (3 m), Quarzitschiefer (3 m), Rauhwaacke (1 m), grauer metamorpher Kalk (3 m) und Rauhwaacke (2 m). 33 = Klammkalk (40 m) mit Zwischenlagen von Schwarzphyllit, Serizitquarzit, Rauhwaacke und Dolomit (4 m). 34 = Schwarzphyllit und Serizitphyllit (4 m). 35 = Rauhwaacke (2 m), metamorpher Kalk (3 m), Serizitphyllit und Rauhwaacke (2 m), Dolomit (3 m), Rauhwaacke (2,5 m), Quarzit (0,5 m) und Schwarzphyllit (12 m). 36 = Klammkalk und Kalkphyllit (16 m). Fehlende Aufschlüsse im Grundgebirge (160 m lange Strecke mit spätglazialen Konglomerat). 37 = Schwarzphyllit (19 m). Aufschlußlose Strecke (20 m lang). 38 = Schwarzphyllit und Kalkphyllit (56 m). 39 = Quarzitschiefer und Rauhwaacke (5 m). 40 = Grünphyllit (30 m). Aufschlußlose Strecke (12 m lang). 41 = Schwarzphyllit (27 m) mit Kalkphyllit (1 m). 42 = Quarzitschiefer und Rauhwaacke (3 m); Kalkphyllit (4 m). 43 = Schwarzphyllit (35 m) mit aufschlußlosen Strecken (44 m lang). 44 = Schwarzphyllit und grüner Quarzitschiefer (6 m); flyschartiger Sandstein (1 m). 45 = Dolomitbreccie (25 m). Komponenten: Bis 7 cm lange, gelb anwitternde Dolomitlinsen. Matrix: Dunkelgrauer Stengelkalk. Aufschlußlose Strecke (268 m lang). 46 = flyschartiger, Hellglimmer-führender Sandstein (20 m). 47 = Schwarzphyllit (15 m). 48 = flyschartiger, Hellglimmer-führender Sandstein. 49 = Moräne und Gehängeschutt.

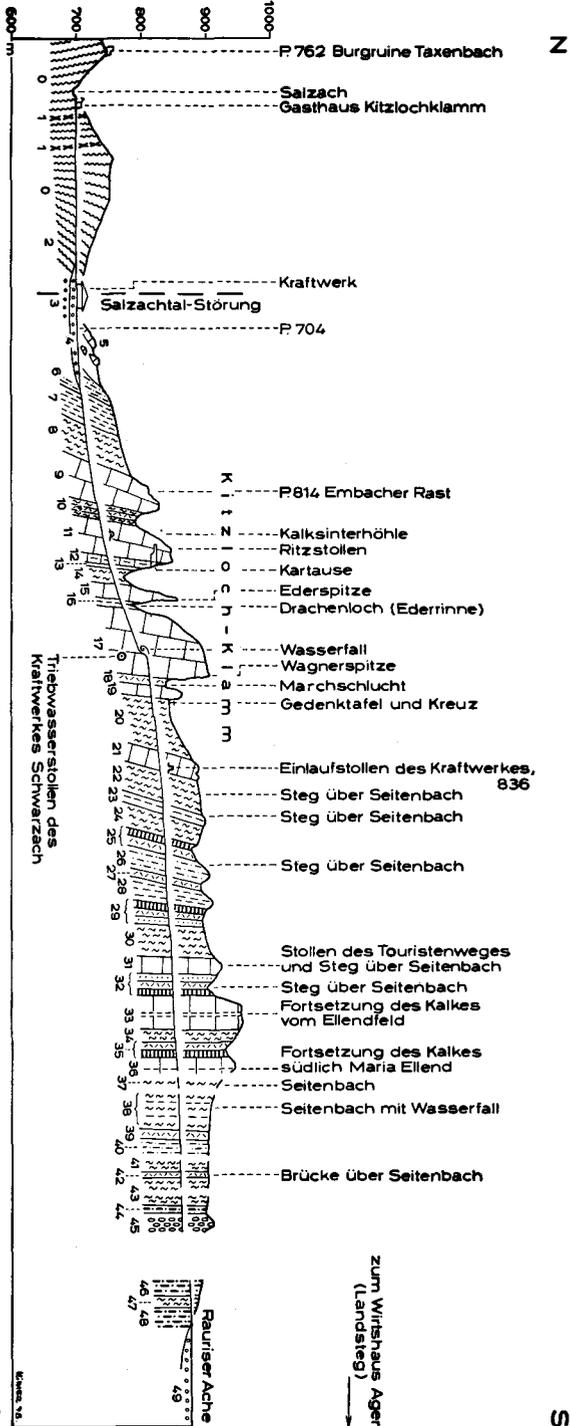


Abb. 1.

3.3.2.2 „Trias“-Zug 2

Die betreffenden „Trias“-Vorkommen befinden sich zwischen dem Klammkalkzug Ellendfeld–Stoffpalfen–Rauchkögerl im S und dem Klammkalkzug: Steger–Kögerlriede–Wallnerkopf im N. Die Mächtigkeit beträgt etwa 5 bis 20 m. Die guten Aufschlüsse der Schlucht der Rauriser Ache südlich des Kitzloches zeigen, daß es sich um 4 Teilschuppen handelt. Somit ist „Trias“-Zug 2 ein komplexes, aus mehreren tektonischen Teilschuppen bestehendes Gebilde.

Westlich der Rauriser Ache gehören hierher die entsprechenden südlichen Dolomitvorkommen des Wolfbach- und Mühllanergrabens (BRAUMÜLLER, 1939, Tafel I) und die 4 Rauhwickenzüge im Stollen Rauris-Kitzloch zwischen Meter 2832 und 2758 (BISTRITSCHAN & BRAUMÜLLER, 1958, Tafel I).

Im Profil längs der Rauriser Ache sind 4 „Trias“-Schollen, jeweils von Schiefnern getrennt, zwischen dem Klammkalk des Ellendfeldes und dem Klammkalk des Bauernhofes Steger (Einlaufwerk P. 836 des alten Wasserkraftstollens Kitzloch) zu beobachten. Siehe Abb. 1, Signaturen 32, 29, 27 und 25. Wie aus der Legende zur Abb. 1 zu entnehmen ist, erweisen sich diese Schollen jeweils als einige m mächtig und enthalten neben typischen „Trias“-Gesteinen wahrscheinlich auch indifferente Glieder der QBP-Serie wie grüne Quarzitschiefer und Serizit-Stilpnomelan-Quarzitschiefer mit Hämatitporphyroblasten.

Nach E folgen der aus Lantschfeldquarzit und 12 m mächtigem Dolomit bestehende, 600 m lange „Trias“-Rundbuckel östlich Stoffbauer und der aus Lantschfeldquarzit und 8 m mächtigem, hellgrauem Dolomit aufgebaute Härtlingsrücken nordöstlich Widmaiß in Seehöhe 1160 m. Abgerutschte Dolomitschollen und aus Dolomit bestehendes Bergsturz-Blockwerk des „Trias“-Zuges 2 überstreuen den Kalvarienberg und das linke Ufer des Kirchbaches nordwestlich P. 1158. Die östliche Fortsetzung bildet 3 m mächtiger Dolomit mit Rauhwickel in der im Jahre 1977 aufgegrabenen Trasse des Skiliftes in Seehöhe 1250 m nordwestlich P. 1264. Untertags wurden Dolomitwalzen und Rauhwickel im Gebiet nördlich Maria Ellend bei Stollenmeter 5070 durchfahren (HORNINGER, 1956, p. 115; 1963).

Ganz im E des Arbeitsgebietes dürfte das oben erwähnte Quarzitvorkommen mit Lesesteinen von Dolomit südlich der Huber Alm im Bachriß in Seehöhe 1120 m an der Grenze zwischen QBP-Serie und Klammkalk westlich Ruine Klammstein einer Fortsetzung des „Trias“-Zuges 2 zuzuzählen sein. Siehe Tafel 2, Profil 2!

3.3.2.3 „Trias“-Zug 3

Dieser nimmt die Position südlich des Haupt-Klammkalkzuges (Wagnerspitze) der Kitzlochklamm ein. Es dürften ihm die „Trias“-Vorkommen westlich und nordwestlich der Kögerl Alm entsprechen.

In der Marchschlucht südlich der Wagnerspitze (Abb. 1, Signatur 18) findet man inmitten des Schwarz- und Kalkphyllites (15 m) eine geringmächtige Lage aus buntem Quarzitschiefer (wahrscheinlich QBP-Serie) und Rauhwickel.

In ähnlicher Position sind bis 0,6 m mächtige Dolomitlinsen in Grünphyllit im Straßengraben der Güterstraße am Embacher Freiberg, knapp südwestlich P. 1166 aufgeschlossen. Siehe Tafel 2, Profil 5!

Am Karrenweg westlich Kögerl Alm und am Güterweg zum Gsengboden findet man N-fallend folgende Schichtglieder von S nach N: Rauhwanke (2 m), gelber, stark umkristallisierter Dolomit (3 m), feinkörniger metamorpher rosa Bänderkalk (4 m). Siehe Tafel 2, Profil 3.

Nordwestlich der Kögerl Alm ist die ebenfalls N-fallende „Trias“ auf 100 m langer Strecke in der Fallrichtung im Bachbett des Kristallgrabens in 1240 m Seehöhe bloßgelegt und bietet gute Aufschlüsse von Rauhwanke und Dolomit, beide zusammen 10 m mächtig. Der Dolomit ist umkristallisiert und enthält Quarzdrusen.

Der „Trias“-Zug 3 hebt nach ESE in die Luft aus, da sich die Klammkalkzüge in der Tiefe des Gasteintales bis auf schmale Schwarzphyllitstreifen westlich Eisenbahnhaltestelle Klammstein zusammenschließen.

3.3.2.4 „Trias“-Zug 4

Dieser Zug setzt sich aus mehreren tektonischen Schuppen zusammen, die aus Lantschfeldquarzit, Rauhwanke mit Anhydrit und Gips, grauem, wenig metamorphem Kalk und Dolomit bestehen. Er befindet sich nördlich des Haupt-Klammkalkzuges der Kitzloch- und der Gasteiner Klamm.

Westlich der Rauriser Ache gehören die altbekannten Dolomitvorkommen im unteren Teil des Wolf Tales und südlich Hainbach hierher (TRAUTH, 1925, Tafel I; HOTTINGER, 1935, Tafel XIV; BRAUMÜLLER, 1939, Tafel I). Der Stollen des Salzachkraftwerkes verläuft 1,6 km lang in schleifendem Schnitt dieser „Trias“, welche Walzen im Schwarzphyllit, Grünphyllit, Kalkphyllit und zwischen Klammkalklagen bildet. Östlich der Wolfbach-Unterführung (ca. 550 m ssw. Salzachbrücke P. 727) wurden bei Stollenmeter 735 bis 970 neben den Dolomitschollen 0,5 bis 2 m breite Gipszüge angetroffen. Die östlich anschließenden Phyllite zeigen Gipslagen, die einige mm dick sind. Dann folgen bei Stollenmeter 2300 bis 2400 im Bereich 1 km südlich des Bahnhofes Taxenbach Dolomitbänder (0,2 bis 0,3 m mächtig), grauer Anhydrit, der von 0,5 m dicken Gipsmänteln umgeben ist, und zahlreiche einzelne Gipsvorkommen (HORNINGER, 1957, p. 100; 1963).

Östlich der Rauriser Ache wurden im Kitzloch-Fensterstollen des Salzachkraftwerkes innerhalb der Phyllite südlich P. 704 Rauhwanke und Dolomit angetroffen (HORNINGER, 1956, p. 114), welche einer nördlichen Schuppe des „Trias“-Zuges 4 zuzuteilen sind. Einer südlichen Schuppe gehört die in der Kitzlochklamm obertags aufgeschlossene Rauhwanke an (Abb. 1, Signatur 10).

Sehr gut ist die Fortsetzung dieser „Trias“-Schuppen im felsigen Bachbett der Gasteiner Ache nahe der Mündung des Wegmacher Grabens aufgeschlossen (siehe Abb. 2!). Einige m mächtige Lagen von Lantschfeldquarzit, Rauhwanke, grauem Kalk und Dolomit sowie zahlreiche dünne Rauhwankebänder sind mit Schwarzphyllit, Grünphyllit und Kalkphyllit nördlich des Haupt-Klammkalkes verfaltet. Die Serie ist auch im Wegmacher Graben und mit „rauhwankeähnlichem Gestein“ im Kraftwerkstollen Klammstein-Lend bei Meter 260 (FISCH, 1932, p. 134) aufgeschlossen; ferner mit Rauhwanke, zusammen mit farblosem „Radstädter Kalk“ im Fensterstollen Lend des Salzachkraftwerkes, Meter 0 bis 26 (HORNINGER, 1956, p. 115; 1963), im Gebiet 100 m westlich P. 730.

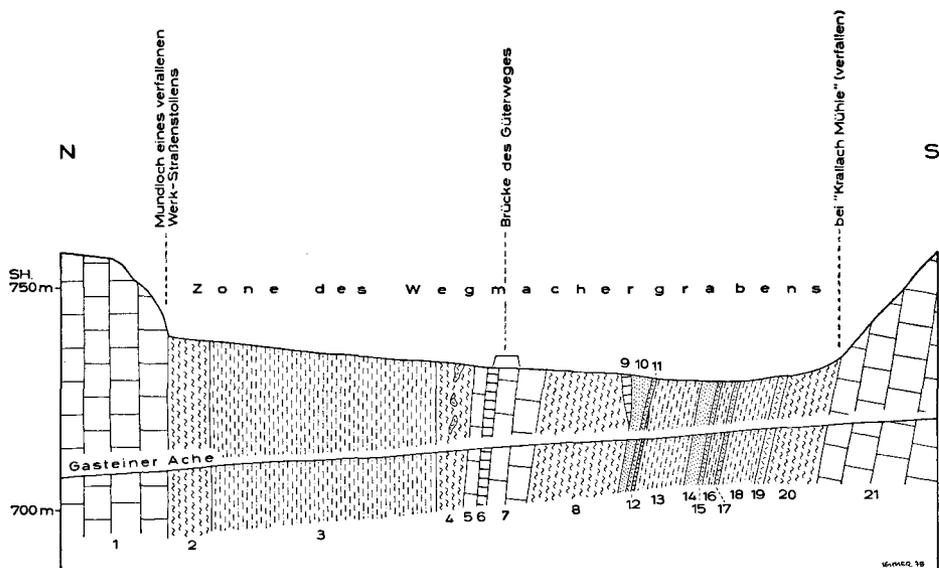


Abb. 2. Profil durch die Gasteiner Klamm bei der Einmündung des Wegmacher-Grabens. Bei Niedrigwasser bietet das Bett der Gasteiner Ache, die größtenteils zum Wasserkraftwerk Lend abgeleitet ist, vorzügliche kontinuierliche Aufschlüsse.

1 = Klammkalk des Klammkalkzuges Höhenwarth-Oberpoint (200 m mächtig). 2 = Schwarzphyllit (10 m). 3 = Serizit-Chlorit-Quarz-Phyllit (50 m). 4 = Schwarzphyllit (7 m) mit Boudins von Rauhwaacke (3 m). 5 = Kalk und Kalkschiefer (3 m). 6 = grauer feinkörniger Dolomit (2 m). 7 = grauer Kalk und Kalkphyllit (10 m). 8 = Schwarzphyllit (20 m). 9 = feinkörniger dunkelgrauer Dolomit und Rauhwaacke (2 m). 10 = Quarzit (5 m). 11 = Rauhwaacke (0,5 bis 1,0 m). 12 = farbloser feinkörniger Kalkmarmor (0,2 m). 13 = Grünphyllit (10 m) mit bunten Farben (rosa und violett). 14 = Quarzit (3 m), bildet Härtlingsrücken im Flußbett. 15 = Rauhwaacke (1 m). 16 = Grünphyllit (3 m). 17 = Rauhwaacke (1 m). 18 = Grünphyllit (8 m) mit bunten Farben. 19 = Rauhwaacke (2 m). 20 = Schwarzphyllit (12 m). 21 = Klammkalk (1 km) des Klammkalkzuges Klammhöhe-Klammberg, tektonisch angeschoppt.

Der Großteil der Phyllite des Wegmacher Grabens streicht zur Lerleit Alm (östlich außerhalb unserer geologischen Karte). Eine südliche Abspaltung zieht zur Jagdhütte Schönanger und läßt bei der Quelle „Q“ südwestlich dieser Jagdhütte Rauhwaacke (Lesesteine) erkennen.

3.3.2.5 „Trias“-Zug 5

Es handelt sich um den altbekannten und häufig als Fortsetzung des Unterostalpins der Radstädter Tauern bezeichneten „Trias“-Zug knapp südlich des Mylonits der Salzach-Längstalstörung und in Schollen auch innerhalb dieses Mylonits. Durch tektonische Anschoppung mit vielfachen Schichtwiederholungen erreicht dieser „Trias“-Zug 100 m Mächtigkeit (Abb. 3) und stellt somit das bedeutendste „Trias“-Vorkommen des Gebietes dar.

Trotzdem ist zu betonen, daß die Schichtglieder des „Trias“-Zuges 5 auch in manchen der bisher beschriebenen „Trias“-Züge 1 bis 4 vorkommen und sich prinzipiell von diesen

kaum unterscheiden. Sie sind im „Trias“-Zug 5 nur mächtiger und mitunter etwas schwächer metamorph ausgebildet.

Dazu kommt, daß im „Trias“-Zug 5 Serpentin und metamorpher Diabas eingeschaltet sind. Diese fehlen bekanntlich im unterostalpinen Mesozoikum der Radstädter Tauern, treten jedoch in der Tauern-Nordrahmen-Serie (z. B. Serpentine und Grünschiefer westlich und südlich vom Draugstein und Tappenkarsee der geologischen Karte der Umgebung von Gastein; oder südlich des Zederhauser Weißbeks in der peripheren Hafnergruppe) und in der Matreier Zone häufig auf.

Die von W. HEISSEL (1955, p. 37) und MOSTLER (1964, p. 190) genannte Ähnlichkeit gewisser mit dem „Trias“-Zug 5 zusammen vorkommender Phyllite mit dem Radstädter Quarzphyllit soll keinesfalls bezweifelt werden. Doch handelt es sich nach meinen Beobachtungen um indifferente Grünphyllite (Serizit-Chlorit-Quarz-Phyllite), die andernorts reichlich in der Tauern-Nordrahmenzone ebenfalls vorkommen und in denen ich daher keine für die großtektonische Zuordnung entscheidende Bedeutung einräumen möchte.

Zusammenfassend kann „Trias“-Zug 5 als der mächtigste und wegen des Zusammengehens mit Serpentin und metamorphem Diabas wahrscheinlich auch ehemals

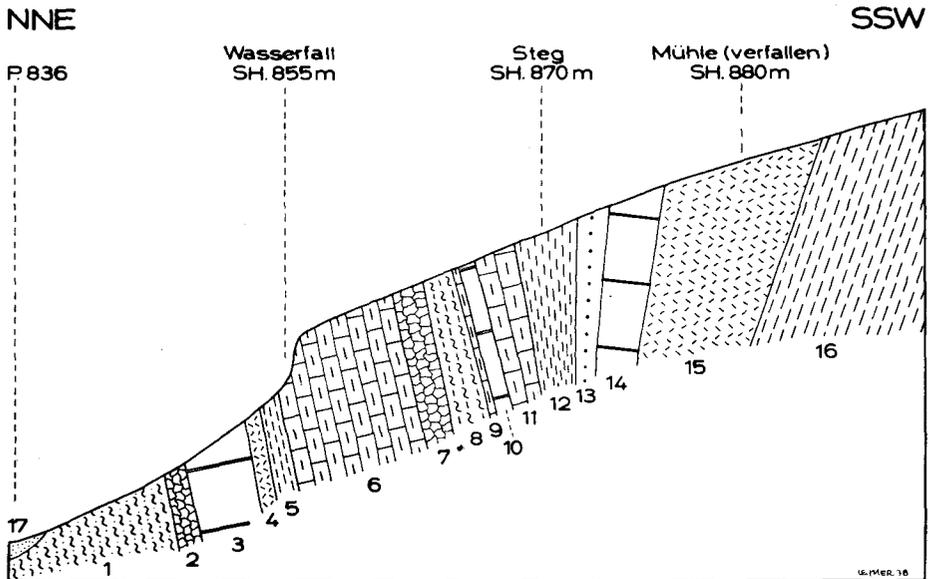


Abb. 3. Profil des „Trias“-Zuges 5 längs des Teufenbaches in der Schlucht zwischen den Bauernhöfen Haid und Neckler.

- 1 = Grünphyllit. 2 = Serpentin (3 m mächtig). 3 = grauer Dolomit (10 m). 4 = Rauhwacke (2 m). 5 = Kalkphyllit (3 m). 6 = rosa Bänderkalk und farbloser Kalkmarmor (20 m). 7 = Serpentin (5 m). 8 = Schwarzphyllit und Kalkphyllit (5 m). 9 = Kalkmarmor (1 m). 10 = Dolomit (2,5 m). 11 = farbloser Kalkmarmor (6 m). 12 = Kalkphyllit (10 m). 13 = Quarzit (5 m). 14 = Dolomit (8 m). 15 = Rauhwacke (20 m). 16 = Kalkphyllit. 17 = Moräne.

breiteste und sekundär gewaltig deformierte „Trias“-Zug der Tauern-Nordrahmenzone angesprochen werden, dem wegen seiner tektonischen Position nördlich der Klammkalke und südlich der Salzach-Längstalstörung besondere Bedeutung zukommt. Gehört er doch jener rätselhaften Narbe zwischen den Hohen Tauern im S und der Grauwackenzone im N an.

Westlich der Rauriser Ache treten im südlichen Drittel der dort ca. 100 m mächtigen Mylonite der Salzach-Längstalstörung B-achsal rotierte Dolomit- und Quarzitrollen in den Stollen des Salzach-Kraftwerkes auf (Einlauftrum und Wolfbach-Fensterstollen, HORNINGER, 1956, p. 114; 1963).

Am Ausgang der Kitzlochklamm besteht knapp südlich der beim Krafthaus durchstreichenden Mylonitzone die östliche Talflanke aus verrutschtem Schwarzphyllit mit Schollen von metamorphem Kalk und Spuren von Dolomit und Rauhacke (Abb. 1, Signatur 6; BRAUMÜLLER, 1939, Tafel I).

Im Profil des Reitbachgrabens westlich Stoffdörfel stehen knapp südlich der Salzach-Längstalstörung Rauhacke (2 m mächtig, Seehöhe 930 m) und Dolomit (5 m mächtig, Seehöhe 945 m) an. Siehe Tafel 2, Profil 5.

Gute kontinuierliche Aufschlüsse befinden sich längs des Bachbettes in der Schlucht des Teufenbaches. Siehe Abb. 3. Südlich der von Moräne bedeckten Salzach-Längstalstörung stehen südlich P. 836 einige Meterzehner mächtige Grünphyllite an (Signatur 1). Südlich davon folgt 3 m mächtiger Serpentin und dann eine ca. 100 m mächtige, geschuppte Serie (Signaturen 3 bis 15) aus „Trias“-Schichtgliedern (Quarzit, Rauhacke, rosa Bänderkalk, Dolomit), Serpentin, Schwarzphyllit und Kalkschiefer.

Die Aufschlüsse bei der ehemaligen Mühle südwestlich Neckler sowie zwischen den Höfen Kerschbaum und Neckler hat schon W. HEISSEL (1955, p. 37) beschrieben.

Am Güterweg vom Kerschbaum zum Neckler ist derzeit folgendes Profil von WNW nach ESE aufgeschlossen:

Salzach-Längstalstörung, moränenbedeckt

Grünphyllit mit Zwischenlagen von Schwarzphyllit, mehrere Meterzehner mächtig. Tektonisch eingewickelt darinnen eine Walze aus Kalkmarmor (3 m) und Rauhacke (0,2 m). Der Grünphyllit (chloritischer Phyllit) entspricht nach HEISSEL (l. c.) „weitgehend dem Radstädter Quarzphyllit östlicherer Gebiete“.

Phengitquarzit (Lantschfeldquarzit) 5 m

Rauhacke 4 m

Serpentin 3 m

20 m aufschlußlos, mit verrutschten Dolomitschollen

Rauhacke 5 m

rosa und grauer Kalk 15 m

grauer Dolomit 10 m. Auf ihm steht der Bauernhof Neckler.

Rauhacke 3 m

rosa Kalkmarmor 10 m

Die nächsten Aufschlüsse des „Trias“-Zuges 5 befinden sich in der Ortschaft Lend (BECKE, 1899, p. 7; TRAUTH, 1927, p. 32). Man beobachtet dort heute an der alten Straße, die von der Kirche P. 664 zum Arzhof führt, in etwa Seehöhe 700 m folgende Aufschlüsse von WNW nach ESE (allerdings etwas verrutscht, also subanstehend; siehe Tafel 2, Profil 3):

Mylonit nach Phyllit der Grauwackenzone
aufschlußlos. Quelle und Bach.
Serpentinit 2 m.
aufschlußlos
Rauhwanke 2 m
Kalkschiefer 2,5 m
Rauhwanke 1 m
aufschlußlos
grauer Dolomit 2 m
Moräne beim Arzhof.

Wichtig ist, daß ich hier den Serpentinit subanstehend auffinden konnte. Der Serpentinit streicht also mit Unterbrechungen vom Teufenbach bis zum Kenlachgraben (siehe unten!), was schon MOSTLER vermutete. Die betreffende Literaturstelle (MOSTLER, 1964, p. 191, 5. Zeile von unten) enthält einen Druckfehler: Statt „nördl. Oberlend“ muß es wohl „südl. Oberlend“ heißen.

Altbekannt ist die Rauhwanke am Fuß des Wasserfalles der Gasteiner Ache nahe ihrer Mündung in die Salzach. Sie steht steil, ist 10 bis 15 m mächtig, grenzt südlich an den Klammkalk des Wasserfalles an und wird im Hinterhof der Aluminiumfabrik von flach gelagerten Kalksinterbänken bedeckt. An Lesesteinen am Hang westlich des Wasserfalles erkennt man, daß die Rauhwanke zum vorgenannten Profil in der Ortschaft Lend weiterstreicht.

Nach E streicht der „Trias“-Zug kontinuierlich in den Aufschlüssen nördlich Krallachbauer und nördlich Sternbaum weiter (TRAUTH, 1927, p. 32). Nördlich Krallachbauer wechselt in Saigerstellung Rauhwanke mit grauen Kalken und grünen Phylliten (W. HEISSEL, 1955, p. 37). Siehe Tafel 2, Profil 2.

Nordwestlich und nördlich Sternbaum stehen brecciöser Dolomit und stark verquarzter Dolomit, im Bachgraben nördlich Posaun rosa Bänderkalk (verrutscht) an.

Weiter östlich, außerhalb unserer Karte, zieht ein aus Rauhwanke (3 m), hellgrauem Dolomit (3 m) und Kalkschiefer (5 m) bestehender Zug von nordöstlich P. 707 (nördlich Eisenbahnstation Loifarn) zur Mündung des Kenlachgrabens. Er wird im N und im S von Serpentinit begleitet.

An der Mündung des Kenlachbaches in die Salzach konnte ich im Jahre 1974 die beim Bau der neuen Nordrampe der Gasteiner Bundesstraße freigelegten Aufschlüsse untersuchen und fand von N nach S, mit steil S-fallender Lagerung (siehe Tafel 2, Profil 1):

Chlorit-Serizit-Phyllit (nahe der Salzach-Längstalstörung)
Serpentinit 8 m
Rauhwanke 3 m
farbloser Dolomit 5 m
farbloser und rosa Bänderkalk 30 m
20 m aufschlußlos
Stark sekundär umkristallisierter Metadiabas (Albit-Magnetit-Karbonat-Chloritfels) 4 m
einige m aufschlußlos
Serpentinit mit Asbest, einige Meterzehner mächtig
35 m aufschlußlos
Kalkschiefer des Klammkalkes, Wasserfall, Viadukt der Tauern-Eisenbahn P. 714.

Teile dieses Profiles wurden schon von BECKE (1904, p. 408; 1906, p. 5–6), TRAUTH (1927, p. 33) und MOSTLER (1964, p. 189–194) beschrieben.

Die Felswand nördlich Oberschwaiggut war während des Baues der Nordrampe der Gasteiner Bundesstraße im Jahre 1974 gut aufgeschlossen und ist heute größtenteils zubetoniert. Die Gesteinslagen fallen dort steil nach N. Am Fuß der Wand war Ophikalzit zu beobachten als Fortsetzung des nördlichen Serpentinites des Kenlachgrabens. Südlich anschließend folgten fuchsitführende Rauhwacke und farbloser bis rosa Bänderkalk, verfaltet mit grauem Dolomit und Rauhwacke.

MOSTLER (1964, p. 189–191) beschreibt aus dieser Gegend ein Profil, wobei er meint, nördlich angrenzend an den Klammkalk den Radstädter Quarzphyllit wiederzuerkennen. Die nördlich folgenden Schichtglieder versucht er, mittels lithologischer Vergleiche mit betreffenden Gesteinen der Radstädter Tauern stratigraphisch einzuordnen, so die Rauhwacke an die Skyth-Anis-Grenze, den rosa Bänderkalk ins Anis und den dunkelgrauen brecciosen Dolomit ins höhere Anis.

Vorzüglich war schließlich der „Trias“-Zug 5 beim Bau des Ausgleich-Seebeckens zwischen Stöcker und Brandstatt (genannt: Ausgleichsbecken „Lehenbauer“) und im Bereich 100 m südlich davon im Triebwasserstollen des Salzach-Kraftwerkes aufgeschlossen. Die „Trias“-Schichtglieder befinden sich dort teils knapp südlich, teils innerhalb des Mylonits der Salzach-Längstalstörung. So wurde südlich des Mylonits Rauhwacke bei Stollenmeter 16.800 im Gebiete etwa 100 m ssö. „r“ des Wortes „Stöcker“ beobachtet. Im Ausgleichsbecken wurden Gips (1 m), Rauhwacke, Dolomit, Quarzit zusammen mit tonig mylonitisierten Phylloniten, Kalkphylliten und Mylonit angetroffen (HORNINGER, 1957, p. 99, 101; 1963).

3.3.3 Klammkalk

Dunkelgrauer, seltener hellgrauer oder farbloser metamorpher Kalk, im allgemeinen glimmerärmer und kompakter als der Kalkglimmerschiefer des Bernkogels der Tauernschieferhülle, jedoch diesem recht ähnlich. Alle Übergänge sind vorhanden und häufig als kontinuierliche stratigraphische Übergänge beobachtbar zu den sogenannten Klamm-schiefern oder Klammphylliten, welche aus Kalkphylliten, kalkarmen bis -freien Schwarzphylliten und aus chloritführenden Grünphylliten bestehen. Stratigraphisch dürften der Klammkalk Malm und die Klamm-schiefer Neokom darstellen. Außer unbestimmbaren Crinoiden-Skelettresten wurden keine Fossilien im Klammkalk gefunden.

Mitunter ist der Klammkalk als Bänderkalk mit Abwechslung grauer und farbloser Lagen entwickelt. Stellenweise trifft man Hornsteinknollen im Klammkalk (z. B. in Seehöhe 1100 m, 550 m wnw. Burgruine Klammstein; oder in der Felsnische von Gamsstube in Seehöhe 1000 m, 435 m nordwestlich Eisenbahnhaltestelle Klammstein). Eine chloritführende, sehr feinkörnige und dünnlagige Varietät des Klammkalkes zeigt lithologische Ähnlichkeit zum sogenannten „Aptychenkalk“ der Radstädter Tauern und Tarntaler Berge (anstehend z. B. am Südportal der Kartause in der Kitzlochklamm, Signatur 12 der Abb. 1). In Begleitung solchen feinschichtigen, chloritführenden Kalk-schiefers tritt an der Straße vom W. H. Ager nach Embach ein 1 m mächtiges dünn-schiefriges grünes Quarzitband auf, das Herr Dozent W. FRANK nach freundlicher mündlicher Mitteilung auf gemeinsamer Exkursion als metamorphen Radiolarit deutet. Petrographisch handelt es sich dabei nach ALBER (1972) um chloritführenden Quarz-serizit-Phyllit bzw. Serizit-Quarzit. Die Lokalität befindet sich nördlich der Dolomit-breccie, 200 m östlich „h“ des Wortes „Ache“.

Dem eigentlichen Klammkalk fehlen Breccien, worauf schon BRAUMÜLLER (1939, p. 64–65) hinweist.

Der Klammkalk ist ein prächtiger B-Tektonit mit Lineation parallel zur Faltenachse. Häufig beobachtet man Falten im m-Bereich. Walzen als Rotationstektonite sind sehr verbreitet und bewirken holzscheiterförmige bzw. stengelige Absonderung. Farbloser Kalzit als grobkörnige Neubildung erfüllt (ac)-Klüfte und Fiederklüfte in spitzem Winkel zur (ac)-Fläche. 100 m hohe, WNW-geneigte Klammkalkwalzen sieht man in der Gasteiner Klammwand, wenn man vom Klammberg nach S schaut.

3.3.3.1 Tektonische Gliederung

Die wichtigsten Klammkalkzüge sind von S nach N die folgenden:

(A) Brunntalköpfel – Hirterboden P. 1425 – Südlich Maria Ellend – Rauristalprofil Abb. 1, Signatur 36. Im Verlauf dieses Klammkalkzuges ist ein sigmoides Einschwenken vom NW-Streichen am Brunntalköpfel zum E-W-Streichen im Rauristal ersichtlich.

(B) Der durch eine Schwarzphyllitlage zunächst zweigeteilte Klammkalkzug Neufangwand – Kreuzkögerl und Rauchkögerl – Stoff Voralm und Stoffpalfen. Dieser Zug beschreibt im Gebiet des Stoffpalfen ebenfalls die oben genannte Sigmoide, wobei die Schwarzphyllitlage auskeilt und eine beträchtliche Mächtigkeitsreduktion stattfindet. Als schmaler, E-W-streichender Klammkalkzug setzt er nördlich Hirterboden und nördlich Maria Ellend ins Rauristalprofil, Abb. 1, Signatur 33, fort. Mit der Mächtigkeitsreduktion erfolgt auch eine Zurückbiegung des Klammkalkzuges in der Tiefe nach S (Tafel 2, Profil 4). So wurde er vom Triebwasserstollen des Salzach-Kraftwerkes nicht angefahren (HORNINGER, 1959 a, p. 50).

(C) Der Klammkalkzug zwischen Burgruine und Eisenbahnhaltestelle Klammstein macht eine Kniefalte, die achsial nach WNW bei der Huber Alm mit einem Neigungswinkel von 25° unter die QBP-Serie eintaucht (Tafel 2, Profil 2). Bei der Stoffkohlstatt kommt dieser Klammkalkzug wiederum als Gewölbe unter der QBP-Serie hervor und setzt im Klammkalkzug südlich Maschlsölde fort. Auch er beschreibt die oben genannte Sigmoide und streicht als senkrechter, stark reduzierter Span in E-W- bis ESE-Richtung über die Bergstation des Embacher Skiliftes (wnw. P. 1264) und Widmaiß ins Rauristalprofil, Abb. 1, Signatur 31.

(D) Der 1250 m mächtige Klammkalk der Gasteiner Klamm zwischen Wallner Kopf und Klammköpfel ist jedenfalls ein zusammengestauchtes, durch auskeilende Schieferzonen gegliedertes, tektonisch multipliziertes Falten- und Schuppengebilde. Von der Gasteiner Ache bis zum Meridian von Lend nehmen die den Klammkalk gliedernden Schieferzonen gegen W an Breite zu und keilen nach E aus. Westlich des Meridians von Lend erfolgt eine schwanzförmige Zuspitzung dieses gesamten tektonischen Komplexes und ein lamellenförmiges Auslaufen in die 3 Klammkalkzüge (Da, b, c) im Rauristal. (Da) entspricht dem Klammkalk nördlich Stoffbauer, ferner beim Steger und im Rauristalprofil, Abb. 1, Signatur 21. (D b) entspricht der dünnen Klammkalklamelle nördlich Gedenktafel und Kreuz in der Kitzlochklamm (Abb. 1, Signatur 19). (Dc) entspricht dem Haupt-Klammkalkzug der Gasteinklamm zwischen Klammpaß und Wegmachergraben (1000 m mächtig) – Neckler Riedel – Embacher Freiberg – Kalvarienberg – Steinerdörfel – Haupt-Klammkalkzug der Kitzlochklamm (80 m mächtig; Abb. 1, Signatur 17).

Der Hauptklammzug (Dc) erleidet also vom E-Rand zum W-Rand unserer geologischen Karte eine Mächtigkeitsreduktion von 10 : 0,8. Südlich Lend erfolgt die schwanzförmige Zuspitzung zur dünnen Lamelle im E diskordant zum Internbau des Klammkalkes. Es handelt sich um eine Abquetschung parallel zur Salzach-Längstalstörung. Die Abquetschung erfolgte später als der Internbau des Klammkalkes. Eine deutliche Achsendiskordanz ist am N-Rand des Haupt-Klammkalkzuges vorhanden. Lineation und Faltenachse neigen sich in den Klammkalkwänden südlich Wegmachergraben nach NW und WNW. Der N-Rand dieses Klammkalkes verläuft aber WSW bis E-W.

Zusammenfassend läßt sich somit aussagen, daß die nach W schwanzförmig auslaufende Struktur des durch zahlreiche Falten und Schuppen gekennzeichneten Klammkalkes (D) dadurch zustandekommt, daß er an seinem S-Rand die Sigmoide der Klammkalkzüge (A bis C) mitmacht und an seinem N-Rande parallel zur Salzach-Längstalstörung abgequetscht ist. Die Abquetschung erfolgte später als der interne Faltenbau, was sich aus der Achsendiskordanz am N-Rande ablesen läßt. Dieser N-Rand befindet sich bloß in einem Abstände von 1 km von der Salzach-Längstalstörung entfernt.

(E) Klammkalkzug Oberpoint – Höhenwarth – P. 1046 – Profil der Kitzlochklamm, Abb. 1, Signatur 11.

(F) Klammkalkzug Posaun – Wasserfall der Gasteiner Ache – Profil der Kitzlochklamm, Abb. 1, Signatur 9. Auch die beiden nördlichsten Klammkalkzüge (E und F) zeigen an der Gasteiner Ache wiederum die oben erwähnte Achsendiskordanz mit WNW streichenden Lineationen und Faltenachsen, die jeweils an den N-Rändern dieser Klammkalkzüge in WSW-Richtung parallel zur Salzach-Längstalstörung abgeschnitten werden.

3.3.3.2 Crinoiden-führender Klammkalk

Hinweise in der älteren Literatur auf Korallenreste im Klammkalk und in Kalken der Sandstein-Breccien-Zone (FISCH, 1932, p. 137; HOTTINGER, 1934, p. 18) dürften auf Mißverständnissen beruhen und konnten neuerdings nicht bestätigt werden. Hingegen fand BRAUMÜLLER (1938, p. 56) Skelettreste von Crinoiden im Klammkalk der Höllwand östlich meines Arbeitsgebietes. In dankenswerter Weise machte mich Herr Kollege Dr. E. BRAUMÜLLER in persönlichen Gesprächen darauf aufmerksam und stellte mir Gesteinsdünnschliffe dieses Vorkommens freundlichst zur Verfügung.

In meinem Arbeitsgebiet traf ich dann Crinoiden-führenden Klammkalk bei der Drei-Wallner-Kapelle an. Knapp östlich der geologischen Karte bemerkte ich Crinoiden-führenden Klammkalk beim Lerleitbauer. Geschiebe der Terrassensedimente bestehen örtlich ebenfalls aus Crinoiden-führendem Klammkalk (Kies- und Sandgrube nordöstlich des Bauernhofes Teufenbach).

3.3.3.2.1 Vorkommen bei der Drei-Wallner-Kapelle

Fundort: 150 m nordwestlich Drei-Wallner-Kapelle. Rundbuckel des Klammkalkes nördlich der 5 Dolinen.

Der dunkelgraue feinkörnige metamorphe Kalk besitzt einen annähernd ebenflächigen Lagenbau 3 bis 5 mm dicker dunkelgrauer und 1 mm dicker farbloser Lagen. Die sehr deutliche Lineation wird besonders durch Serizitzüge markiert, entspricht der

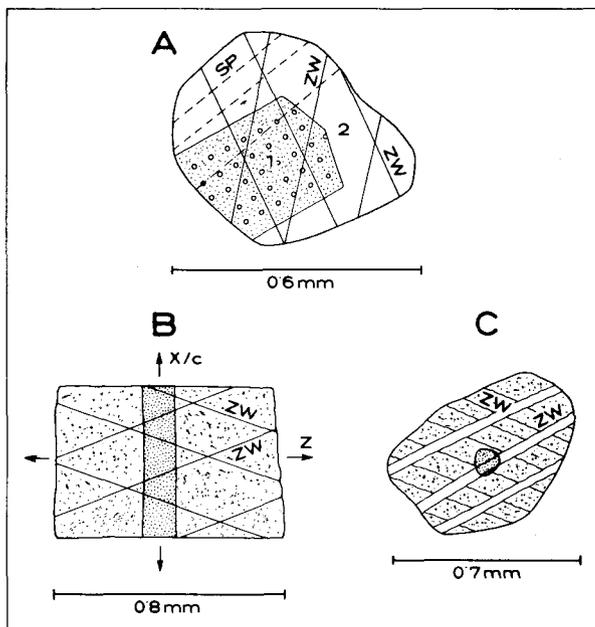


Abb. 4. Crinoiden-Reste im Klammkalk (unter dem Mikroskop).

(A) Kalzit-Einkristall mit (1) pigmentiertem Crinoiden-Rest mit Gitterstruktur und mit (2) pigmentfreiem Anwachsraum. Die Zwillingslamellen (ZW) und Spaltrisse (SP) durchsetzen ungestört Kern und Hülle des Kalzitkristalls. Die Gitter-„Punkte“ des Kernes bestehen aus 0,012 mm großen Kalzitaggregaten, deren Einzelkörner Durchmesser von 0,002 bis 0,004 mm aufweisen. Fundort: Klammkalk, 200 m osö. Lerleitbauer
 (B) Kalzit-Einkristall im Schnitt parallel und (C) senkrecht zum Achsialkanal. Der Crinoiden-Rest ist schwach, der Achsialkanal stark pigmentiert. Ein Anwachsraum fehlt. Die kristallographische c-Achse des Kalzits verläuft parallel zum Achsialkanal. Im schleifenden Schnitt (C) erscheinen die Zwillingslamellen als breite und unregelmäßig begrenzte Bänder. Fundort von (B) und (C): Klammkalk, 150 m nordwestlich Drei-Wallner-Kapelle.

Faltenachse und neigt sich flach nach WNW. Mit freiem Auge erkennt man die dunklen Crinoiden-Glieder mit 5-strahligen Querschnitten und Achsialkanal. Sie sind parallel zur Lination des Gesteines elongiert mit langen Durchmessern bis 3 mm.

Unter dem Mikroskop erweisen sich Kalzit und Quarz als Hauptgemengteile in einem volumetrischen Verhältnis von etwa 12:1. Ferner: Hellglimmer (postkristallin gequält), kohlige Substanz und Körnchen von opakem Erz.

Quarz ist in 2 Generationen vorhanden. Ältere Generation: Bräunlich pigmentiert in Streifen subparallel (0001) und Andeutungen Böhmischer Streifung. Jüngere Generation: Farblos ohne Böhmische Streifung.

Der Kalzit ist in 3 Ausbildungen vorhanden: (1) Grundgewebe des Gesteines. Farblos. Mittlere Korngröße 0,01 bis 0,8 mm. Einschlussfrei. Wenige Zwillingslamellen. (2) Große, bräunlich pigmentierte Einkristalle der Crinoiden-Glieder. Korngröße 0,3 bis 3,0 mm. Einschlüsse kohlig Substanz (Abb. 4, B und C). Zahlreiche Zwillingslamellen. Eine Maschenstruktur ist besonders in Schnittlagen senkrecht zum Achsialkanal deutlich. Der Quer-Durchmesser des Achsialkanals beträgt 0,08 bis 0,12 mm. (3) Kleinstkorn-Pflaster im Achsialkanal. Korngröße 0,001 bis 0,007 mm. Sehr reich an dunklem Pigment.

In Schnittlagen parallel zum Verlauf des Achsialkanals läßt sich beobachten, daß die optische Achse des großen Kalzit-Einkristalls parallel zum Achsialkanal orientiert ist (Abb. 4 B). Dieselbe Relikt-Struktur beobachtete KLEINSCHMIDT (1966, p. 710) im „Phyllitflatschenmarmor“ der südlichen Saualpe.

Mitunter zeigen die Crinoidenreste eine Gitterstruktur (Abb. 4 A) und unabhängig davon eine auffallende Maschenstruktur der Zwillingslamellen (in Schnittlagen annähernd senkrecht zum Verlauf des Achsialkanals). In rotem, nicht metamorphem Crinoiden-führendem Hierlatz- und Adneter Kalk, deren Dünnschliffe mir Professor A. TOLLMANN dankenswerterweise zum Vergleich vorwies, wird eine analoge Gitter- und Maschenstruktur durch braunes Pigment markiert.

3.3.3.2 Vorkommen beim Lerlreitbauer

Fundort: Böschung des Güterweges, 200 m ösö. Lerlreitbauer (Ö. K. 1 : 25.000, Blatt 125/3, St. Johann im Pongau). Es handelt sich um Hangschutt aus dem knapp darüber befindlichen Klammkalk-Wandzug.

Megaskopisch enthält der Klammkalk hier dunkelgrauen Echinodermengrus von 6 mm Durchmesser mit sichtbarem Crinoiden-Achsialkanal.

Die großen, eng verzwilligten, bräunlich pigmentierten Kalzit-Einkristalle heben sich deutlich vom feinkörnigen Grundgewebe des Gesteines ab. Dieses besteht aus farblosem Kalzit und xenomorphem, nicht undulösem oder kaum undulösem Quarz. Ferner: Opazit, Zirkon und Hellglimmer, der auf Phyllitlagen zwischen dem Klammkalk beschränkt ist.

Die großen, bräunlich pigmentierten Kalzite weisen Querschnitte des Crinoiden-Achsialkanales auf. Außerdem ist im Zentrum solcher Kalzit-Einkristalle eine reliktsche Gitterstruktur der Crinoiden erhalten, die von einer farblosen einschlußfreien Randzone (Anwachszone neugebildeten Kalzites) umgeben wird. Die Zwillingslamellen des Kalzit-Einkristalls verlaufen ungestört durch reliktschen Kern und neugebildete Randzone. Siehe Abb. 4 A. Ein analoges Relikt beschrieb schon BRAUMÜLLER (1939, p. 78 und Tafel IV, Fig. 1).

3.3.3.3 Grobkörniger Kalzit in Klüften und Karsthohlräumen

Diese Vorkommen im Klammkalk sind altbekannt, werden gerne von Mineralsammlern aufgesucht und konnten auch im Triebwasserstollen des Salzach-Kraftwerkes aufgefunden werden. Offene (ac)-Klüfte des Klammkalkes wurden von heißen Wässern ausgefüllt, aus denen sich grobspätiger Kalzit absetzte (BECKE, 1902, p. 460; W. HEISSEL, 1955, p. 36; HORNINGER, 1958, p. 282; 1959 c). Folgende obertägige Vorkommen im Gebiet unserer geologischen Karte:

Kristallgraben, Seehöhe 1215 m, unmittelbar neben dem Fußweg, 2 m tiefe Pinggen der Mineralsammler. Einkristalle von Kalzit erreichen bis 20 cm Durchmesser.

Am Karrenweg des Ageter Bodens, 100 m südwestlich P. 1429. Mehrere kurze Pinggen der Mineralsammler.

3.3.4 Kalkphyllit

Übergänge einerseits zum Klammkalk, andererseits zum kalkarmen bis kalkfreien Schwarzphyllit.

3.3.5 Schwarzphyllit

Ausbildung wie in der Oberen Schwarzphyllitzone der Tauernschieferhülle.

Dem achsialen W-Gefälle entsprechend heben die beiden Schwarzphyllitlagen vom Wallnerkopf und Ageter Boden nach E über dem Klammkalk aus.

Der Schwarzphyllit des Wallnerkopfes läuft in Kluftmylonit im Klammkalk in der Rinne westlich „S“ des Wortes „Santen“ bei Eisenbahnhaltestelle Klammstein aus.

Der Schwarzphyllit des Ageter Bodens erscheint zum letzten Mal auf 10 m Mächtigkeit reduziert in 1030 m Seehöhe, westlich „t“ des Wortes „Santen“. Er ist dort stark gefaltet, von Quarzknuern durchzogen und mit konkordanten Kalkschieferlagen durchsetzt. Der S-Grenze dieses Schwarzphyllits gegen den Klammkalk folgt dort eine im Streichen 10 m lange und 1 m breite offene Kluft.

Zwischen den auskeilenden Schwarzschieferbändern erweist sich der Klammkalk als stark zerrieben und durch farblosen Kalzit weitgehend rekristallisiert, was auch untertags von FISCH (1932, p. 137) festgestellt wurde.

3.3.6 Grünphyllit

Es handelt sich um Chlorit-Serizit-Phyllite. Vorwiegend dürfte es sich um Meta-Tuffite des Diabas-Vulkanismus handeln. Übergänge zu Grünschiefern sind östlich außerhalb der geologischen Karte längs des Güterweges vom Rainer zur Unteren Rainer Alm in kontinuierlichen Aufschlüssen vorhanden.

Daneben mögen sich in geringerem Umfang auch altpaläozoischer unterostalpiner Quarzphyllit in Fortsetzung der Radstädter Tauern sowie QBP-Serie und bunter Keuper am Grünphyllit der Klammkalkzone des Arbeitsgebietes beteiligen (z. B. Abb. 2, Signaturen 17 und 22),

3.3.7 Serpentin und Diabas

Wie schon oben mehrfach erwähnt, wird „Trias“-Zug 5 von einem mit Unterbrechungen 5,5 km langen und bis einige Meterzehner mächtigen Serpentinzug begleitet, dem östlich unserer geologischen Karte auch metamorpher Diabas beigelegt ist.

Die Aufschlüsse des Serpentin im Bachbett des Teufenbaches (Abb. 3), am Güterweg Kerschbaum-Neckler und an der alten Straße in Lend haben wir bereits oben beschrieben.

Östlich unserer geologischen Karte seien die Aufschlüsse in Richtung von E nach W kurz besprochen. Im Profil des Kenlachgrabens gibt es einen südlichen und einen nördlichen Serpentinzug.

3.3.7.1 Der südliche Serpentinzug

steht mehrere Meterzehner mächtig im Kenlachgraben unterhalb des Viaduktes der Tauern-Eisenbahn zusammen mit Asbest an. Seine Petrographie hat MOSTLER (1964, p. 192–193) mitgeteilt.

Westlich des Kenlachgrabens bildet der stark verschieferte Serpentin mit Asbest in Seehöhe 720 m einen 4 m hohen Härtlingsrücken. Seine Fortsetzung bildet die Kuppe P. 707 (nnw. Haltestelle Loifarn der Tauerneisenbahn), an der mehrere verlassene Steinbrüche angelegt sind, die wohl aus der Zeit des Eisenbahnbaues stammen dürften. Das westlichste Vorkommen dieses Serpentinzuges ist bloß 2 m mächtig und subanstehend. Es befindet sich im Graben, 70 m nördlich P. 664, und zwar am linken Ufer des Baches, 20 m über der Trasse der Salzachtal-Eisenbahn.

Der Serpentin wird von Diabasschiefer begleitet, welcher stellenweise noch deutliche Diabas-Relikte enthält und auch megaskopisch den stark verschieferten Typen der Diabase der Sandstein-Breccien-Zone am Anthaupten gleicht.

MOSTLER (1964, p. 191–192) beschreibt aus dem Kenlachgraben in Seehöhe 680 m eine Diabas-Linse mit Pseudomorphosen von Chrysotil nach Olivin und mit relikthischen Körnern von monoklinem Pyroxen und brauner Hornblende. Ich beobachtete im Kenlachgraben nördlich des Serpentinits einen stark umkristallisierten massigen hellgrünen Metadiabas, der als Albit-Magnetit-Karbonat-Chloritfels anzusprechen ist.

Zwei Generationen von Plagioklas sind vorhanden. Plag III alt besteht aus mit Klinozoisit gefüllten Leisten von 5×1 mm Durchmesser, die ein ophitisches Sperrgefüge bilden. An einem solchen Korn wurde am U-Tisch 70% An bestimmt. Plag I, II, III neu ist ungefüllt, bedeutend kleiner und bildet die Matrix. Er zeigt aber ebenfalls postkristalline Deformationen. Zwei am U-Tisch vermessene Körner ergaben 0 und 30% An. Der dunkelgrüne Chlorit bildet Überzüge auf den Schieferungsflächen. Sekundärer Kalzit baut schneeweiße Adern und Flecke auf. Als Accessorien finden sich Ilmenit, Titanit, Quarz, Klinozoisit und winziger farbloser Amphibol (als Einschluß in Plagioklas).

Westlich des Kenlachgrabens begleiten in Seehöhe 690 m ähnliche Diabasschiefer den Serpentin-Härtlingsrücken. Auf Grund des mikroskopisch beobachteten Mineralbestandes sind sie als Albit-Magnetit-Chlorit-Schiefer und als Albit-Chlorit-Fels zu bezeichnen.

Sehr typisch und dem Anthaupten-Metadiabas ähnlich ist der in den Steinbrüchen der Kuppe P. 707 anstehende kataklastische Diabasschiefer mit Diabas-Reliktstrukturen ausgebildet. Das Gestein ist sehr zähe und teilweise recht massig. Die ursprünglichen Pyroxene sind zu dunkelgrünen Chloritflecken umgewandelt und die alten Diabas-Plagioklase sind zu einem kataklastischen Feingemenge zerstoßen und vergrünert. Die niedrig-thermale konstruktive Metamorphose führte zur Neubildung von Chlorit, Albit, Quarz, Kalzit und Strahlstein.

Die im Gestein in annähernd gleichen Abständen verteilten Chloritflecke haben rechteckige bis linsenförmige Gestalt mit Durchmessern um 6×3 mm. Das hellgrüne kataklastische Grundgewebe des Gesteines enthält deutlich 2 Plagioklas-Generationen. Der alte Plagioklas besteht aus bis 10 mm langen Leisten, die kataklastisch fein granuliert sind, dichte Hellglimmerfülle aufweisen, Reste dichter polysynthetischer Verzwilligung nach dem Typus Plag III besitzen, aber deren Anorthitgehalt wegen der Kataklastose optisch nicht bestimmbar ist. Der neu gebildete Albit ist unversehrt, also postkinematisch kristallisiert. Er zeigt klares, ungefülltes Korn, gehört dem Typ Plag II und I an und wird bis 0,7 mm groß. Die Körner wurden am U-Tisch vermessen und ergaben 1, 3 und 50% An. Der übrige Mineralbestand setzt sich aus Magnetit, Titanit, neugebildetem Quarz und aus farblosem Amphibol zusammen, der winzige strahlige Aggregate im Plagioklas bildet.

Andere Gesteinstypen aus denselben Steinbrüchen stellen mittel- bis feinkörnige Plagioklas-Magnetit-Chlorit-Schiefer dar. In ihnen finden sich kleine Mengen von Epidot. Chlorit bildet Überzüge auf den Schieferungsflächen. Die Ausbildung der beiden Plagioklas-Generationen entspricht der im vorgenannten Gestein. Ferner: Titanit, Zirkon, Hämatit, Limonit und sekundärer Quarz. Ursprünglich dürfte es sich ebenfalls um einen Diabas gehandelt haben.

Westlich P. 707 streicht der Diabasschiefer einige 100 m als Härtlingsrücken weiter und ist hier als Plagioklas-Magnetit-Chlorit-Schiefer mit Albit neu (ungefüllt) und mit schneeweißen Quarz-Kalzit-Adern ausgebildet.

3.3.7.2 Der nördliche Serpentinzug

verläuft nördlich der „Trias“-Schichtglieder, nur durch eine, wenige Meterzehner mächtige Lage aus Chlorit-Serizit-Phyllit von der Salzach-Längstalstörung getrennt.

100 m östlich der Mündung des Kenlachbaches in die Salzach steht 2 m mächtiger Ophikalzit als Gemenge von Serpentin, Chlorit und Kalzit an. Am linken Ufer des Kenlach-Baches, nahe dessen Mündung, erweist sich der 8 m mächtige Serpentin als stark zertrümmert. In Richtung nach WSW streicht der Serpentin am Steilhang 250 m lang weiter und baut 4 m hohe Felswände auf. Diese Aufschlüsse befinden sich längs des auf der Ö.K. 1:25.000, Blatt 125/3 eingetragenen Fußweges, welchem jetzt die Trasse der neuen Gasteiner Bundesstraße folgt.

4. Salzach-Längstalstörung

An dieser bedeutenden geologischen Störung grenzen die WNW, E-W und WSW streichenden Gesteinszüge der Klammkalkzone (Hohe Tauern) diskordant an die WNW streichenden Gesteine der Grauwackenzone.

Im Gebiet unserer geologischen Karte folgt die ENE streichende Salzach-Längstalstörung zunächst vom östlichen Kartenrand bis zur Ortschaft Lend der Salzach. Westlich der Mündung der Gasteiner Ache steigt der Ausstrich der Störung zur Terrasse von Embach an. Dabei quert die Störung die tiefen Schluchten des Teufen- und des Reitbaches. Geomorphologisch sehr markant ist das Durchstreichen der Störung durch die Ortschaft Embach, die durch eine schnurgerade grabenförmige Kerbe (Störung) in einen nördlichen Teil (Embach Berg) auf der Grauwackenzone und einen südlichen Teil (alter Ortskern von Embach mit Kirche) auf dem Körper der Hohen Tauern, gegliedert wird. Nördlich vom Salatbauer überschreitet die Grabenfurche morphologisch eindrucksvoll die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet von Lend im E und Taxenbach im W. Mit schleifendem Schnitt folgt die Störung nach W dem Steilhang südlich Embachrain, quert die Rauriser Ache beim Kraftwerk Kitzloch und zieht längs der Terrasse südlich der Salzach im Gebiet südlich Taxenbach nach W weiter.

Wenige Aussagen bringen obertägige Begehungen der Störungszone. Östlich der Mündung der Gasteiner Ache verhindern Talzuschub, Alluvionen und Gehängeschutt den Einblick. Die Terrasse von Embach wird von Terrassensedimenten und Moräne eingehüllt. Mylonitischer Phyllit im Bereich der Störungszone steht in Lend und in den Schluchten des Teufen- und Reitbaches an (W. HEISSEL, 1955, p. 37). Arg mylonitisiert gibt sich der Schwarzphyllit der Grauwackenzone knapp nördlich der Störung im Rauristal zu erkennen (Abb. 1, Signatur 2). Schwarzen Mylonit als Lesesteine findet man zwischen Krafthaus Kitzloch und Edtgut.

Künstliche Aufschlüsse haben jedoch sehr genaue Kenntnis des mächtigen Mylonits der Salzach-Längstalstörung erbracht. Diesbezügliche Zusammenfassungen wurden bereits von W. HEISSEL (1951, 1955, 1964), HORNINGER (1956–1959; 1963), MOSTLER (1964) und A. TOLLMANN (1977) gegeben.

Für unser Gebiet wichtig erscheinen vor allem die folgenden 4 künstlichen Aufschlüsse:

(1) Das Krafthaus Kitzloch steht auf Mylonit der Salzach-Längstalstörung. OHNE-SORGE (teste HOTTINGER, 1934, p. 19) beobachtete hier in Baugruben eine steil N-fallende Lettenzone von ca. 6 m Dicke an der Grenze zum Phyllit der Grauwackenzone. W. HEISSEL (1953, p. 56) berichtet, daß die Mylonite beim Bau des neuen Krafthauses aufgeschlossen waren. Dementsprechend haben wir sie in Abb. 1 mit der Signatur 3 eingetragen.

(2) Die bedeutende Mächtigkeit des Mylonits konnte HORNINGER im Einlauf des Triebwasserstollens des Salzach-Kraftwerkes westlich unserer Karte beobachten. Hier hat der Mylonit nach HORNINGER's geologischem Profil längs des Triebwasserstollens ca. 150 m Breite, was bei Berücksichtigung des Streichens ca. 115 m Mächtigkeit der annähernd senkrecht stehenden Mylonitzone ergibt. Diese Untertagsaufschlüsse befinden sich etwa 500 bis 750 m ösö. Salzachbrücke P. 736 bei Högmoos.

(3) Im Fensterstollen Wolfbach des Salzach-Kraftwerkes steht der Mylonit von Stollenmeter 226 bis 315 an, was bei Berücksichtigung der Streichrichtung ca. 80 m Mächtigkeit der wiederum annähernd senkrecht stehenden Mylonitzone ergibt. Im Mylonit enthaltene reliktsche Schieferstrukturen stehen nahezu saiger und streichen E-W. Diese Untertagsaufschlüsse befinden sich etwa 500 m südöstlich der Salzachbrücke P. 727 bei Hasenbach. Die Originalbeobachtungen wurden von HORNINGER (1956, p. 114; 1957, p. 99–100; 1959 a; 1963) mitgeteilt.

(4) Östlich unserer Karte war der Mylonit der Salzach-Längstalstörung in der Baugrube des Ausgleichbeckens Stöcker-Brandstatt und im südlich anschließenden Stollenzentrum des Salzach-Kraftwerkes in bedeutender Mächtigkeit und mit Verzweigung der Mylonitzonen zwischen den Gesteinen des „Trias“-Zuges 5 aufgeschlossen (HORNINGER, 1957, p. 101; W. HEISSEL, 1964, p. A 25; MOSTLER, 1964, p. 188).

5. Grauwackenzone

Wie schon einleitend in der geologischen Übersicht dargelegt, zerfällt das auf unserer geologischen Karte dargestellte Gebiet der Grauwackenzone in einen größeren SW-Teil mit Gesteinen, welche den entsprechenden der Hohen Tauern weitgehend gleichen, und in einen kleineren NE-Teil mit weniger metamorphem, dafür fossilführendem und lithologisch typischem Altpaläozoikum der Grauwackenzone.

Die petrographische Übereinstimmung der Gesteine vom Typus des genannten SW-Teiles unseres Aufnahmegebietes mit der Hauptmasse der Fuscher Phyllite in der Nordrahmenzone der Hohen Tauern hat H. P. CORNELIUS dazu bewogen, beide als paläozoisch aufzufassen. Mit dieser vor dem II. Weltkrieg gängigen Theorie war das Problem scheinbar gelöst. Nach dem II. Weltkrieg betonten wir aber die Ähnlichkeit gewisser Tauern-Schwarzphyllitzonen mit den gotthardmassivischen Bündnerschiefern, die wir auf Exkursionen näher kennengelernt hatten (EXNER, 1952, p. 88) und reihten dann die Schwarzphyllite (Fuscher Phyllite) der Tauern-Nordrahmenzone vermutungsweise zu Jura-Unterkreide (EXNER, 1957, p. 153), was auch schon von einigen älteren Autoren vermutet wurde (siehe Literaturübersicht bei A. TOLLMANN, 1962, p. 142). Heute gibt es Tendenzen zu noch jüngerer Einstufung (Kreide bis Alttertiär).

Meine im folgenden dargelegten feldgeologischen und am petrographischen Arbeitsmikroskop ausgeführten Untersuchungen bestätigen die weitgehende lithologische Übereinstimmung des Schwarzphyllits, Kalkphyllits, Stengelkalkes, Metadiabases, Diabasschiefers und Grünphyllites des SW-Teiles des bearbeiteten Grauwackenabschnittes mit den betreffenden Gesteinen der Tauern-Nordrahmenzone. Älteren Autoren war diese Tatsache wohlbekannt: STARK und TRAUTH. In neuerer Zeit wurde das Paradoxon der lithologischen Ähnlichkeit altpaläozoischer Gesteine der Grauwackenzone mit den angrenzenden Bündnerschiefern eher totgeschwiegen.

5.1 Schwarzphyllit

Feinblättriger kalkarmer bis kalkfreier schwarzer Schiefer mit seidig glänzenden Schieferflächen. Meist deutliche Lineation auf der Hauptschieferung mit Elongation farbloser Serizithäutchen. Die Faltenachse der Kleinfalten verläuft parallel zur Lineation. Mitunter trifft man feinsandige Lagen (z. B. an der Salzachtal-Bundesstraße bei „ch“ des Wortes „Vorderhaslach“, an der Buchberg-W-Flanke und nördlich Lend). Quarzite und hellgraue bis bräunliche Quarzphyllite sind selten (z. B. im Trattental am Karrenweg 400 m nnw. Neuhaus und am Güterweg beim Lehenbauer). Würfelförmige Pseudomorphosen von Limonit nach Pyrit erreichen häufig bis 10 mm Durchmesser und zeigen euxinische Sedimentationsverhältnisse des Edukts an (z. B. nordöstlich Ziegelhütte; Eschenauer Kogel; Dientental bei Brücke P. 799). An postkristallinen Störungen gequetschter Schwarzphyllit (Mylonit) färbt mitunter kohlig ab.

Die Mächtigkeit des Schwarzphyllits der Grauwackenzone im vorliegenden Arbeitsgebiet beträgt einige km und kann auch nach Abzug tektonischer Wiederholungen als primär sehr beträchtlich bezeichnet werden. Zu betonen ist die Monotonie der Ausbildung.

Die hauptsächlichen Aufschlüsse finden sich an den Steilhängen des Salzachtals zwischen Taxenbach und östlich Lend, in der Mündungsschlucht des Trattenbaches, bei der Ziegelhütte, bei Eschenau (gegenwärtig prächtige frische Aufschlüsse an der Straße von der Eisenbahnhaltestelle zur Ortschaft Eschenau), am Eschenauer Kogel, im Dientental talabwärts der Steigwand und am Buchberg.

Der Schwarzphyllit hat epimetamorphen Charakter mit Serizitbelag, Quarzmobilisaten (Knauern) und intensiver Differentialbewegung der Gemengteile. Er geht im Arbeitsgebiet in Richtung nach N und NE in einen milden schwarzen Tonschiefer, der als schwachmetamorph zu bezeichnen ist, über. Die Grenze zwischen beiden ist unscharf. Wir haben beide mit verschiedenen Farben gekennzeichnet. Den natürlichen Verhältnissen wäre eine kontinuierlich vom einen zum anderen Typ übergehende Schattierung derselben Farbsignatur mit fließenden Grenzen gerecht geworden, die sich jedoch drucktechnisch nicht ausführen ließ. So mußten wir uns als N-Grenze des Schwarzphyllits gegen den schwarzen Tonschiefer etwa für die Linie: Eschenauer Kogel – Steigwand – Palfen Wald – Eyrberg entscheiden. Es ist aber zu betonen, daß schwarze Tonschiefer lokal auch südlich und typische Schwarzphyllite lokal auch nördlich dieser eher künstlichen Linie auftreten.

Eine im Prinzip analoge, im kartographischen Detail jedoch abweichende Gliederung haben F. K. BAUER et al. (1969, Text und geologisch-tektonische Karte des Unterpinzgaues) gegeben. Auch sie unterscheiden im südlichen, den Hohen Tauern benachbarten Raum einen Grauwackenschiefer mit stärkerem Metamorphosegrad, den sie als „Grauwackenschiefer mit quarzphyllitischem Habitus“ bezeichnen. Er nimmt das Salzachtal bei Taxenbach und der Trattenbach-Mündungsschlucht ein und deckt sich hier mit unserem Schwarzphyllit.

Der Dientner Schiefer dieser Autoren dürfte seinem Begriffsinhalt entsprechend, weitgehend unserem schwarzen Tonschiefer gleichkommen. Kartographisch tut er dies nur im Bereich: Hocheck, nördlich Eschenauer Kogel und südlich Feroli Säge.

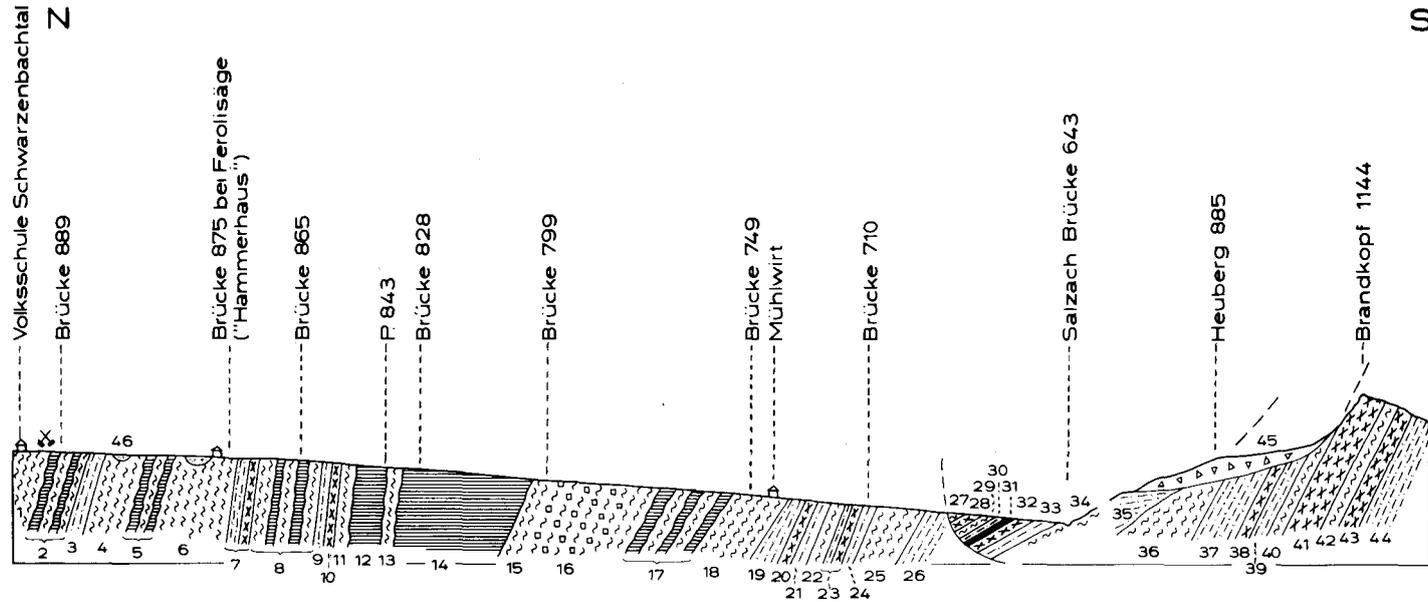


Abb. 5. Profil längs des Dient Baches und durch den Brandkopf.

Dientental: 1 = schwarzer Tonschiefer (mit altem Stollen, Pyrit). 2 = Kalkphyllit und schwarzer Tonschiefer. 3 = Grünphyllit. 4 = schwarzer Tonschiefer. 5 = Kalkphyllit und schwarzer Tonschiefer. 6 = schwarzer Tonschiefer. 7 = Grünphyllit und Diabasschiefer. 8 = Kalkphyllit und schwarzer Tonschiefer. 9 = Grünphyllit. 10 = Diabasschiefer. 11 = schwarzer Tonschiefer. 12 = metamorpher Kalk. 13 = schwarzer Tonschiefer. 14 = metamorpher Kalk. 15 = Schwarzphyllit. 16 = Schwarzphyllit mit limonitisiertem Pyrit. 17 = Kalkphyllit und Schwarzphyllit. 18 = Schwarzphyllit. 19 = Grünphyllit. 20 = Chloritschiefer mit Biotit. 21 = Grünphyllit. 22 = Schwarzphyllit. 23 = Grünphyllit und Diabasschiefer. 24 = Grünphyllit. 25 = Schwarzphyllit. 26 = Grünphyllit.

Gekippte Schollen (Talzuschub) im Salzachtal: 27 = Grünphyllit, 28 = Diabasschiefer mit Chlorit-Biotit-Flecken. 29 = Schwarzphyllit. 30 = Grünphyllit. 31 = Strahlsteinschiefer. 32 = Diabasschiefer mit Chlorit-Biotit-Flecken. 33 = Grünphyllit. 34 = Schwarzphyllit. 35 = Grünphyllit.

Brandkopf: 36 = Schwarzphyllit. 37 = Grünphyllit. 38 = Diabasschiefer. 39 = Grünphyllit. 40 = Schwarzphyllit. 41 = Diabasschiefer. 42 = Schwarzphyllit. 43 = Diabasschiefer. 44 = Grünphyllit.

Quartär: 45 = Bergsturz-Blockwerk. 46 = Alluvium.

Die dritte Ausscheidung der genannten Autoren, nämlich „Grauwackenschiefer“, erweist sich auf meiner geologischen Kartendarstellung auf die beiden erstgenannten aufgeteilt.

Nach F. K. BAUER et al. (1969, p. 21–22) dürfte der Schwarzphyllit des Grauwackenabschnittes unserer Karte mitsamt dem Diabas-Vulkanismus ins Ordovizium zu stellen sein. Der schwarze Tonschiefer dürfte eventuell ins Silur gehören, wenn man ihn zum „Höheren Grauwackenschiefer“ und „Dientner Schiefer“ mit Kieselschieferlagen dieser Autoren dazurechnet. Eine gewisse Schwierigkeit der Zuordnung besteht darin, daß Diabas, allerdings in reduziertem Ausmaße, auch noch zwischen den schwarzen Tonschiefern vorkommt. In unserem Teilgebiet der Grauwackenzone fehlt leider das als stratigraphischer Leithorizont verwendbare Porphyroid des oberen Ordovizium.

5.2 Schwarzer Tonschiefer

Milder, nicht so dünnstiefrieger, eher konsistenter schwarzer Tonschiefer mit meist ebenflächigem s. Weniger glänzend (geringerer Serizitgehalt), weniger gefältelt und weniger Quarzknuern enthaltend als der Schwarzphyllit. Ansonsten diesem sehr ähnlich und kontinuierlich in diesen übergehend. Limonitisierte Pyritwürfel mit Durchmesser bis 10 mm sind wiederum häufig (z. B. bei der Bergnerhütte, beim Schwefelhäusel mit ehemaliger Alaungewinnung, nördlich Meislstein, im Schindlegg Wald und bei Weng).

Stellenweise kommen sandige Lagen im schwarzen Tonschiefer vor (z. B. am Hoheck-E-Kamm bei P. 1444, am Güterweg 100 m nördlich Bergnerhütte, am Güterweg im Schindleggwald 250 m ssö. P. 1343 und südlich Weng).

Mikroskopisch untersucht wurde eine dm-dicke Sandsteinlage im schwarzen Tonschiefer am Güterweg 250 m südlich des Hohecks, knapp südlich des Agglomerats im Grünphyllit. Die Komponenten bestehen aus 0,5 mm großen, eckigen oder gerundeten klastischen Quarzkörnern. Sie zeigen mitunter außenkonkave Korrosion. Die Matrix setzt sich aus feinkörnigem Quarz, Hellglimmer, kohligter Substanz, Turmalin, Hämatit und Limonit zusammen.

5.3 Agglomerat in schwarzem Tonschiefer

Es dürfte sich um SiO₂-reiche Vulkanit-Auswürflinge, die in schwarzem Tonschiefer eingebettet sind, handeln. Megaskopisch erkennt man 6 cm lange und 1 cm dicke Linsen eines farblosen kompakten Gesteines und farbloser Schieferbrocken sowie hellgraue Komponenten von 1 bis 8 mm Durchmesser in der Matrix aus dunkelgrauem bis schwarzem Tonschiefer, teilweise mit limonitisierten Pyritwürfeln.

Gute Aufschlüsse bieten die aus der Almwiese herausragenden Schrofen bei der Vorstand Alm. Lesesteine sind am Karrenweg 800 m nordwestlich Hoheck vorhanden und dürften dort bereits von TRAUTH (1925, p. 125) als „Grauwackenschiefer, Bründlingkopf-Hoheck“ beobachtet worden sein.

Eine Feinbreccie vom zuletzt genannten Fundort läßt unter dem Mikroskop als klastische Komponenten vulkanogenen Quarz (mit Korrosionsschläuchen), Schachbrettalbit, Plagioklas (Typus III mit Klinozoisitfülle) und Muskovitblättchen erkennen. Ferner sind Brocken eines farblosen Gesteines, das sich aus Plag III, Quarz und Hellglimmer zusammensetzt, und eines Quarzits vorhanden. Die Matrix besteht aus Hellglimmer, Chlorit, Stilpnomelan, Plag III, Quarz, kohligter Substanz und Hämatit.

5.4 Einlagerungen im schwarzen Tonschiefer

Auf das Gebiet des schwarzen Tonschiefers, somit auf das Areal nördlich und nordöstlich der Linie Eschenauer Kogel – Steigwand – Palfen Wald – Eyrberg beschränkt, erweisen sich die Vorkommen von schwarzem Kieselschiefer, Eisendolomit, Graphitschiefer und Magnesit.

5.4.1 Schwarzer Kieselschiefer (Lydite)

Er bildet konkordante, bis 4 m mächtige Linsen im schwarzen Tonschiefer. Das Gestein hat im Quer- und im Längsbruch teils schwarze, teils dunkelgraue Farbe. Es wird von farblosen Quarzmobilisaten teils in Adern, teils diffus, durchsetzt. Das Gestein ist stärker metamorph als die bekannten mächtigen Kieselschiefer-Vorkommen aus den nördlichen Regionen der Grauwackenzone, welche ich zum Vergleich bei Hintermoos (Egger Alm) und bei Fieberbrunn (Lachtal Grundalm) besuchte. Petrographisch nähert sich unser Kieselschiefer bereits dem Typus des Graphitquarzites.

Der 4 m mächtige Kieselschiefer im Gebiet Schindlegg-Wenger Wald ist am Karrenweg in Seehöhe 1470 m, 200 m nordwestlich P. 1535 aufgeschlossen und besteht mikroskopisch aus einem intensiv verzahnten Quarzmosaik mit typischer Kaltreckung und Korngrößen zwischen 0,02 und 2,2 mm. Ferner: Graphitische Substanz, Chlorit, Hellglimmer und Limonit.

Ein 3 m mächtiger Kieselschiefer-Zug befindet sich in Seehöhe 1365 m, 150 m nördlich Hochmoderegg P. 1266.

Ein ebenfalls 3 m mächtiger Kieselschiefer steht am Touristenweg von Weng zum Gamskögerl in Seehöhe 1320 m, 525 m südöstlich Wetterkreuz an.

1 m mächtig ist der Kieselschiefer am Güterweg nordöstlich Wenger Wasserfall und zwar 55 m südwestlich der Weggabel.

Dünne Graphitquarzitlagen treten mitunter im Schwarzphyllit (z. B. am Güterweg nördlich Gschwandtner Säge) und auch im dunklen Tonschiefer (z. B. 250 m südlich Hocheck und im Gebiet südlich Weng) auf. Sie sind nur cm-dick. Darum haben wir sie nicht auf der geologischen Karte ausgeschieden.

5.4.2 Eisendolomit

Konkordante Linsenzüge von 1,5 km Länge und maximal 25 m Mächtigkeit im schwarzen Tonschiefer. Es ist ein grauer mittelkörniger Dolomit mit dunkelbrauner, mehrere mm dicker Verwitterungsrinde. Quarzmobilisate durchdringen ihn als Adern und Knauern.

Der südlichste Zug befindet sich bei Meislstein (Abb. 6). Er ist hier zweigeteilt und mit einer Graphitschieferlage assoziiert (siehe unten!).

Mikroskopisch zeigt der Eisendolomit von P. 1376 (Abb. 6, Signatur 5) als Hauptgemengteile rhomboedrisches Karbonat (0,04 bis 2,2 mm) und Quarz (0,02 bis 0,4 mm Korndurchmesser). Die Quarzkörnchen sind parallel zur Schieferung gelängt. Das Karbonat verhält sich stellenweise idiomorph gegen Quarz. Ferner: Hellglimmer, Opazit und Limonit.

Am längsten ist der Eisendolomitzug nördlich Hendlwald mit Aufschluß (4 m mächtig) am Güterweg nördlich P. 1454. Am Karrenweg südöstlich P. 1542 ist er noch 3 m und in Seehöhe 1070 m, nordöstlich Vorder Ploin nur noch 1 m mächtig.

Der nördlichste Eisendolomitzug bildet eine 5 m mächtige Lage bei der Quelle „Q“ wsw. Schindlegwald Jagdhütte. Er setzt am glazial geschliffenen Rundbuckel fort, auf dem die Jagdhütte P. 1439 im Wenger Wald steht. Hier ist der Eisendolomit 10 m mächtig und wird von grobkörnigen Breunneritgängen durchzogen.

5.4.3 Graphitschiefer

Kalkfreier schwarzer, graphitisch abfärbender Tonschiefer mit 10 mm dicken Limonitlinsen. Der Schiefer ist spitzgefaltet und wird von 0,5 bis 2 mm dicken Quarzäderchen durchzogen. Nur ein Vorkommen des Graphitschiefers wurde im Untersuchungsgebiet aufgefunden. Es ist 2 m mächtig und mit dem Eisendolomit nordwestlich Meislstein assoziiert (Abb. 6, Signatur 3).

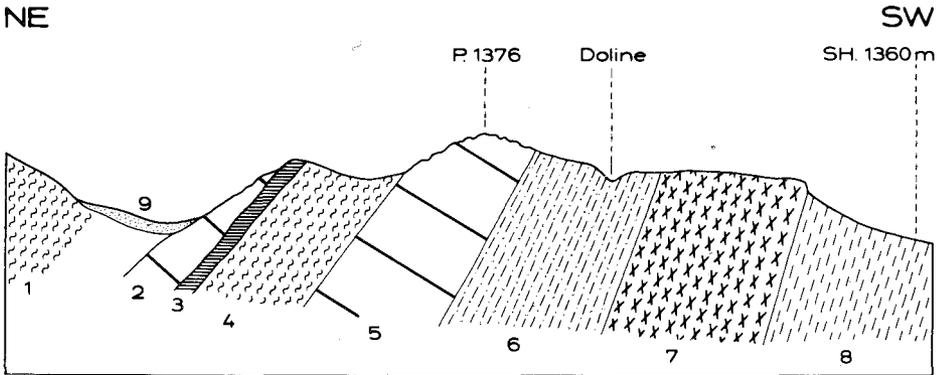


Abb. 6. Eisendolomit und Graphitschiefer bei Meislstein. Profil durch die Kuppe P. 1376: 1 = schwarzer Tonschiefer. 2 = Fuchsit-führender geschieferter, etwas kalkhaltiger Eisendolomit (10 m mächtig). 3 = Graphitschiefer (2 m). 4 = schwarzer Tonschiefer (20 m). 5 = Eisendolomit (25 m). 6 = Chlorit-führender Kalkphyllit (25 m). 7 = Diabasschiefer mit Kalzitknauern (30 m). 8 = dunkelgrauer metamorpher Kalk. 9 = Moräne.

Die Feinkörnigkeit des Gesteines wird durch die Resistenz der graphitischen Substanz gegen die Sammelkristallisation im Zuge der Gesteinsmetamorphose bedingt.

In einem viel weiter nördlich gelegenen und weniger metamorphen Abschnitt der Grauwackenzone wurde anscheinend in ähnlicher Gesteinsassoziation die pyritisierte silurische Makrofauna am Nagelschmiedpalfen bei Dienten zur Mitte des vergangenen Jahrhunderts aufgefunden (TRAUTH, 1925, p. 135-136, 141).

5.4.4 Magnesit

Durchwegs handelt es sich um grobkörnigen Spatmagnesit (Pinolitmagnesit). Die Korngröße erreicht 7 cm. Der häufig dunkle Kern der Magnesitkristalle ist reich an Einschlüssen kohligler Substanz, während der farblose Randsaum der Kristalle einschlußfrei bleibt. Dieses Phänomen ist z. B. auch aus dem Magnesit-Tagbau im Sunk bei Trieben wohlbekannt. An einigen Stellen unseres Gebietes, z. B. am Güterweg nördlich Hendlwald, sitzen 3 bis 10 mm große idiomorphe Magnesit-Porphyroblasten in einer Matrix aus graphitischem Tonschiefer und zeigen analoge einschlußreiche Kerne und einschlußfreie Randsäume.

Unter dem Mikroskop (Probe vom Vorkommen wnw. Hocheck) zeigt der Magnesit die bekannte Erscheinung, daß er frei von Gleitwillingslamellen ist.

Der Magnesit bildet im schwarzen Tonschiefer konkordante Züge, die bis 750 m lang und maximal 20 m mächtig sind. Bei Weng befinden sich 4 parallele Magnesitzüge im Bereiche unserer Karte. Dort wurde der Magnesit in 5 noch erkennbaren und auf unserer geologischen Karte eingetragenen Steinbrüchen abgebaut. Nach RUMPF (1874, p. 281) wurde er als Werkstein während des Baues der Salzachtal-Eisenbahn gebrochen. Die übrigen Magnesitvorkommen unseres Gebietes bilden linsenförmige Härtlingszüge, die unverritzt sind. Mitunter werden sie von Eisendolomitzügen begleitet.

Von W nach E fortschreitend, handelt es sich um folgende Aufschlüsse:

(a) Hocheck-WNW-Flanke. 3 m mächtiger Magnesit, von Quarzadern durchzogen. Der Karrenweg quert den Magnesitzug in Seehöhe 1640 m.

(b) Blöcke bis 2 m Durchmesser in Seehöhe 1700 m, 200 m nnö. des Hocheck-Gipfels.

(c) 4 m mächtiger Magnesitzug, von Quarzadern durchzogen. Seehöhe 1300 m. 75 m nördlich Hochmoderegg.

(d) Magnesitblock mit 2 m Durchmesser, 100 m östlich P. 1258 am Kamm des Schindlegg Waldes. Dieses Vorkommen befindet sich in streichender Fortsetzung des nächsten (e), darum vermute ich, daß es subanstehend ist und nicht ein erratischer Block.

(e) 2,5 m mächtige Magnesitlage am Güterweg Schindlegg-Hendlwald in Seehöhe 1430 m, nördlich P. 1454. Die guten kontinuierlichen Aufschlüsse längs des neuen Güterweges geben exakten Einblick in die tektonische Position dieser Magnesitlage. Folgendes Profil von S nach N ist aufgeschlossen:

Schwarzer Tonschiefer

20 m Stengelkalk und schwarzer Tonschiefer, Faltenachse $110^{\circ}/20^{\circ}$ E; s: 110° /saiger.

10 m schwarzer Tonschiefer

2,5 m Spatmagnesit mit einige mm dicken Lagen aus graphitischem Tonschiefer. s: $100^{\circ}/67^{\circ}$ N. Magnesitporphyroblasten idiomorph im graphitischen Tonschiefer

4 m Eisendolomit

2 m schwarzer Tonschiefer

5 m Stengelkalk

Schwarzer Tonschiefer mit sandigen Lagen. Faltenachse $105^{\circ}/15^{\circ}$ E; s: $105^{\circ}/62^{\circ}$ N.

Die 2 m mächtige Fortsetzung dieses Magnesitzuges steht am Karrenweg südöstlich P. 1542 in Seehöhe 1495 m an.

(f) Alter Magnesitsteinbruch in March, Seehöhe 945 m, auf der Kuppe 125 m nördlich Unterstein. Der Steinbruch ist im Streichen des Magnesitzuges 40 m lang. Breite: 15 m. Höhe: 8 m.

(g) 1,5 km langer Magnesitzug mit alten Steinbrüchen zwischen Sommerbichl und Zweiling. Der Zug liegt annähernd in streichender Fortsetzung von (e).

Alter Steinbruch in glazial geschliffenem Rundbuckel, Seehöhe 870 m, 250 m osö. Sommerbichl. Länge des Steinbruches im Streichen: 45 m, Breite: 23 m, Höhe: 2 m. Ein Abbau dürfte auch in neuerer Zeit erfolgt sein. Reste eines Werkschuppens. 3 m hohe Abraumhalde. Als Nebengestein des Magnesits steht sandiger schwarzer Tonschiefer an.

Alter Steinbruch in Seehöhe 890 m am Steilhang ssw. Berndlau. Mächtigkeit des Magnesits: 5 m. Länge des Steinbruches im Streichen: 10 m. Höhe: 8 m.

Alter Steinbruch in Seehöhe 905 m am Steilhang südlich Berndlau. Mächtigkeit des Magnesits: 5 m. Länge des Steinbruches 15 m. Breite: 8 m. Höhe: 12 m.

(h) Schindlegg Wald. Auffallender felsiger Härtlingsrücken in Seehöhe 1425 m, 400 m wsw. Schindleggwald Jagdhütte. Knapp südlich des Touristenweges. Mächtigkeit des Magnesits: 8 m. Quarzadern durchsetzen den Magnesit und werden bis 1 m dick. Der Felsrücken ist 15 m hoch und 30 m lang.

Annähernd in streichender Fortsetzung stieß man bei Fundierungsarbeiten für den Neubau eines Hauses 250 m nördlich Zweiling Kapelle auf Magnesit. Mächtigkeit über 2 m (Beobachtung des entsprechenden Blockwerkes im Aushub).

(i) Alter Steinbruch 425 m nordwestlich Kirche Weng, 20 m südlich der Brücke des Karrenweges. Der verwachsene alte Steinbruch ist 20 m lang, 10 m breit und 15 m hoch.

(j) Nördlich außerhalb unserer geologischen Karte steht in Seehöhe 1300 m ein 3 m mächtiger Magnesitzug 650 m östlich Roßbach Alm an. Aus diesem Zug stammt das zahlreiche und mächtige Magnesitblockwerk (Blöcke bis 4 m Durchmesser) der Bäche westlich und östlich P. 1201. Der Bach südlich P. 1254 führt Magnesitblockwerk, dessen Anstehendes bisher nicht gefunden wurde.

5.5 Kalkphyllit

Er entwickelt sich an vielen Stellen allmählich aus dem kalkfreien oder kalkarmen Schwarzphyllit und schwarzen Tonschiefer. Andererseits geht der Kalkphyllit mit Abnahme des Glimmer- und Quarzgehaltes kontinuierlich in metamorphen Kalk über.

Lithologisch entspricht der Kalkphyllit unseres Abschnittes der Grauwackenzone durchaus den Kalkphylliten der Bündnerschiefer in den Hohen Tauern. Er sieht diesem zum Verwechseln ähnlich. Wie dieser ist er ein B-Tektonit. Der Charakter des Bewegungsbildes, der Mobilisation von Kalzit- und Quarzknuern und die Art der Verwitterung sind dieselben.

Der Schwarzphyllit der SW-Ecke des auf unserer geologischen Karte dargestellten Abschnittes der Grauwackenzone erweist sich zunächst im Gebiet Taxenbach – Trattenbach Mündungsschlucht – Brandkopf als praktisch kalkfrei.

Die tektonisch tiefste Kalkphyllitlage befindet sich im Trattental nördlich Gschwandtner Säge und als verrutschte Hangscholle südöstlich Hunds Dorf, wo sie 30 m mächtig gegenwärtig an der Trasse der im Bau befindlichen Gemeindestraße aufgeschlossen ist.

Tektonisch etwas höher befindet sich die Kalkphyllitlage, die an der Straße nördlich Scheiberbauer in Seehöhe 865 m sehr gut aufgeschlossen ist.

Dann folgt der mächtigste Kalkphyllitzug des Gebietes. Er kann im Dientental gut beobachtet werden (Abb. 5, Signatur 17), ferner beim Haitzinggut, am Güterweg nordöstlich Unterwartbichl, an der S-Flanke des Eschenauer Kogels, bei der Aigen Alm und im Foisbachtal. Kontinuierliche Übergänge vermitteln zu metamorphem Kalk.

Einige Kalkphyllitlagen befinden sich in tektonisch höherer Position in Wechsellagen mit schwarzem Tonschiefer, Diabasschiefer und metamorphem Kalk. Vorzüglich beobachtet man sie im Dientental (Abb. 5, Signaturen 2, 5 und 8), bei Meislstein und südöstlich Bergnerhütte.

5.6 Metamorpher Kalk

Dunkelgrau bis hellgrau, glimmer- und quarzärmer als der Kalkphyllit, erscheint der metamorphe Kalk teils grobgebant und recht kompakt, teils als dünn geschieferter Kalkschiefer und Bänderkalk. Gröberkörnige, häufig farblose Kalzitadern und Kalzitaugen durchziehen den Kalk parallel s, oder füllen (ac)-Klüfte und spitzwinkelig zu (ac) verlaufende Fiederklüfte aus. Zeilenbau und Elongation des Serizits lassen stets eine deutliche Lincation erkennen, die parallel zur Achse der Falten orientiert ist. Im m- und mm-Bereich sind Scherfalten mit Verdickung der Faltenscheitel häufig. Die Kalke stellen mustergültige B-Tektonite dar. In vielen Fällen handelt es sich um prächtige Rotationstektonite mit Walzen im m- und mm-Bereich, die holzscheitförmig oder stengelförmig zerfallen. Im Schutt unter der Steigwand kann man z. B. 2 m lange und nur wenige cm dicke Kalkstengel aufsammeln. Auch im Km-Bereich beherrscht die Walzenform den tektonischen Bewegungsstil.

Mikroskopisch zeigt hellgrauer Kalk aus dem Steinbruch im Seitenwald (Seehöhe 1360 m) als Hauptgemengteile Kalzit und Quarz mit 0,04 bis 0,4 mm Korndurchmesser im Gesteinsgrundgewebe. Der mobilisierte Kalzit der farblosen Adern hat 3 mm Korndurchmesser. Ferner: Hellglimmer, graphitische Substanz und Pyrit.

Dunkelgrauer Stengelkalk aus dem Dientental bei Brücke 828 weist Kalzit, Quarz und graphitische Substanz als Hauptgemengteile mit Korngrößen von 0,02 bis 0,2 mm auf. Mobilisierter farbloser Kalzit hat 1,3 mm Korndurchmesser. Ferner: Hellglimmer und Plagioklas (Typ Plag II).

Im Gegensatz zum Klammkalk treten dunkelgraue und schwarze Kalkpartien auf, die reich an kohligter Substanz sind und auch Pyrit führen, der teilweise limonitisiert ist. Niemals habe ich im Kalk der Grauwackenzone des vorliegenden Gebietes Hornsteinlagen und Hornsteinknollen gefunden, die mitunter im Klammkalk vorkommen. Ansonsten gleichen sich Klammkalk und metamorpher Kalk der Grauwackenzone des Untersuchungsgebietes weitgehend. Darauf haben schon STARK (1912, p. 215; 1939, p. 97) und TRAUTH (1925, p. 136–137) hingewiesen. Den Geologen, die meist den Typus des Klammkalkes gut kennen, ist zu empfehlen, die bequem erreichbare Steigwand nördlich Eschenau längs des in die Felswand gesprengten Güterweges zwischen Steigwand Kapelle und Bründling Graben zu besuchen. Lithologie und Deformationsstil sind vom Klammkalk ununterscheidbar! Nur die Neigung der Faltenachse ist entgegengesetzt.

Grus unbestimmbarer Crinoiden-Skelettreste mit deutlichem Achsialkanal fand ich in einer dunkelgrauen, 0,5 m mächtigen, im schwarzen Tonschiefer eingelagerten Kalkbank nahe der N-Grenze des Aufnahmegebietes, wnw. vom Hocheck. Fundort: 10 m westlich der Weggabel, welche sich 50 m südlich P. 1560 befindet.

Der Achsialkanal erscheint unter dem Mikroskop stark pigmentiert mit Durchmessern von 0,18 bis 0,27 mm. Die Korngröße des Kalzits beträgt 0,02 bis 9,0 mm. Der graue Kalzit ist stellenweise zu farblosem Kalzit umkristallisiert. Ferner: Kohlige Substanz und autigener Albit mit hauptsächlich idiomorphen Zwillingen nach dem Roc-Tourné-Gesetz (1 mm groß, ungefülltes Korn, optisch glatt auslöschend, Typus Plag I und II).

Funde unbestimmbarer Crinoidenreste in den Kalken wurden außerhalb des Gebietes unserer Karte unweit nördlich und westlich obiger Lokalität bereits von TRAUTH (1925, p. 136) und F. K. BAUER et al. (1969, p. 17–18) am Hundstein und Grünköpfel getätigt.

In höheren Teilen der Steigwandkalke (ohne Angabe des Fundortes) fanden F. K. BAUER et al. (1969, p. 21–22) eine Conodonten-Fauna, die auf Obersilur bis Unterdevon weist.

Aus den im SW-Teil der Grauwackenzone unseres Gebietes vorhandenen Kalkphylliten entwickelt sich durch Übergänge der metamorphe Kalk des Zuges Foissbach – Haitzinggut – P. 935, der westlich des Böldlsees anscheinend tunnelförmig nach SE unter Schwarzphyllit eintaucht.

Weiter nördlich folgt der metamorphe Kalkzug der Steigwand. Er bildet im Foissbachtal eine nur wenige m mächtige, teilweise zu grobkörnigem Bändermarmor (Güterweg südlich Hoheck, 175 m nordwestlich P. 1596) umgewandelte Lamelle. Im Gebiet der Bergnerhütte schwillt er zu einer 500 m dicken Walze an, deren steile S-Flanke die Steigwand aufbaut. Im Seitenwald stehen derzeit 2 Steinbrüche in Seehöhe 1325 und 1360 m mit jeweils 20 m hohen Steinbruchwänden, Brecher- und Sortieranlage für Splitgewinnung in Abbau. Am N-Rand trennt Kalkphyllit und schwarzer Tonschiefer (südöstlich Bergnerhütte und Abb. 5, Signatur 13) eine Lamelle lithologisch bemerkenswert feinkörnigen schwarzen Kalkes mit 5 mm großen limonitisierten Pyritwürfeln (nördlich P. 1038) ab. Als 250 m dicker vertikaler Stiel quert der Kalkzug das Dientental (Abb. 5, Signatur 14), verbreitert sich am Buchberg und erleidet Verfaltungen mit Diabasschiefer und Schwarzphyllit im Gebiet östlich des Buchberges. Östlich unserer geologischen Karte nimmt er E-W Streichen an und erreicht das Salzachtal nördlich Taxbachbauer.

Weiter nordöstlich verlaufen schmale Kalk- und Kalkphyllitzüge in vielfacher Wechsellagerung mit Diabasschiefer und Tonschiefer bei Meislstein. Das äußere Erscheinungsbild dieser Wechsellagerung gleicht den Bündnerschiefern der Hohen Tauern.

Geringmächtige Kalkzüge innerhalb der schwarzen Tonschiefer treten um das Hoheck und um Weng, mitunter in der Nähe von Eisendolomit und Magnesit auf.

Auf Grund der im vorliegenden Teilgebiet der Grauwackenzone beobachteten Position der Kalke, läßt sich nur aussagen, daß sie in den tiefsten Teilen des Schwarzphyllits (Gebiet Taxenbach, Trattenbach-Mündungsschlucht, Brandkopf) fehlen. Im mittleren Abschnitt entwickeln sie sich aus Kalkphyllit (Eschenauerkogel-S-Flanke), sind zu mehreren 100 m Mächtigkeit angereichert (Steigwand-Zug) und mit Diabasschiefern, Kalkphylliten und Tonschiefern innig verfaltet. Im tektonisch höchst gelegenen NW-Teil treten geringmächtige, an einer Stelle Crinoiden-führende Kalke zusammen mit Eisendolomit und Magnesit im schwarzen Tonschiefer auf.

5.7 Basische Magmatite und deren Derivate

Diese Gesteine sind vor allem im SW-Teil des bearbeiteten Abschnittes der Grauwackenzone angehäuft und wechsellagern dort mit dem Schwarzphyllit. Die metamorphen Diabase werden in massige Metadiabase mit gut erhaltenen magmatischen Reliktstrukturen und in stark verschieferte Diabasschiefer gegliedert, die teils stärker metamorph umgeprägte Diabase darstellen, oder teilweise aus deren Tuffen hervorgegangen sind. Ultrabasite fehlen in unserem Abschnitt. An einer Stelle, nahe der Mündung des Dientenbaches, wurde Strahlsteinschiefer als wahrscheinliches Serpentinbegleitgestein, allerdings ohne zugehörigen Serpentin gefunden. Chlorithältige feinblättrige Phyllite werden als Grünphyllite bezeichnet und bilden Übergänge von den basischen Magmatiten zu den Schwarzschiefern. Genetisch dürften sie von Tuffen und Tuffiten abstammen. Sicher gilt das für das Agglomerat im Grünphyllit ssw. Hoheck.

Die zahlreichen neuen Güterwege des Gebietes erbrachten neue Einblicke in die Feldgeologie und Petrographie der rasch verwitternden basischen Magmatite und deren Derivate.

Metadiabas und Diabasschiefer wurden in der geologischen Karte unter einer gemeinsamen Signatur zusammengefaßt.

Von SW nach NE fortschreitend seien zunächst die wichtigsten metamorphen Diabaszüge im Schwarzphyllitgebiet aufgezählt:

(a) Südlich Taxenbach.

(b) Am Gschwandtner Berg wird der Diabas von 2 Schwarzphyllitlagen gegliedert und erreicht 800 m Dicke, was durch Aufschlüsse längs des Güterweges gewährleistet wird. Wieviel die primäre Mächtigkeit beträgt und wieviel auf tektonische Wiederholungen zurückgeht, kann nicht ausgesagt werden. Gegen SE fingert dieser gewaltige Diabasklotz in 3 Züge auf, deren dickster der des Wildsteins mit Bergsturz unter der S-Wand ist. Am Brandkopf und beim Klockerwirt reichen die Diabas-Digitationen nahe an die Salzach-Längstalstörung heran. Moräne verhüllt den diskordanten Zuschnitt an der Störung.

(c) Im Hangenden der südlichsten Kalkphyllitlage befinden sich 3 am Güterweg östlich Ziegelhütte vorzüglich aufgeschlossene Diabaslagen. Die nördliche gliedert sich in Teilzüge auf, die über Eschenau (Aufschlüsse am Güterweg) und das Dientental (Abb. 5, Signaturen 20, 23 und in der verrutschten Felspartie 32) weiterstreichen. Einer setzt sich bis nördlich Lend, der andere über das Mosertennwandl bis östlich Ganzenhub fort. Sie kommen bis nahe an die Salzach-Längstalstörung heran. Ihr Abschneiden an der Störung wird durch Hang-Gleitmassen, Gehängeschutt und Alluvionen verdeckt.

Im Gebiet des Kalkzuges der Steigwandlage treten die dünnen Diabaszüge Holzlehen – Eyrnsberg und Großrohrer auf.

Nördlich des Kalkzuges der Steigwandlage findet sich südlich und südwestlich des Hochecks ein Diabaszug in Begleitung von grobblockigem Tuffit (Agglomerat im Grünphyllit), dann der recht mächtige und massige Diabas von Mitterseiten–Metzlehen (Abb. 5, Signatur 10) und die auffällige und mehrfache intensive Verfaltung von Diabasschiefer mit Kalk und Kalkphyllit bei Meislstein.

Aber auch im Gebiet des schwarzen Tonschiefers mit Kieselschiefer, Eisendolomit und Magnesit treten noch einige, wenn auch geringer mächtige und weniger lang anhaltende Diabaslagen auf. Hierher gehören diejenigen von Hochmoderegge–Schwaiger (Abb. 5, Signatur 7) und östlich Feroli Säge. Sie setzen im Zug Hendlwald–Unter Reisenberger fort; ferner der Diabaszug bei der Schindlegwald Jagdhütte. Die Grünphyllitlinse im schwarzen Tonschiefer nordöstlich Wetterkreuz stellt den nordöstlichsten und damit tektonisch höchsten Zeugen des basischen Vulkanismus in unserem Arbeitsgebiet dar.

Nach F. K. BAUER et al. (1969, p. 21–22) dürften die tieferen Grauwackenschiefer mit dem Diabas-Vulkanismus ins Ordovizium zu stellen sein. Das entspräche jedenfalls den Schwarzphylliten meiner geologischen Karte mit den mächtigen und lang anhaltenden Diabas-Zügen (a bis c). Ob die aufgefundenen, bis 30 m mächtigen Kalkphyllitlagen stratigraphisch dazugehören und wieviel von der mächtigen Schwarzphyllit-Diabas-Abfolge als primäre Lagerung (sandige Tonschiefer mit Diabas-Sills, Lava-Strömen, Tuffen

und Tuffiten) und wieviel als tektonische Komplikation aufzufassen ist, bleibt vorläufig offen.

Eindeutiges Ergebnis der feldgeologischen Aufnahme ist jedenfalls, daß auch in den „höheren Grauwackenschiefern“ und „Dientner Schiefen“ (Silur-Unterdevon) des Gebietes Diabase, deren Tuffe und Tuffite vorhanden sind, wenn auch in bedeutend geringerem Umfange als in den tektonisch tiefen Schwarzphylliten (Ordovizium). Ein Anhalten schwachen Diabas-Vulkanismus während Silur und Unterdevon, sofern die stratigraphische Einstufung stimmt, kommt mir auf Grund der feldgeologischen Verhältnisse wahrscheinlicher vor, als die mühsame, eher gekünstelte Annahme zahlreicher Verfaltungen und Verschuppungen zwischen Ordovizium einerseits und Silur/Unterdevon andererseits. Die innige Durchmischung von Kalken und Diabasschiefern bei Meislstein im cm- und m-Bereich spricht für stratigraphische Zusammengehörigkeit.

5.7.1 Uralit - Metadiabas

Mittelkörniges, massiges bis geschiefertes, grün-weiß gesprenkeltes Gestein. Mit freiem Auge erkennt man 1 bis 4 mm große dunkelgrüne Prismen (Uralit) in feinkörniger, farbloser bis hellgrüner, nur mikroskopisch aufgliederbarer Grundmasse (Plagioklas, farblose Hornblende, Klinozoisit, Titanit) und mitunter einige schwarze oder dunkelbraune Einzelkörnchen von Ilmenit und Titanit.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die prismatischen Einsprenglinge als Einkristalle oder Einfachzwillinge von farblos oder bei normaler Dünnschliffdicke selten hellgrüner Hornblende: Grammatit, $\alpha/c = 15^\circ$, $2V_x = 71^\circ$ (Messung am U-Tisch). Diese großen Hornblendekristalle sind stellenweise randlich zerfranst und zeigen Übergänge zu den gleich beschaffenen kleinsäuligen Hornblenden der Grundmasse. Mitunter sind die großen Hornblenden gequetscht, zerrissen oder zertrümmert. Die großen Hornblendeprismen zeigen vorwiegend gedrungene Formen, welche an Umrisse von Pyroxenen erinnern. Größere Partien der gedrungenen Prismen bestehen in einigen Fällen neben der farblosen Hornblende auch aus Chlorit. Sehr wahrscheinlich stellen die prismatischen Einsprenglinge Uralit dar, also Pseudomorphosen nach primärmagmatischem Pyroxen. Stoffliche Reste des alten Pyroxens fehlen hier jedoch.

Selten treten in außerhalb der Uralite vorkommenden hellgrünen Hornblenden kleine braune Hornblende-Kerne auf mit Pleochroismus von hellgelb bis dunkelbraun. Dabei dürfte es sich um Relikte der primär-magmatischen (Ti, Fe)-reichen Hornblende handeln. Eine solche Gesteinsprobe wurde aus der S-Wand des Wildsteins, 10 m unter dem Gipfel geschlagen.

Der Plagioklas ist mit Klinozoisit gefüllter Albit. Er ist in großer Menge feinkörnig granuliert vorhanden und sekundär durch Kornzertrümmerung aus primär-magmatischem anorthitreichem Plagioklas hervorgegangen. Das heute in der Regel zu beobachtende feinkörnige Albit-Granulat erweist sich mit Klinozoisit erfüllt, mit farblosen Hornblendesäulchen durchspickt und fallweise mit Titanit durchmengt. Selten treten Hellglimmermikrolithen zusätzlich zum Klinozoisit als Füllungsminerale auf. Nur selten sind größere automorphe Plagioklaskörner zu beobachten. Ein solches wurde am U-Tisch eingemessen und ergab 20% Anorthitgehalt (Typus Plag III, polysynthetisch verzwillingt nach Albitgesetz, Korngröße 0,35 mm, gefüllt mit Klinozoisit).

Die übrigen Hauptgemengteile des Gesteines sind Klinozoisit und Titanit.

Nur fallweise treten in den gesammelten Proben auf: Ilmenit, Chlorit, Stilpnomelan (stets zusammen mit Chlorit), Opazit, Hämatit, Hellglimmer (nur als Mikrolith in Plagioklas) und Karbonat.

Selten kommen hystero gene Adern vor, die mit Albit gefüllt sind, der im Gegensatz zur älteren Generation ungefülltes Korn aufweist (Plag II und I). Feldgeologisch sind die Vorkommen des Uralit-Metadiabases auf die inneren, mechanisch geschützteren Partien der mächtigen Diabasschiefer-Züge der Grauwackenzone beschränkt. Randlich und in geringmächtigen Zügen ist er zu Diabasschiefer deformiert und umkristallisiert.

Der 800 m mächtige Diabasschiefer an der E- und NE-Flanke des Gschwandtner Berges (nördlich Taxenbach) enthält prächtige Bereiche in 100 m-Dimensionen von massigem Uralit-Metadiabas, die an dem soeben erst fertiggestellten Güterweg vorzüglich beobachtet werden können. Der Güterweg windet sich mit zahlreichen Kehren von der Straße im Trattenbachtal (400 m südöstlich Ziegelhütte bis nahe zum Gipfel des Gschwandtner Berges). Die beste Lokalität zum Sammeln der betreffenden Gesteinsproben befindet sich im Bereich von P. 1421, wo das harte massige Gestein den steilen E-Rücken des Gschwandtner Berges bedingt.

Dieser mächtige Diabasschiefer-Zug fächert infolge Zwischenlagen von Schwarzphylliten im Trattenbachtal nach SE auf. Immerhin bauen noch recht mächtige Fortsetzungen den Wildstein, die Enge des Salzachtales südöstlich Eggerbauer und den Brandkopf auf. Massiger Uralit-Diabas steht in den S-Wänden des Wildsteins an und man findet ihn an den Nordwänden des Brandkopfes und im wilden Bergsturzareal darunter. Sehr bequem erreichbar erweist sich der Felsaufschluß von Uralit-Metadiabas mit Übergängen zu Diabasschiefer am Güterweg, 200 m nordwestlich Kirche Eschenau (St. Barbara).

5.7.2 Uralit-Metadiabas mit Relikten des primären Plagioklases

Im Bergsturz-Blockwerk der Brandkopf-N-Flanke östlich P. 760 wurde eine Probe aufgesammelt, die unter dem Mikroskop auch noch den alten, primär-magmatischen Plagioklas im Uralit-Metadiabas erkennen läßt.

Der Uralit bildet freisichtig in der hellgrauen Grundmasse des Gesteines 1 bis 3 mm große dunkelgraugüne Flecke, die sich mikroskopisch als Aggregate aus farbloser bis hellgrüner Hornblende, Epidot, Chlorit und Opazit darstellen.

Der alte Plagioklas bildet auffallend sperrig orientierte schmale Leisten mit Karlsbader Zwillingen von 1 mm Länge und 0,25 mm Breite, die mit Klinozoisit und Hellglimmer dicht gefüllt und von Säulchen farbloser Hornblende durchspickt sind. Typus Plag III und II. Der alte Plagioklas ist undulös und zeigt stellenweise Kornzertrümmerung. Deshalb war der Meßfehler der Indikatrix-Einmessung eines Karlsbader Zwillings am U-Tisch größer als erlaubt ist. Mit Vorbehalt sei das Meßergebnis genannt: 34% An. Eine Röntgenuntersuchung wäre zweckmäßig.

Der neue Plagioklas besteht aus xenomorphen füllungsreichen kleinen Albiten mit 0,08 mm Durchmesser vom Typus Plag I und tritt nur in lokalen Äderchen auf.

In der Grundmasse des Gesteines beobachtet man Plagioklas, farblose bis hellgrüne Hornblende, Klinozoisit, Chlorit, Titanit, Opazit und Hämatit.

5.7.3 Diabasschiefer

Diese zeigen ein ausgeprägtes flächiges Parallelgefüge, graugüne bis hellgrüne Farbe, farblose Tupfen und mm-dünne farblose Lagen (Albit). Einesteils gehen sie unmittelbar aus den Uralit-Metadiabasen infolge zunehmender Deformation und Umkristallisation hervor und weisen zunächst noch denselben Mineralbestand wie diese auf (deformierte Uralitdiabase). In dünnschieferigen Typen nimmt der Chloritgehalt des Gesteines zu und es kommt durch metamorphe Differentiation zur Ausbildung cm-großer linsenförmiger Chloritaggregate auf den Schieferungsflächen (Diabasschiefer mit Chloritflecken). Diese können Biotit enthalten. Und schließlich verändert sich der Mineralbestand gründlicher. Chlorit und rhomboedrisches Karbonat sind nun in großer Menge vorhanden. Hornblende fehlt; Epidot fehlt oder tritt stark zurück und es kommt zur Ausbildung von Chloritschiefer, teils mit Biotit, teils mit Stilpnomelan.

5.7.3.1 Deformierter Uralitdiabas

Freisichtig erkennt man im weiß getupften, grau-grünen Grundgewebe elongierte dunkle Flecke von einigen mm Länge, die im stark geschieferten Gestein Reste des Uralits darstellen.

Hauptgemengteile: Farblose und hellgrüne Hornblende, Albit, Epidot, Chlorit und Titanit. Der Albit ist Neubildung vom Typus Plag II und I. Er ist nur schwach mit Klinozoisit gefüllt und von farbloser Hornblende stellenweise durchwachsen. Er weist keinen Zonenbau auf und hat 3% Anorthitgehalt.

Ferner: Quarz (junges Mobilisat), Opazit, Hämatit und Stilpnomelan.

Die Fundorte der untersuchten Proben liegen im Bereich des mächtigen Diabasuzuges vom Gschwandtner Berg und der Diabase östlich Ziegelhütte: (1) Gschwandtner Berg-ESE-Kamm, am Güterweg in Seehöhe 1425 m. (2) Trattenbachtal-E-Hang, Seehöhe 1125 m, und zwar am Güterweg, der von der Brücke P. 1006 zur Rohrmoos Kapelle neu angelegt ist. (3) Felsstufe mit Wasserfall im Bett des Trattenbaches, 100 m ssö. P. 957.

5.7.3.2 Diabasschiefer mit Chloritflecken

Die linsenförmig parallel der Hauptfaltenachse orientierten Chloritflecke auf der Schieferungsfläche werden 3 cm lang und stellen Aggregate sehr zahlreicher kleiner Chloritblättchen dar.

Hauptgemengteile: Farblose und hellgrüne Hornblende, Plagioklas, Chlorit, Ilmenit, Titanit und rhomboedrisches Karbonat. Die Hornblende zeigt stellenweise primäre (Ti, Fe)-reiche Kerne mit Pleochroismus von hellgelb bis dunkelbraun. Der Plagioklas hat 3 bis 7% Anorthitgehalt und ist teils als gefüllter, kornertrümmerter Plag III vorhanden, teils als neugebildeter Plag II und I.

Ferner: Klinozoisit und Hämatit.

Fundorte: (1) Mitterseiten im Dientental, 100 m ssö. P. 991. (2) Brandkopf-N-Wand.

5.7.3.3 Diabasschiefer mit Chlorit-Biotit-Flecken

Das Gestein ist dem Vorgenannten ähnlich. Die bis 1,5 cm langen, linsenförmigen Flecke auf der Schieferungsfläche sind jedoch dunkelgrün bis schwarz. Es handelt sich um Chloritaggregate, denen Biotit beigemengt ist.

Biotit und Chlorit sind häufig parallel verwachsen. Der Biotit zeigt Pleochroismus von farblos bis hellgelb bis rehbrown. Sein Durchmesser erreicht 0,4 mm. Querbiotit kommt vor und ist meist postkristallin gequält. Die übrigen Hauptgemengteile sind: farblose und hellgrüne Hornblende, Epidot, Plagioklas (Typus III, II und I) und Titanit.

Ferner: Opazit, Hämatit, Apatit und rhomboedrisches Karbonat.

Fundorte: (1) An der Straße im Dientental, 100 m nnö. Salzachbrücke P. 643, an der Abzweigung des nach W führenden Güterweges. Abb. 5, Signatur 32. (2) An der Straße im Dientental, 100 m nördlich Neuhäuslspitz P. 767. Abb. 5, Signatur 28.

5.7.3.4 Chloritschiefer mit Biotit

Die Hauptschieferungsfläche des feinkörnigen Gesteines zeigt einen seidigen, dunkelgrün bis schwarz gefleckten Überzug aus Chlorit und Biotit.

Der Biotit bildet bis 0,3 mm lange Täfelchen. Pleochroismus von hellgelb bis bräunlichgrün. Seine Kristallisation erfolgte parakinematisch. Querbiotit vorhanden. Der Biotit ist mitunter mit Chlorit parallel verwachsen. Albit (Plag II und I). Titanit und rhomboedrisches Karbonat.

Ferner: Opazit. Hellglimmer ist nur als Mikrolith im Plagioklas vorhanden.

Dem Gestein fehlen: Hornblende, Epidot und Quarz.

Fundort: An der Straße im Dientental, 100 m südlich Mühlwirt, und zwar an der Abzweigung des nach S führenden Karrenweges. Abb. 5, Signatur 20.

Das Vorkommen dürfte mit großer Wahrscheinlichkeit dem von TRAUTH (1925, p. 146) und STARK (1939, p. 91) im Dientental zwischen Mündung und Eschenauer Kogel erwähnten Albit-Chlorit-Biotitschiefer entsprechen.

5.7.3.5 Chloritschiefer mit Stilpnomelan

Das graugrüne feinkörnige Gestein läßt auf der Hauptschieferung dunkelgrüne seidige Überzüge (Chlorit) mit goldbraunen Flecken (Stilpnomelan) erkennen. Im Quer- und Längsbruch sind wiederum farblose Pünktchen und Adern zu sehen (Plagioklas und rhomboedrisches Karbonat).

Hauptgemengteile: Chlorit, Plagioklas (Plag III, II und I, Einschlüsse von Chlorit und Titanit), Titanit, rhomboedrisches Karbonat und Quarz.

Ferner: Stilpnomelan, Opazit, Ilmenit und Hämatit.

Es fehlen: Hornblende, Epidot und Hellglimmer.

Fundort: Brandkopf, 250 m nordöstlich des Gipfels.

5.7.4 Strahlschiefer

Feinblättriger hellgrüner Schiefer mit dunkelgrünen Chloritflecken.

Unter dem Mikroskop: Fein gefalteter Filz aus farbloser Hornblende, deren Säulchen 0,15 mm Länge nicht überschreiten und postkristallin deformiert sind. Dazu Chlorit und Titanit (beide unter 0,07 mm Korngröße).

Genese: Wahrscheinlich Herkunft aus Ultrabasit (Serpentinbegleitgestein). Zugehöriger Serpentin war allerdings nicht auffindbar.

Fundort: Straße im Dientental bei Neuhäuslspitz, Abb. 5, Signatur 31.

5.7.5 Grünphyllit

Als Grünphyllit in der Grauwackenzone werden hier feinblättrige grüne und graugrüne Gesteine bezeichnet. Sie treten teils in geologischem Verbands mit Diabasschiefer, teils mit Schwarzphyllit auf. Wegen der Feinkörnigkeit ist ihr Mineralbestand freisichtig kaum feststellbar. Mitunter können Chlorit, Hellglimmer, farblose sandige Lagen (Quarz und Plagioklas) und stellenweise goldig-bräunliche Flecke (Stilpnomelan) megaskopisch erkannt werden. Sie würden eine mikroskopische Spezialstudie erfordern, die wir nicht vorgenommen haben und gerne einem zukünftigen Bearbeiter überlassen. Wegen der Feinblättrigkeit erfordern naturgemäß Probenahme und Dünnschliffherstellung spezielle Präparationsmethoden. Genetisch dürfte es sich um metamorphe Abkömmlinge von Tuffen des Diabasvulkanismus und um diesbezügliche Tuffite handeln. Die im folgenden beschriebene Probe ist ein Beispiel für Metatuffit:

Stilpnomelan-führender Grünphyllit. Graugrüner sandiger feinblättriger Schiefer mit grünen Fasern (Chlorit) und goldbraunen Flecken (Stilpnomelan) auf der Hauptschieferfläche und mit farblosen Pünktchen.

Hauptgemengteile: Quarz (detritische Körner, die übrigen Gemengteile des Gesteinsgewebes an Größe weitaus überragend, Korndurchmesser maximal 0,7 mm), Chlorit, Hellglimmer, Stilpnomelan, Plagioklas (Typus Plag III und II) und rhomboedrisches Karbonat (besonders in jüngeren Äderchen angereichert und dort auch zu Großkörnern mit 0,5 mm Durchmesser sammelkristallisiert).

Ferner: Turmalin, Titanit, Opazit und Zirkon.

Fundort: Brandkopf-N-Wand.

5.7.6 Chlorit-Plagioklas-Quarzit

Extrem feinkörniges, hell-grünliches, feingeschieferetes hartes Gestein.

Die Korngröße der Gemengteile bleibt unter 0,6 mm, wobei klastischer Quarz die größten Körner bildet. Plagioklas (Plag III, II und I, Füllungstyp C oder ungefüllt), Chlorit und Titanit.

Ferner: Schachbrettaubit, Epidot, Opazit, Hämatit und Hellglimmer (beschränkt auf Plagioklasfülle).

Genese: Metatuffit.

Fundort: 2 m mächtige Lage im Schwarzphyllit. Am Güterweg von Taxenbach nach Aigen. Seehöhe 860 m, 250 m südöstlich P. 924.

Im Grünphyllit treten häufig Quarzknuern auf. Auch Quarzgänge findet man, z. B. in (ac)-Kluft des Grünphyllites in Seehöhe 1170 m, nnö. Brandstatt bei Taxenbach (Mächtigkeit des Quarzganges: 2,3 m).

5.7.7 Agglomerat im Grünphyllit

Linsenförmig deformierte Klastika von mm bis 10 cm Durchmesser sind im Grünphyllit eingebettet. Die Klastika sind parallel zur Faltenachse elongiert. Mit freiem Auge sieht man als klastische Komponenten dunkle (Diabas) und helle (feldspatreiche) Gesteinsbrocken sowie Serizitschiefer und Chloritschiefer. Die Matrix des Gesteines ist sandiger Grünphyllit. Es treten grobkörnige Kalzitknuern auf.

Unter dem Mikroskop erkennt man zusätzlich klastische Einzelkörner von Plagioklas (0% An, Plag III, II und I, Füllungstyp C), Mikroklin (flaue Gitterung, randlich magmatisch korrodiert, mitunter befallen von granophyrischen Quarzgewächsen), Quarz und Ilmenit. Die Matrix besteht aus feinkörnigem Granulat (Plagioklas und Quarz), Chlorit und Stilpnomelan.

Ferner: Opazit, Hämatit und Hellglimmer.

Fundort der untersuchten Proben: 5 m mächtige Lage im Grünphyllit. Am Güterweg in Seehöhe 1620 m, 275 m ssw. Hocheck.

6. Vergleichende Merkmale der Metabasite der Grauwackenzone und der Tauern-Nordrahmenzone

6.1 Historisches

Die vorangegangene Beschreibung der basischen Magmatite und ihrer Derivate des hier bearbeiteten kleinen Ausschnittes aus der Grauwackenzone brachte mit einigen Ergänzungen eine Bestätigung der sehr sorgfältigen Beobachtungen von TRAUTH (1925, p. 116–154), der bereits die Uralit-Metadiabase und die metamorphen Diabastuffe und -tuffite ganz richtig beschrieb und auch genetisch durchaus vernünftig einstuft.

Was an TRAUTH's exakter Darstellung heute befremdend wirkt, ist nur formaler Natur. Er bemühte sich nämlich, die metamorphen Gesteine, den damaligen Lehrbüchern entsprechend, mit diffizilen Namen zu belegen. Er benützte die Kombination einiger weniger Hauptgemengteile zur Namensgebung des Gesteines. Heute hat sich in der Alpenpetrographie die Schweizer Art durchgesetzt (E. WENK u. a.), einfach sämtliche Hauptgemengteile des betreffenden Gesteines zu Wortschlangen aneinanderzureihen, ohne diffizile, in der TRAUTH'schen Darstellung ad absurdum geführte, auf Grund einiger, heute größtenteils vergessener Lehrbücher künstlich errichteter Auswahl-Kombinationen.

STARK (1939, p. 86–103) konnte auf Grund jahrzehntelanger Erfahrung mit den Metabasiten der Grauwackenzone (Kitzbüheler und im hier gegenständlich behandelten Gebiet) und der Tauern-Nordrahmenzone (klassische Beobachtungen von STARK seit dem Jahre 1907) die große petrographische Ähnlichkeit der Metabasite beider Gebiete aufzeigen.

6.2 Petrographische und feldgeologische Merkmale

Auch ich kann die mega- und mikroskopische Ähnlichkeit der Metabasite der Grauwackenzone (Altpaläozoikum) und der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (wahrscheinlich alpidische Ophiolithe) des bearbeiteten Gebietes vollauf bestätigen. Im folgenden seien einige Merkmale herausgegriffen und auch Vergleiche mit Nachbargebieten angestellt. Siehe dazu Abb. 7!

6.2.1 Klinopyroxen

Im Bereich unserer geologischen Karte blieb der magmatogene Diopsid im Metadiabas der Tauern-Nordrahmenzone gut erhalten. Im bearbeiteten Abschnitt der Grauwackenzone wurden die primär annähernd gleichgestalteten und gleich großen Körner zur Gänze uralitisiert. Das ist jedoch nur von sekundärer Bedeutung, da Klinopyroxene analoger Ausbildung in den Metabasiten der Grauwackenzone des Raumes um Zell am See und Kitzbühel (MOSTLER) vorhanden sind.

6.2.2 Braune Hornblende

Die braune magmatogene reliktsche Hornblende war in den Metabasiten der Tauern-Nordrahmenzone bereits bekannt. Ich fand sie nun auch in der Grauwackenzone unserer geologischen Karte, und zwar im Metadiabas des Wildsteins (siehe oben). Schon lange weiß man um ihre Existenz in den benachbarten Teilen der Grauwackenzone. Bezüglich Gefüge und optischer Erscheinungsform gleichen sich die braunen Hornblenden in den Metabasiten der Grauwackenzone und der Tauern-Nordrahmenzone. ~~Mitunter~~ wurde der Name: „Proterobas“ angewandt. Für die von mir bearbeitete Gesteinsprobe des Wildsteins wäre diese Bezeichnung unzutreffend, da Quarz und Biotit fehlen, welche nach GÜMBEL und ROSEBUSCH-OSANN (1923, p. 442) für den Gesteinsbegriff Proterobas charakteristische Gemengteile darstellen.

6.2.3 Anorthitreicher Plagioklas

Ein Unterschied zwischen den Metabasiten der Tauern-Nordrahmenzone und der Grauwackenzone unseres Gebietes besteht darin, daß in der erstgenannten nur Albit, in

der zuletzt genannten neben Albit an einer Stelle, allerdings nicht exakt gemessen, auch Andesin mit 34% An beobachtet wurde. Die Erscheinungsform der sekundär albitisierten, ehemals An-reicheren primär-magmatischen Plagioklase ist allerdings in beiden Gebieten analog. Der Unterschied scheint also nur darin zu bestehen, daß sich in der Tauern-Nordrahmenzone des Aufnahmegebietes die sekundäre Umwandlung zu Albit vollständig vollzog, während in der Grauwackenzone seltene Relikte des An-reicheren Plagioklases erhalten blieben.

Optische Beobachtungen stellte ANGEL (1955, p.177) an Metadiabasen des Paläozoikum von Murau an, wobei er wörtlich berichtet: „Im ganzen Material fand sich bloß einmal ein Reliktplagioklas mit 40% An“. Unlängst gelang es COLINS, HOSCHEK & MOSTLER (1977, p.27), in den Metabasiten der Grauwackenzone westlich unserer geologischen Karte seltene reliktsche Plagioklase nachzuweisen mit 20 bis 30% An in ehemaligen Lagergängen und mit 50% An in ehemaligen Laven.

6.2.4 Albit in Spiliten

Sie werden von FRASL aus der Tauern-Nordrahmenzone westlich unserer geologischen Karte und von MOSTLER et al. aus der Grauwackenzone des Bereiches unserer geologischen Karte, allerdings ohne Fundortangabe, und der westlichen Nachbarbereiche beschrieben. Nach diesen Literaturzeugnissen dürfte es also auch keinen prinzipiellen Unterschied zwischen Metabasiten der Tauern-Nordrahmenzone und der Grauwackenzone in bezug auf Albit in Spiliten geben.

So deutet FRASL (1958, p. 380–382) gewisse Albit-Stilpnomelan-Gesteine im Wolfbachtal als metamorphe Abkömmlinge eines ursprünglichen Spilites (Albit-Chlorit-Diabas), wobei ungefüllter Albit und Intersertalstruktur der Albitleisten die kennzeichnenden Merkmale dieses heute metamorphen Schiefers darstellen. MOSTLER (BAUER et al. 1969, p. 14) nennt aus der Grauwackenzone Diabasspiliten und ophitische Diabase, welche trotz bester Gefügekonservierung Plagioklase ohne echte Fülle aufweisen. Auf Spiliten in der Grauwackenzone weisen auch ANGEL (1956), HADITSCH & MOSTLER (1967) sowie auf Pillows im Raum Saalfelden–Zell am See, die aber im Detail noch nicht näher beschrieben sind, MOSTLER (1970, p. 511) hin.

Ich muß gestehen, daß ich im Bereich der vorliegenden geologischen Karte weder in der Tauern-Nordrahmenzone, noch in der Grauwackenzone in den von mir gesammelten Proben der Metabasite ungefüllte Albitleisten mit Intersertalstruktur oder sonstige Merkmale von Spiliten auffand. Neuerdings weisen COLINS, HOSCHEK & MOSTLER (1977, p. 27) den Albit (maximal 5% An) in den Metadiabasen des Gebietes von Zell am See und Kitzbühel als Bildung metamorpher Überprägung aus.

6.2.5 Biotit

Primär-magmatischer Biotit scheint weder in den Metabasiten der Tauern-Nordrahmenzone, noch in denen der Grauwackenzone unseres Gebietes erhalten geblieben zu sein. Aus der Reihe tanzt nur eine Bemerkung von STARK (1939, p. 51, 91), der winzige (0,25 mm) grüne Biotitblättchen mit Pyroxen verwachsen fand und als „primär“ deutete. Es handelt sich dabei um Metadiabas aus dem interglazialen Bergsturzblockwerk südwestlich Ruine Klammstein (nordöstlich vom Bernkogel). Als „primären“ Biotit würde man eher rotbraunen großen gefüllten Biotit erwarten. Das Problem ist jedenfalls interessant und bleibt für zukünftige Untersuchungen offen.

Ich selbst fand in der Tauern-Nordrahmenzone der geologischen Karte in den Metadiabasen nur Stilpnomelan (alpidische Neusprossung) und gar keinen Biotit. In den übrigen Gesteinen der Tauern-Nordrahmenzone meines Gebietes konnte Biotit nur als Gesteinsgemengteil (Pseudomorphosen von Hellglimmer und Chlorit nach Biotit) der Granit-Komponenten im Geröllschiefer der QBP-Serie und als klastisches Relikt im flyschartigen Sandstein erkannt und als voralpidisches Relikt gedeutet werden.

In der Grauwackenzone unserer geologischen Karte kommt kleiner (0,4 mm) grünlicher, rehbrauner, jedenfalls ungefüllter Biotit in Parallelverwachsung mit Chlorit und stets mit neugebildetem Chlorit assoziiert, in Diabasschiefer und Chloritschiefer vor. Diesen Biotit im Südteil der Grauwackenzone kannten schon TRAUTH und STARK (l. c.). Er scheint alpidisch gesproßt zu sein (FRASL et al., 1975, p. 7).

So enthalten also die Metadiabase der Grauwackenzone unseres Aufnahmegebietes als alpidische Neubildungen Stilpnomelan und Biotit; hingegen die des Tauern-N-Rahmens nach meinen bisherigen Beobachtungen nur Stilpnomelan. Es könnte jedoch sein, daß die winzigen grünen Biotitblättchen, welche STARK (l. c.) aus der Tauern-Nordrahmenzone unseres Gebietes erwähnte (Bergsturzblockwerk südwestlich Burgruine Klammstein) alpidische Neubildungen darstellen. Damit wäre der Unterschied kassiert.

Abb. 7. Kärtchen A, Fundorte.

Pyroxen (Diopsid): (1) in Metadiabas an der Straße Rauristal-Embach, 150 m nördlich W. H. Ager. (2) in Metadiabas des Anthaupten-N-Kammes in Seehöhe 1850 und 1810 m. (3) in Metadiabas des Blockwerkes bei Stoff Hochalm.

Braune Hornblende: (1) in Uralit-Metadiabas. Wildstein-S-Wand, 10 m unter dem Gipfel. (2) in Metadiabas des Blockwerkes bei Stoff Hochalm.

Alter Plagioklas (zirka 34% An): in Uralit-Metadiabas des Bergsturz-Blockwerkes der Brandkopf-N-Flanke, östlich P. 760.

Biotit und dessen Pseudomorphosen: (1) in deformiertem Granitgerölle des Geröllschiefers der QBP-Serie bei Drei-Wallner-Kapelle. (2 bis 5) in flyschartigem Sandstein als klastische Komponente an folgenden Orten: (2) Anthaupten-N-Kamm, Seehöhe 1760 m; (3) Blockwerk südwestlich Stoff Hochalm; (4) Hahnbalzköpf, am Gipfel; (5) Hahnbalzköpfl-N-Kamm, Seehöhe 1845 m.

Abb. 7. Kärtchen B, Fundorte.

Stilpnomelan: (1) in Agglomerat in schwarzem Tonschiefer. Am Karrenweg 800 m nordwestlich Hocheck, Lesestein. (2) in Agglomerat in Grünphyllit. Am Güterweg in Seehöhe 1620 m, 275 m ssw. Hocheck. (3) in Diabasschiefer des Gchwandtnerberg-ESE-Kammes, am Güterweg in Seehöhe 1425. (4) in Uralit-Metadiabas der Wildstein-S-Wand, 10 m unter dem Gipfel, und im Bergsturz-Blockwerk der Wildstein-SSW-Flanke. (5) in Chloritschiefer mit Stilpnomelan. Brandkopf, 250 m nordöstlich des Gipfels. (6) in Diabasschiefer am Güterweg südlich Hopfgartner. (7) in Serizit-Stilpnomelan-Quarzschiefer mit Hämatitporphyroblasten. Rauristal, südlich der Kitzloch Klamm. Siehe Abb. 1, Signatur 29. (8) in Stilpnomelan-Chlorit-Hellglimmer-Karbonat-Quarzit. 130 m ssö. Oberhof Alm. (9) in stilpnomelanreichem Albit-Chlorit-Titanit-Schiefer, 150 m westlich Hölleben. (10) in Metadiabas des Anthaupten-N-Kammes, Seehöhe 1850 m. (11) in Chlorit-Stilpnomelan-Karbonat-Quarzit der Rotwand. (12) in Diabasschiefer mit Ilmenit-Relikten. Hahnbalzköpfl-N-Kamm, Seehöhe 1840 m.

Biotit: (1) in Chloritschiefer mit Biotit. An der Straße im Dientental, 100 m südlich Mühlwirt. (2) in Diabasschiefer mit Chlorit-Biotit-Flecken. An der Straße im Dientental, 100 m nördlich Neuhäuslspitz und 100 m nördlich Salzachbrücke. Siehe Abb. 5, Signaturen 20, 28 und 32.

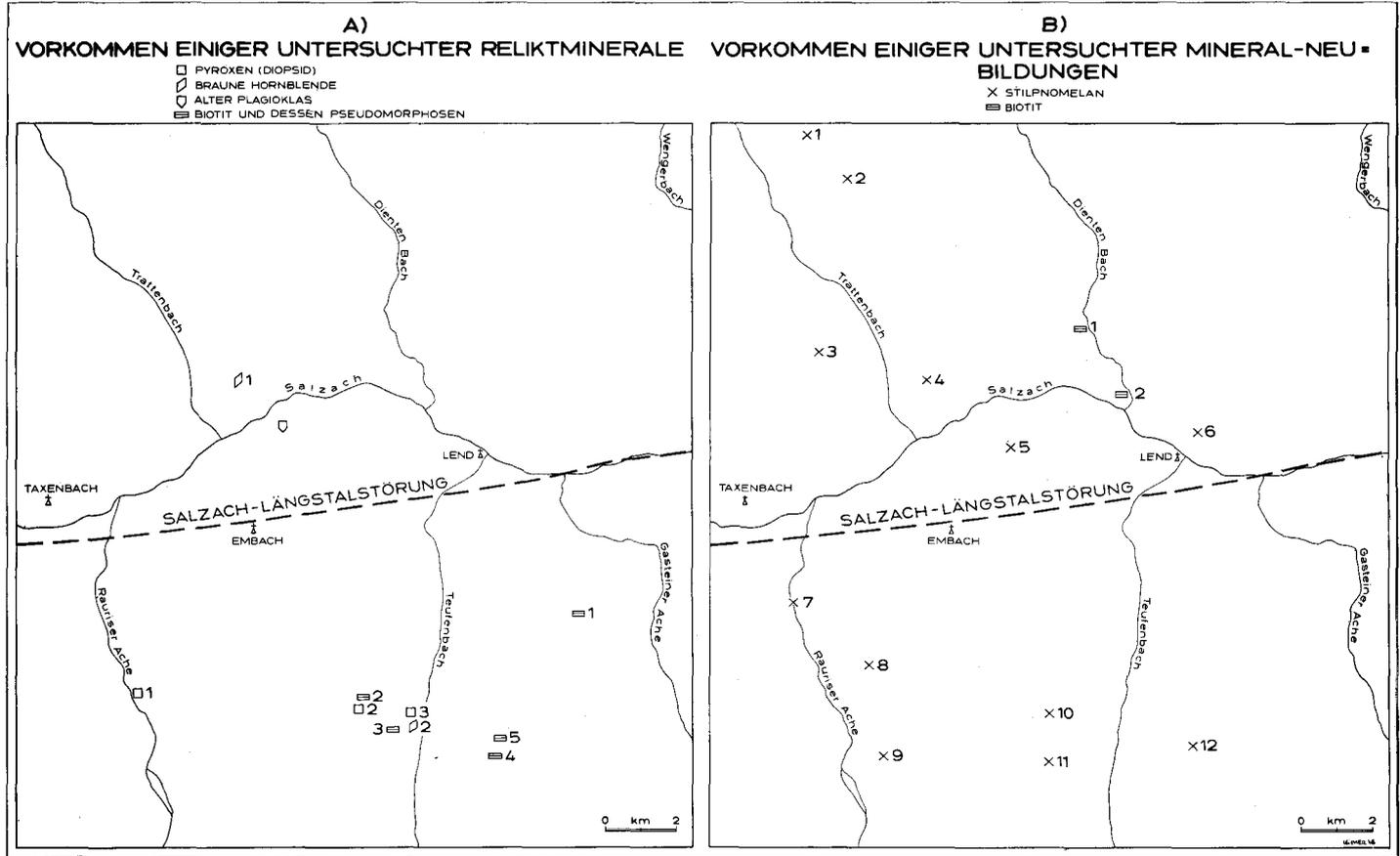


Abb. 7.

6.2.6 Großkorn-Epidot

Dieser ist in den Metadiabasen der Grauwackenzone und auch der Tauern-Nordrahmenzone vorwiegend farblos, also Fe-arm. Erst in den Prasiniten der Tauern-Schieferhülle begegnen uns die pleochroitischen, Fe-reicheren Epidote. Siehe dazu auch ANGEL (1955, p. 177).

6.3 Gesteinsfarbe, Vulkanologie, Mächtigkeiten, Ultrabasite. Zusammenfassung und offene Problematik

Wegen des Reichtums an mikroskopisch farbloser Hornblende (Uralit) und wegen des vorwiegend farblosen Epidots haben die Metadiabase der Tauern-Nordrahmenzone und der Grauwackenzone unseres Gebietes hell-graugrüne megaskopische Gesteinsfarbe. Diese blasse Farbe ist auffallend verschieden von den dunkleren Grünfarben der Prasinite der Tauernschieferhülle mit pleochroitischem Epidot und eventuell Fe-reichem Chlorit, blaugrüner Hornblende und Biotit.

Ehemalige Oberflächenlaven, Lagergänge und subvulkanische Stöcke lassen sich im vorliegenden Arbeitsgebiet weder in der Tauern-Nordrahmenzone noch in der Grauwackenzone deutlich auseinanderhalten. Tuffe und Tuffite des basischen Vulkanismus lassen sich in der Grauwackenzone recht gut erkennen, in der Tauern-Nordrahmenzone zumindest mit Berechtigung vermuten. In der Grauwackenzone erwähnt MOSTLER (F. K. BAUER et al. 1969, p. 12) porphyrische Diabase mit ehemals glasiger Grundmasse und variolithischem Gefüge, die ich leider in meinem Teilbereich nicht nachweisen konnte. Die mächtigen und massigen Metadiabasstöcke (Gschwandner Berg in der Grauwackenzone und Metadiabas Agerwirt-Anthaupten in der Tauern-Nordrahmenzone) dürften wohl subvulkanische Stöcke und Lagergänge gewesen sein.

Bezüglich der Mächtigkeit stehen die Metadiabaskörper der Grauwackenzone denen des Tauern-Nordrahmens wohl auch primär kaum nach, wenn es auch wegen tektonischer Wiederholungen unmöglich ist, die primären Mächtigkeiten einigermaßen verlässlich zu schätzen. Immerhin erreicht in der Grauwackenzone der Metadiabas in einem „ungestörten Profil“ am Sausteigen nordwestlich Maishofen bei Zell am See, unterbrochen von mehreren Tonschieferlagen, 800 m Mächtigkeit (MOSTLER 1975, p. 12). Der Metadiabas des Gschwandner Berges erreicht, wie wir gesehen haben, mit dünnen Schwarzphyllitzwischenlagen ebenfalls 800 m Mächtigkeit; der Metadiabas Agerwirt-Anthaupten in der Tauern-Nordrahmenzone mit Zwischenlagen von Schwarzphyllit und flyschartigem Sandstein 300 m Mächtigkeit.

Zusammen mit den Metabasiten treten in der Tauern-Nordrahmenzone unseres Gebietes Serpentine als Abkömmlinge von Ultrabasiten auf. In der Grauwackenzone des vorliegenden Arbeitsgebietes fanden wir nur ein eventuelles Serpentinbegleitgestein (Strahlsteinfels im Dientental bei Neuhäuslspitz). Doch sind bekanntlich westlich von Zell am See auch Serpentine mit den Metadiabasen der Grauwackenzone assoziiert.

Zusammenfassend bestätigen die Beobachtungen im Raum der vorliegenden geologischen Karte, daß die Metabasite der Tauern-Nordrahmenzone denen der Grauwackenzone bezüglich Primärbestand und sekundärer Metamorphose recht ähnlich sind. Die zuerst Genannten werden heute als alpidische Ophiolithe, und zwar als Platteninterne Kalkkali-Basalte, bzw. Alkalibasalte (HÖCK 1976, p. 34) gedeutet. Für die zuletzt

Genanntes nimmt man altpaläozoisches Alter, tholeiitischen Chemismus (Gebiet um Zell am See: COLINS, HOSCHEK & MOSTLER 1977, p. 23) und kaledonisch eugeosynklinalen Inselbogen-Vulkanismus (LOESCHKE 1977, p. 200), oder Vulkanismus im Bereich mitelozeanischer Rücken an (HOSCHEK & MOSTLER 1978, p. 43).

Dabei bleibt das Rätsel offen, warum sich die Metabasite nördlich und südlich der Salzach-Längstalstörung bis auf kleine, im Vorhergehenden ausführlich dargelegte Verschiedenheiten, zum Verwechseln ähnlich sehen?

7. Die tektonischen Beziehungen zwischen Hohen Tauern und Grauwackenzone

Die klassische Deckentheorie der Ostalpen sieht in Grauwackenzone und Nördlichen Kalkalpen höhere Teile der Ostalpinen Decke, die südlich des Tauernfensters beheimatet, nach N gegliedert sein. Rätselhafter Weise fehlen im N der Hohen Tauern die tieferen Teile der Ostalpinen Decke, nämlich das Kristallin. Einige Forscher meinen, daß es im Zuge der Deckenbewegung niemals die Tauern zur Gänze überschritten habe, also über dem Tauernkörper nordwärts ausgekilt sei. Andere glauben, daß das Kristallin wohl bis nördlich der Hohen Tauern vorgekilt sei, aber dann im Zuge orogener Spätphasen sekundär verschwunden wäre (Erosion, Verschluckung). Bezüglich der alpidischen Spätphasen meinen manche, daß das Kristallin der Ostalpinen Decke sehr wohl unter der Grauwackenzone vorhanden sei, daß aber die Salzach-Längstalstörung eine spätalpidische vertikale Störung mit mehreren Kilometern Sprunghöhe darstelle. Andere vermuten spätalpidische Lateralbewegungen an dieser Störung mit Verschleifung bis zum völligen Abreißen des Ostalpinen Kristallins. Zur Klärung solcher Fragen haben einige österreichische Geologen angeregt, eine Tiefbohrung zu wissenschaftlichen Zwecken im Bereich der Grauwackenzone nördlich der Hohen Tauern durchzuführen (STOWASSER 1972, p. 294–295).

Nun kann man auf Grund unserer feldgeologischen Beobachtungen doch einige Aussagen zur jungalpidischen Deformation und Kristallisation wagen, ganz unabhängig davon, wie man sich zu den oben angedeuteten Ereignissen in alpidischer Zeit stellt.

Auf Grund des beobachteten Bewegungsbildes von Tauernkörper und Grauwackenzone im studierten Abschnitt des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend ist es durchaus vorstellbar, daß beide geologischen Einheiten in jungalpidischer Zeit eine gemeinsame B-tektonische Prägung erfuhren: Steile, vorwiegend N-fallende s-Flächen; flache WNW streichende Faltenachsen; extreme Rotationstektonite (Stengelkalke usw.).

Sekundär wurden beide geologischen Einheiten später gegeneinander gekippt. Der Richtungssinn der Kippbewegung ist aus der Neigung der Faltenachsen ablesbar. Die Kippung erfolgte in der Grauwackenzone: West nach Osten, Ost nach Westen; hingegen im Tauernkörper: West nach Osten, Ost nach Westen.

Die mächtigen Mylonite der Salzach-Längstalstörung markieren die Narbe zwischen den gegenläufig gekippten und wahrscheinlich auch seitenversetzten Schollen. Für Verschleifungen und somit Lateralverschiebungen an der Störung spricht das geologische

Kartenbild (Tafel 1): Z. B. das schräge Heranstreichen des Haupt-Klammkalkzuges der Gasteiner Klamm (WNW-Streichen) und sein Abbiegen und seine tektonische Angleichung an die Salzach-Längstalstörung (WSW-Streichen).

Die heute enge Narbe (zirka 100 m mächtige Mylonite der Salzach-Längstalstörung) dürfte noch im Jungtertiär eine mehrere km breite Furche gewesen sein, in der sich limnische Sedimente mit Pflanzenresten absetzten (westliche Fortsetzung des Ennstal-Tertiärs).

Bezüglich der Gesteinsmetamorphose weisen die sich benachbarten Gürtel des Tauernkörpers und der Grauwackenzone dieselbe Mineralfazies auf. Auch die zeitlichen Beziehungen zwischen Kinematik und Kristallisation der Gesteinsgemengteile sind in beiden geologischen Einheiten die gleichen.

Damit bietet sich ganz natürlich die einfache Schlußfolgerung an, daß Grauwackenzone und Tauernkörper in enger Nachbarschaft und geologisch gleichzeitig die heute vorliegende B-Tektonik, Steilstellung der s-Flächen und niedrig-temperierte Epimetamorphose mit Vorwiegen des Stilpnomelans statt des Biotits erhalten haben (Abb. 7 B).

7.1 Einige strukturelle Details

Der Achsenplan (Tafel 3) beinhaltet nur Messungen, welche am anstehenden Fels von mir selbst ausgeführt wurden. Damit sind hangtektonische Sekundärverschiebungen weitgehend eliminiert.

Im **Tauernkörper** des dargestellten Bereiches neigen sich die Haupt-Faltenachsen und Lineationen vorwiegend mit Winkeln von 6 bis 30° nach WNW. Die Salzach-Längstalstörung schneidet diese Richtung im spitzen Winkel.

Abweichungen von dieser Regel sind selten. So findet man knapp an der Salzach-Längstalstörung im Gebiet des Kenlachgrabens steilere Achsen (bis 42° Neigung), bei Loifarn und Gasteiner Klamm WSW streichende, im Kristallgraben NW streichende und bei Klammstein aberrant nach E geneigte Faltenachsen. Bei Maria Ellend und im Metadiabaszug östlich Agerwirt sowie auf der Lärchseiten gibt es steilere Achsen (bis 40° Neigung) mit aberranter WSW-Neigung im zuletzt genannten Bereich.

Die meisten dieser Abweichungen sind an mächtige Klammkalk- und Metadiabaskörper gebunden, welche als weniger bildsame Lagen tektonische Disharmonien gegenüber der großen Masse der gleichmäßig deformierten, bildsamen Schiefer ausbildeten.

Allgemein stehen die s-Flächen des Tauernkörpers im bearbeiteten Bereich vertikal oder fallen steil N (Tafel 2). Aberrantes steiles S-Fallen gibt es nahe der Salzach-Längstalstörung in den Gebieten des Kenlach- und Teufenbachgrabens (Tafel 2, Profile 1 und 4), an der S-Seite der Klammkalkwalze von Klammstein mit „Trias“Zug 2 (Profil 2), an der S-Seite des Klammkalkzuges vom Kreuzkögerl mit „Trias“Zug 1 (Profil 3), an dem schon von HORNINGER (1959, p. 50) angemerkten Ausdünnen des Klammkalkzuges vom Stoffpalfen zur Tiefe auf Grund der im Triebwasserstollen anstehenden Phyllite (Profil 4) und an der Stirn des Kalkglimmerschiefers vom Bernkogel (Profil 3).

Eindeutig erkennbare Falteneschlüsse zeigt das Profil 2 mit der Klammkalkwalze von Klammstein, die bei der Huber Alm (südöstlich Drei-Wallner-Kapelle) tunnelförmig nach WNW unter die QBP-Serie eintaucht, und mit den 2 Klarimmschieferlagen des Wallner

Kopfes und des Ageter Bodens, die nachweislich zwischen Klammkalk westlich und nordwestlich Eisenbahnhaltestelle Klammstein in der Tiefe auskeilen. In Profil 3 wurde mit strichlierten Linien entsprechend dem westlichen Achsengefälle die vermutliche Fortsetzung dieser im Profil 2 (Gebiet der Gasteiner Klamm) erschlossenen Internstrukturen der großen, tektonisch geschoppten Klammkalkmasse angedeutet. Annähernd im Profilschnitt 3 erfolgten im Triebwasserstollen des Salzach-Kraftwerkes die großen Warmwassereinbrüche. Sie sind jedenfalls durch die Verkarstung und wahrscheinlich auch durch Umwege des vadosen Wassers in größere Tiefen unter Stollen-Niveau längs abdichtenden und Wegsamkeitszonen im Zuge des komplizierten Internbaues der Klammkalkmasse bedingt.

Ungeklärt bleibt aus den beschränkten Beobachtungen, die in tektonischer Hinsicht in dem von Moräne und Gehängeschutt weitgehend bedeckten Arbeitsgebiet möglich waren, ob die beobachteten Falten im Klammkalk der Profile 2 und 3 aufrecht stehen, oder als von oben eintauchende Antiklinalen verkehrt liegen.

Häufig zu beobachten ist eine jüngere Knitterung der s-Flächen, deren Achse die Hauptlineation überprägt. Die jüngere Knitterungs-Achse streicht quer bis senkrecht zur älteren Hauptlineation. Häufig entspricht sie der Klüftung annähernd in (ac). Die Erscheinung ist sehr verbreitet und wurde im Achsenplan nur mit 2 Meßdaten (nördlich Dorfgastein und westlich Klammstein) angedeutet.

Östlich des Arbeitsgebietes streichen in der Liechtensteinklamm die Faltenachsen WSW. Zur Grauwackenzone ist dort eine deutliche Diskordanz bezüglich des Streichens der Faltenachsen vorhanden. Die tektonischen Verhältnisse im dazwischenliegenden Bereich Schwarzach-Höllwand (weißer Fleck am Achsenplan) müssen noch geklärt werden.

Im bearbeiteten Bereich der Grauwackenzone streichen die Faltenachsen ebenfalls sehr gleichmäßig WNW und neigen sich aber mit Winkeln von 6 bis 30° nach ESE. Wiederum schneidet die Salzach-Längstalstörung im spitzen Winkel schräg durch.

Lokale Abweichungen zeigen sich östlich und südwestlich Schwarzach (NW-Streichen), steilere Neigungswinkel (bis 45°) südlich Goldegg, bei Eyrtsberg, am Buchberg, am Meislstein, im Wenger Wald, östlich Ferolisäge und nordwestlich Eschenau.

Die s-Flächen fallen in der Regel steil bis mittelsteil N, oder stehen vertikal. S-fallende Schiefer treten ausnahmsweise nahe der Salzach-Längstalstörung nördlich der Kitzlochklamm (Abb. 1, Signaturen 0 bis 1), südlich Taxenbach (Tafel 3) und infolge disharmonischer Tektonik lokal im starren Metadiabas-Körper des Gschwandner Berges auf.

Junge Knitterung mit Achsen annähernd parallel zur (ac)-Klüftung ist weit verbreitet und wurde in Tafel 3 nur an einer Stelle (südlich Taxenbach) eingetragen.

Die Haupt-Schieferungsfläche entspricht im allgemeinen der sedimentären Schichtung. An den Lydit-Bänken im schwarzen Tonschiefer läßt sich das nachweisen.

TRAUTH (1927, p. 42 und Tafel A) hat mit vorsichtigen Vorbehalten den Versuch unternommen, die Züge von metamorphem Kalk, Kalkphyllit, Eisendolomit und Magnesit als Synklinen zwischen den kalkfreien Phylliten und Tonschiefern aufzufassen und zu zeichnen. F. K. BAUER et al. (1969, p. 26 und geologische Karte mit Profil 3) haben für das vorliegende Gebiet die Vorstellung eines „steilen Sattel-Muldenbaues“ übernommen. Demgegenüber sei darauf hingewiesen, daß im vorliegend bearbeiteten Gebiet

Sättel und Mulden nicht aufgeschlossen sind. Der gesamte Schichtstoß fällt steil isoklinal N. Die von TRAUTH (1925, Tafel I) schematisch kartierte Syncline des Eschenauer Kogels (Steigwand-Mulde) mit metamorphem Kalk im Muldenkern und Kalkphyllit in den Muldenschenkeln sieht auf Grund unserer Kartierung andersartig aus. Der Gipfel des Eschenauer Kogels befindet sich in einem mächtigen Schwarzphyllitzug und nicht im Kalk und Kalkphyllit des angenommenen Muldenkernes. Vor allem sind Faltenschlüsse, wie sie von TRAUTH (1927, Tafel A) so zahlreich in Ziehharmonika-artiger Form gezeichnet werden, im bearbeiteten Gebiet nirgends zu sehen, obwohl 800 m hohe Vertikalprofile sichtbar sind.

Wie oben erwähnt, wollte TRAUTH sehr vorsichtig seine Profile nur als theoretischen Interpretationsversuch aufgefaßt wissen. Es sei auch daran erinnert, daß außerhalb unseres eng begrenzten Arbeitsgebietes die Grauwackenzone besonders in ihren nördlicheren Teilen flachere Strukturen mit Faltenschlüssen aufweist.

7.2 Beobachtete Störungen außerhalb der Salzach-Längstalstörung

Die Störung Gamsstuben-Kreuz Rinne befindet sich westlich der Gasteiner Klammwand. Sie zieht über die Scharte 30 m südwestlich P. 1288. Die Störungsfläche streicht N 15° W und fällt 65° E. Östlich der genannten Scharte befindet sich eine 25 m breite, verworfene Klammkalk-Scholle. Wo der Jagdsteig nördlich P. 1288 die Kreuz Rinne quert, befinden sich ebenfalls gekippte Schollen an der Störung. Der Talverlauf Ruine Klammstein-Dorfgastein liegt in der streichenden Fortsetzung dieser Störung.

Ein NNE-streichender Ableger der genannten Störung zieht durch die Rinne nördlich des Ageter Bodens.

In der Grauwackenzone streicht eine Störung mit 10 cm mächtigem Mylonit bei der Bergnerhütte N 60° E und versetzt schwarzen Tonschiefer gegen Grünphyllit.

Weder in der Kitzloch Klamm, noch in der Gasteiner Klamm war von Verwerfungen oder Quetschzonen beim Stollen-Vortrieb des Kraftwerkes Schwarzach Erwähnungswertes zu sehen (HORNINGER 1956, p. 115–116).

Im Bereich meiner geologischen Karte (Tafel 1) habe ich im gut aufgeschlossenen Tal des Dientenbaches keine Störung parallel zum Talverlauf beobachten können. Die Vermutung von SCHRAMM (1977 b, p. A 112), daß Störungen in der Grauwackenzone an der Salzach-Längstalstörung bis zu 1 km links-seitenversetzt werden und in den großen Tauerntälern (Fuscher, Gasteiner und Großarl Tal) weiterstreichen, regt zu näheren Nachforschungen an.

7.3 Störungen in jüngster geologischer Zeit

Im Gegensatz zu einigen Geomorphologen (BRÜCKNER, SEEFELDNER 1964, PIPPAN 1964) hält F. K. BAUER (1963) auf Grund sehr sorgfältiger geologischer Beobachtungen eine geologisch junge Hebung der Erdkruste im Bereich des Salzach-Durchbruchtales Taxenbach-Lend („Taxenbacher Enge“) für unwahrscheinlich.

Knapp westlich unseres Gebietes beobachtete HORNINGER (1957, p. 101) in von Grundmoräne bedeckten Schottern und Sanden bei Högmoos steil S-fallende Verwerfungen mit 60 cm Sprunghöhe.

8. Quartär

Wie schon in der geologischen Übersicht am Anfang der vorliegenden Arbeit näher ausgeführt, stellen eine von Terrassensedimenten bedeckte Mittelgebirgslandschaft mit auflagernder Würm-Grundmoräne und die intensive postglaziale Erosion mit Hangtektonik (Talzuschub) die auffälligsten quartärgeologischen Erscheinungen des Salzachtales in unserem Abschnitt zwischen Taxenbach und Lend dar. Als Erläuterung zu den entsprechenden Signaturen der geologischen Karte (Tafel 1) werden die quartärgeologischen Beobachtungen im folgenden kurz zusammengestellt:

8.1 Terrassensedimente des Salzachtales (unter der Würmmoräne)

Kies und Sand unter der Würm-Grundmoräne lagern südlich und nördlich der Salzach auf den Terrassen von Embach und von Eschenau-Böndl See 300 bis 120 m über dem heutigen Salzach-Lauf. Diese aus geschichteten Kiesen und Sanden mit nur wenig Schluff bestehenden Terrassensedimente sind bis zu 40 m mächtig aufgeschlossen. Teils handelt es sich um natürliche Aufschlüsse an den Erosionskanten der Terrasse (Dechantswald, Näßbein, Embacher Blaike, Reitbachtal, Teufenbachtal, P. 773), teils um künstliche Aufschlüsse in den Kies- und Sandgruben (onö. Embach, Goldhub, Teufenbach, Umgebung des Böndl Sees).

Die Schotterbänke des Dechantswaldes lagern auf Phyllit, sind teilweise konglomeriert und neigen sich mit 20° nach N, also zur Salzach. An der Oberkante der Embacher Blaike im 40 m hohen Aufschluß in Seehöhe 980 m am Güterweg nördlich Berg neigen sich die kreuzgeschichteten Bänke von Kies, Sand und wenig Schluff mit Winkeln von vorwiegend 25 bis 30° nach N. Darüber liegt die Würm-Grundmoräne, die mit einigen m Mächtigkeit die Steilkante der Blaike aufbaut. Kies-, Sand- und Feinsandlagen in der Kiesgrube nordöstlich Teufenbach neigen sich mit 10° nach E. Hier handelt es sich um Lokalschotter aus der benachbarten Klammkalkzone. Die Überlagerung durch Würm-Grundmoräne mit gekritzten Geschieben aus Granitgneis ist hier so wie in den Kiesgruben onö. Embach, Goldhub und Böndl See gut aufgeschlossen. Bei P. 773 auf der Terrasse von Maierhof (östlich Lend) finden sich Terrassenschotter nur als Lesesteine im Acker.

Bloß 90 m über dem Flußbett der Salzach befindet sich ein am Güterweg südlich Neuhäuslspitz (nahe der Mündung des Dientenbaches in die Salzach) aufgeschlossenes Kies- und Sandvorkommen. Das Gebiet ist durch gravitative Hangtektonik gestört. Es ist möglich, daß dieses Vorkommen ursprünglich höher lag und sekundär verstellt wurde.

Die Terrassensedimente des Salzachtales zeigen bezüglich ihrer Höhe über dem heutigen Flußlauf und bezüglich der auflagernden Grundmoräne der Würm-Hauptvereisung eine gewisse Analogie zu den Terrassensedimenten des Innetales bei Innsbruck und des Ennstaales bei Schladming. Diese werden als Mittel-Würm mit etwa 30.000 Jahren vor der Gegenwart eingestuft und entsprechen einer limnischen Sedimentation vor der Bildung des Würm-Eisstromnetzes (siehe dazu: FLIRI 1973, W. HEISSEL 1978, DRAXLER & VAN HUSEN 1978). Die Vermutung gleich alter Sedimentation der in unserem Gebiete vorliegenden Terrassensedimente des Salzachtales liegt nahe und diesbezügliche Spezialuntersuchungen wären in Zukunft wünschenswert.

8.2 Moräne

Grundmoräne der Würm-Hauptvereisung nimmt weite Flächen der Terrassenlandschaft und auch der flachen, über 1500 m Seehöhe ansteigenden Kuppen der Grauwackenzone ein. Der Geschiebemergel der Grundmoräne wurde an einigen frischen Weganschnitten beobachtet: Auf der Embacher Terrasse ober der Kitzloch Klamm und an der Straße zum Schipflbauer, am Embacher Freiberg bei P. 1264, im N-Hang des Salzachtals östlich Taxenbach beim Gehöft Aberg, am Güterweg im Trattenbachtal bei der Abzweigung zur Gschwandtner Säge und östlich vom Böndl See bei Holzlehen. Der fette Geschiebemergel führt gekritztes Geschiebe hauptsächlich aus Kerngneis. Unter der Kurzbezeichnung Kerngneis seien hier saure Orthogneise aus den tektonischen Zentralgneis-Kernzonen der Hohen Tauern verstanden. Die Verbreitungsgebiete des Geschiebemergels sind nicht nur auf den Terrassen, sondern auch auf den hochgelegenen Hängen und Kuppen weithin versumpft und aufschlußlos, so daß eine Abgrenzung gegen Gehängeschutt vielfach unmöglich war und auf der geologischen Karte nicht durchgeführt wurde.

Die Vorkommen der höchstgelegenen erratischen Kerngneis-Blöcke wurden systematisch beobachtet. Sie befinden sich östlich der Gasteiner Ache außerhalb unserer Karte oberhalb Dorfgastein auf der Mayerhof Alm in Seehöhe 1570 m, bei der Unteren Rainer Alm in Seehöhe 1320 m und bei der Jagdhütte Schönanger in Seehöhe 1320 m. Westlich der Gasteiner Ache im Bereich unserer geologischen Karte fanden sich die höchsten Kerngneis-Erratica am Felssporn P. 1288 nordwestlich Eisenbahnhaltstelle Klammstein und bei Pfarrach in Seehöhe 1300 m. Nördlich der Salzach sind hochgelegene Kerngneis-Erratica bei der Vorstand Alm in Seehöhe 1350 m, bei der Bergner Hütte in 1270 m, bei der Rohrmoos Kapelle in 1300 m, ober der Steigwand in 1320 m, im Schindlegg Wald in 1300 m und im Wenger Wald in 1330 m Seehöhe anzutreffen. Die Blöcke haben meist Durchmesser von 1 bis 2 m und maximal 4 m. Die tiefer gelegenen Ebenheiten und die niedrigeren Bergkuppen wie Brandkopf und Buchberg sind stellenweise dicht mit erratischen Kerngneis-Blöcken überstreut. Wie aus regionalen Vergleichen hervorgeht, dürfte die Obergrenze des Eisstromes der Würm-Hauptvereisung höher gelegen haben als die genannten höchsten Erratica-Vorkommen unseres Detailgebietes.

Neben den Kerngneis-Blöcken werden in geringen Mengen in der Moräne der Würm-Hauptvereisung Geschiebe anderer Tauern-Gesteine beobachtet, und zwar Klammkalk, Kalkglimmerschiefer, Grünschiefer, Metadiabas und Serpentin. Dolomit aus den Nördlichen Kalkalpen war nur an 2 Stellen auffindbar. Und zwar Blöcke bis zu 2 m Durchmesser von nicht metamorphem Dolomit zusammen mit Kerngneis-Blöcken westlich Irrstein in Seehöhe 1070 m (nördlich Böndl See) und ein ebensolcher, 3 m großer Dolomitblock im Wenger Wald, westlich P. 1439 in Seehöhe 1485 m. Die Dolomitblöcke sind glazial gerundet. Künstlicher Transport zu den entlegenen Fundstellen kann als unwahrscheinlich bezeichnet werden.

Fluvioglaziale Stausee-Sedimente in Randlage des sich aufbauenden Würmgletschers dürften die S-geneigten Kies- und Sandbänke in Seehöhe 1170 m, die von Würm-Grundmoräne überlagert werden, darstellen. Sie sind in der 15 m hohen Kiesgrube am Embacher Freiberg zwischen Reitbach und Teufenbach, nnw. Pfarrach aufgeschlossen.

Als fluvioglazial dürften auch geschichtete Quarzschotter am rechten Ufer der Gasteiner Ache bei der verfallenen Krallach Mühle einzustufen sein. Sie wurden wahrscheinlich

unter dem Gletscher in der W-E verlaufenden Erosionsrinne zwischen Klammkalk abgelagert.

8.3 Spätglazialer Moränenwall

Einer spätglazialen Lokalmoräne entspricht der 20 m hohe Endmoränenwall Neckler Riedel – P. 1090 m im Mittelabschnitt des Teufenbach-Tales.

Moränenwälle des Daun-Stadiums schließen die Kare des obersten Teufenbach-Tales ab.

Reste von Lokalmoräne aus Dolomit und Klammkalk liegen auf der Würm-Grundmoräne der Embacher Terrasse (bei Schipflbauer, P. 997 und Sachsbauer).

8.4 Spätglaziales Stausee-Konglomerat

Mehrere m dicke Bänke dieses Konglomerates stehen an der rechten Flanke des Rauristales südlich der Kitzloch Klamm an. Die Komponenten bestehen aus gekritzten Geschieben und Hangschutt. Die anscheinend zeitweise verstopfte Klammkalk-Barriere bewirkte einen natürlichen Stausee.

Ein ausgefülltes natürliches Stauseebecken in analoger Position befindet sich bei der Eisenbahnhaltestelle Klammstein im Gasteiner Tal (SENFTL & EXNER 1973, p. 222).

8.5 Erscheinungen der Hangtektonik

Zwischen Taxenbach und Lend weicht die Salzach von der Längstalstörung in einem nach N konvexen Bogen ab. In einem engen steilen Durchbruchstal durchschneidet sie die harten, NW streichenden Diabaszüge der Grauwackenzone, um erst bei Lend wiederum dem Mylonit der Längstalstörung als natürliche morphologische Schwächezone zu folgen. Die Mittelgebirgslandschaft der Terrassen von Embach, Eschenau, Böndl See und Goldegg und die auf diesen Terrassen abgelagerten Sedimente, welche von Würm-Moräne überlagert werden, bezeugen einen breiten Würm-zeitlichen alten Talboden.

Das Salzach-Durchbruchstal zwischen Taxenbach und Lend ist rund 300 m tief in diesen alten Talboden eingeschnitten. Das enge Durchbruchstal zeigt keine Moränen-Reste. Der Betrag der postglazialen Erosion beträgt rund 300 m.

Die übersteilen Hänge des postglazialen Durchbruchstales sind instabil. Dementsprechend wurden in postglazialer Zeit zahlreiche und ausgedehnte Felspartien gekippt oder rutschten ab. Es erfolgten zahlreiche Bergstürze. Solche bereiten sich auch in der Gegenwart vor (Bergzerreissungs-Spalten). Ein bekanntes Beispiel für einen andauernden rezenten Bergschliff und dessen wirksame, wenn auch sehr aufwendige Stabilisierung durch die Betonierung der muschelförmigen Anrisse, Anlage eines künstlichen Erosionsniveaus unter den Anrissen und Betonierung der Bachbetten, bietet die Embacher Blaike.

Eine wesentliche Aufgabe meiner geologischen Kartierung sah ich darin, gekippte Gesteinsschollen, verrutschte Felsmassen und Bergsturz-Regionen deutlich vom anstehenden Fels zu unterscheiden. Messungen der Lineationen und s-Flächen in den teils nur gekippten, teils abgerutschten Felsmassen bei der Dientenbach-Mündung und rings um Lend ergeben infolge der Hangtektonik Abweichungen vom regionalen Bauplan. Es war notwendig, die Abgrenzung der durch Hangtektonik bewegten Felsmassen kartenmäßig

festzuhalten und die entsprechenden abweichenden Strukturdaten (Lineationen und s-Flächen) aus der geologischen Karte (Tafel 1) und dem Achsenplan (Tafel 3) zu eliminieren, um eine Übersicht über die Strukturen des anstehenden Felsens zu erhalten.

8.5.1 Unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen

Die steil NE fallenden Schiefergesteine der Grauwackenzone wurden an den Hängen des postglazialen Salzachtales aus ihrem Verband gelöst und in eine flache, häufig horizontale Lage der Schieferungsflächen gekippt. Innerhalb dieser gekippten oder abgerutschten Gesteinsmassen blieb der Schichtverband von Schwarzphyllit, Kalkphyllit, Grünphyllit und Diabasschiefer recht gut erhalten.

Markante Beispiele bieten die verrutschte Scholle unterhalb von Hundsfeld (geologische Schwierigkeiten für die in Bau befindliche neue Strecke der Gemeindestraße), die Felstürme des Scheibenpalfens und Umgebung bei der Dientenbach-Mündung (siehe Abb. 5), die Steilwände mit annähernd horizontalen s-Flächen an der Salzachtal-Bundesstraße zwischen den Mündungen des Dienten- und Reitbaches, die Felsen beidseits des untersten Teufenbaches und die weiten verrutschten Felspartien an der Straße von Lend zum Scheiberbauer, am Straubinger Palfen und unterhalb Ganzenhub.

8.5.2 Bergsturz-Blockwerk

Der gewaltige Bergsturz südwestlich und südlich der Burgruine Klammstein im Gasteintal erfolgte vor der Würm-Hauptvereisung, da er von deren Grundmoräne bedeckt wird. Solchermaßen schließt er sich den anderen großen, vor der Würm-Hauptvereisung niedergegangenen Bergstürzen des Gasteintales an (EXNER 1957). Er schlägt eine Bresche justament in die geologisch interessanteste Zone der Breccien, flyschartigen Sandsteine, Metadiabase, QBP-Serie und „Trias“. Eine eindeutige Auskartierung des Bergsturzareales wurde vorgenommen. Auf die petrographisch interessante Zusammensetzung des Bergsturz-Blockwerkes wird im Text bei der Beschreibung der betreffenden Gesteine mehrfach hingewiesen.

Die zahlreichen übrigen, durchwegs viel kleineren Bergstürze des Kartengebietes erfolgten postglazial.

Hierher sind die Bergstürze im oberen und mittleren Abschnitt des Teufenbach-Tales und in der W- und NW-Flanke des Anthaupten zu rechnen. Ferner gehören hierher die zahlreichen Bergstürze an den Hängen des Salzach-Durchbruchstaes. Landschaftlich eindrucksvoll sind hier vor allem die steilen Abbruchnischen und grobblockigen Trümmerfelder des Uralit-Metadiabases der Wildstein-S-Flanke und des Brandkopf-N-Hanges. Die Bergstürze südlich der Steigwand und südlich des Palfen Waldes brachen aus dem metamorphen Kalk der Grauwackenzone aus. Das Blockfeld des zuletzt genannten wird von 2 Quellen, nordwestlich und östlich Kapelle Oberdorfer entwässert.

8.5.3 Trümmer-Rücken

Analog zu den von mir in den Hochgebirgsregionen der Hohen Tauern beobachteten Trümmer-Graten, welche infolge übersteiler Talhänge in sich selbst zusammengesunkene Bergeste darstellen, die aus grobem scharfkantigem Bergsturzblockwerk bestehen, gibt es

eine entsprechende Bildung im vorliegenden Kartengebiet am NW-Rücken des Buchberges südlich des Böndl Sees. Die Trümmer dieses Rückens bestehen aus Schwarzphyllit. Es handelt sich um einen in situ zusammengebrochenen, einst übersteilen Grat. Ein zweiter, aus Diabasschiefer bestehender Blockrücken befindet sich 500 m wsw. Wetterkreuz. Ein drittes Vorkommen besteht aus Klammkalk bei P. 1258, hoch über der Gasteiner Klamm.

8.5.4 Bergzerreissungs-Spalten

Wo in Vorbereitung künftiger Bergstürze sich hangparallele Abrißflächen langsam ausbilden, klaffen mehrere m tiefe und oft einige 100 m lange hangparallele Spalten.

Die Bergzerreissungs-Spalte im Klammkalkzug von P. 1029 östlich der Kitzloch Klamm streicht E-W. Die Spalte längs der Embacher Blaike und am Brandkopf streicht NE; ebenso auch die des Brunntales (südlich Brunntalköpfel). Nördlich der Salzach streichen die Spalten am Wildstein, am Mosertennlehen, am Buchberg und bei Steinbichl WNW bis E-W. Die zuletzt genannte Spalte ist 20 m tief (bei Maierhof knapp östlich des Kartenblattrandes).

8.6 Kalktuff (Quellsinter)

Er ist porös, zeigt waagrechte Schichtung und überzieht 10 m mächtig den anstehenden Fels unter dem Wasserfall der Gasteiner Ache im Hinterhof der Lender Aluminiumfabrik knapp südlich der Mündung der Gasteiner Ache in die Salzach. Weitere Vorkommen erstrecken sich längs des S-Ufers der Salzach nach E bis nördlich Krallach Bauer.

8.7 Talalluvionen und Schuttkegel

Längs der Salzach enden die Talalluvionen des Oberpinzgaues mit der Terrasse des Sportplatzes P. 761 Taxenbach. Das Durchbruchstal zwischen Taxenbach und Lend zeigt nur winzige Alluvialflächen (z. B. bei Eisenbahnhaltestelle Eschenau). Eine größere Alluvialfläche ist in Lend entwickelt. Bedeutendere Alluvionen und Bachschuttkegel finden sich im Rauris- und Gasteintal, unbedeutende im Teufenbachtal entwickelt. Auf der Mittelgebirgsterrasse bildeten sich holozäne Alluvionen östlich Embach, am Wenger Bach und bei Weng. Westlich des Böndl Sees (nordwestlich Kapelle P. 855) zeigt das Moor ein ausgetrocknetes altes Seebecken an.

8.8 Karsterscheinungen und Dolinen

Auf dem Klammkalk bilden sich stellenweise natürliche Karrenfelder aus. Die Karstphänomene der Klammkalke im Inneren des Berges haben W. HEISSEL und HORNINGER während des Stollenvortriebes des Wasserkraftwerkes Schwarzach mit den Karstschlängen, den Kaltwassereinbrüchen und mit den unvorhergesehenen gewaltigen Warmwassereinbrüchen (bis 30,7°C) beschrieben. Diesbezüglich sei auf die Originalliteratur (W. HEISSEL 1955, HORNINGER 1956–1959) und auf den zusammenfassenden Bericht von HORNINGER (1959 a) verwiesen.

Dolinen auf Klammkalk finden sich obertags bei Steinerdörfel in der östlichen Fortsetzung des Hauptklammkalkes der Kitzloch Klamm, und zwar 100 m wsw. P. 1033, knapp südlich der Straße. Sie dürften hier mit einer Bergzerreissungskluft verbunden sein.

Ferner: Am Brunntalköpfel. Ferner: 5 Dolinen wnw. Drei-Wallner-Kapelle. Ferner: Eine N-S streichende Dolinenfurche am Sattel nördlich Huber Alm in Seehöhe 1240 m, knapp westlich P. 1276.

Auf metamorphem Kalk der Grauwackenzone gibt es Dolinen westlich Meislstein.

8.9 Erosion in den Klammern

In der Klamm der Gasteiner Ache können die alten kreisrunden Flußkolke (Strudeltöpfe) im Klammkalk mit Durchmesser bis 5 m neben der Straße zwischen P. 788 und dem Straßenknie 200 m nördlich dieses Punktes als sehenswert bezeichnet werden. Rezenten Kolke begleiten das Bett der Ache besonders zwischen der Eisenbahnbrücke und der verfallenen Krallach Mühle. Trotz der zahlreichen Lawinenmauern und -netze erfolgt bei Unwettern an den Steilhängen der Klamm ein wahrer „Felsregen“. Im Juli 1975, wenige Tage nach Einstellung der Straßenpflege (Verlegung des Verkehrs in den 1,6 km langen Klamm-Straßentunnel) beobachtete ich nach einem Unwetter, daß die Straße von Bergsturz-Blockwerk und Schuttkegeln übersät war.

In der Kitzloch Klamm befinden sich ebenfalls einige Meterzehner über der heutigen Ache die alten Strudeltöpfe im Klammkalk knapp nördlich „Gedenktafel und Kreuz“ (Abb. 1). Sie sind von hier bis zum Bett der heutigen Ache verfolgbar. Aktuogeologisch sehr eindrucksvoll waren die verheerenden Auswirkungen des Unwetters vom 15. Juli 1975. Zahlreiche Brücken und weite Strecken des gesicherten Touristensteiges wurden durch Hochwasser, Muren und Bergschlag zerstört. In den Phyllitonen zwischen den Klammkalkzügen entstanden dabei frische Anrisse, welche mehrere, bisher nicht bekannte „Trias“-Vorkommen (Rauhacke, Dolomit usw.) entblößten.

Die hauptsächlich Gefällestufe mit Wasserfall und enger rezenter Klamm mit senkrechten Wänden befindet sich im Hauptklammkalk (Abb. 1, Signatur 17). Das ist das eigentliche Kitzloch. Der Touristenweg umgeht die unwegsame Klamm im Kitzlochstollen. Bei dem nördlichen Portal dieses Stollens schließt an den Hauptklammkalk eine 5 m mächtige Kalkphyllitlage (Signatur 16) an. In ihr ist die Ederrinne erodiert. Im E blieb ein Erosionsrest des Kalkphyllits als Naturbrücke hoch über dem Touristensteig erhalten. Sie überspannt die Ederrinne als Drachenloch. Nördlich vom Kalkphyllit schließt eine 8 m mächtige senkrechte Klammkalklamelle an (Signatur 15). Aus ihr hat die Erosion westlich der Ache eine mehrere Meterzehner hohe Felsklinge herausgemeißelt. Sie ist wohl das eindrucksvollste Erosionsgebilde unseres Gebietes und trägt den Namen Ederspitze (Abb. 1).

Literatur

- ALBER, J.: Lithologische Charakterisierung einiger Profile aus der „Sandstein-Breccienzone“, Bündnerschiefer, äußeres Rauristal (Salzburg). – Unveröff. Vorarbeit Inst. Geol. Univ. Wien, 27 S., 23 Abb., 12 Taf., Wien 1972.
- ANGEL, F.: Über Diabasformen aus dem Bereich des Murauer Paläozoikums. – Verh. Geol. B.-A., 1955, p. 175–180, Wien 1955.
- ANGEL, F.: Über die spilithisch-diabasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, p. 1–15, Wien 1956.
- BAUER, F. K.: Die Taxenbacher Enge. – Verh. Geol. B.-A., 1963, H. 1/2, p. 135–157, Wien 1963.
- BAUER, F. K., LOACKER, H., & MOSTLER, H.: Geologisch-tektonische Übersicht des Unterpinzgaues, Salzburg (Abschnitt zwischen Zeller-Furche im W und Dientner Bach im E). – Veröff. Univ. Innsbr., 13, p. 1–30, Innsbruck 1969.

- BECKE, F.: Bericht über den Fortgang der Arbeiten zur petrographischen Durchforschung der Centralkette der Ostalpen. – Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 1899, p. 4–10, Wien 1899.
- BECKE, F.: Calcit vom oberen Klamm-tunnel an der Strecke Schwarzach/St. Veit–Gastein der Tauernbahn. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 21, p. 460, Wien 1902.
- BECKE, F.: Bericht über den Fortgang der geologischen Beobachtungen am Tauerntunnel. – Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 1904, p. 407–410, Wien 1904.
- BECKE, F.: Geologisches von der Tauernbahn. – Vorträge Ver. Verbr. naturwiss. Kenntnisse Wien, 46, H. 10, p. 1–15, Wien 1906.
- BISTRITSCHAN, K., & BRAUMÜLLER, E.: Die Geologie des Stollens Rauris–Kitzloch im Bereiche des Tauernnordrandes (Salzburg). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 49, p. 85–106, Wien 1958.
- BRANDECKER, H., & VOGELTANZ, R.: Baugeologie des Bauloses „Klamm“, Gasteiner Bundesstraße (Salzburg). – Mitt. L.-Mus. Joanneum, Abt. Geol. Paläont. Bergb., 35, p. 27–44, Graz 1975.
- BRAUMÜLLER, E.: Aufnahmsbericht über Blatt St. Johann i. P. (5050). Kristallin- und Grauwackenzone. – Verh. Geol. B.-A., 1938, H. 1/2, p. 53–57, Wien 1938.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 30, p. 37–150, Wien 1939.
- CADISCH, J.: Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges. – Eclogae Geol. Helv., 17, p. 493–501, Lausanne 1922/1923.
- COLINS, E., HOSCHEK, G., & MOSTLER, H.: Arbeitsbericht über das Jahr 1976. Geologischer Tiefbau der Ostalpen. – Z. A. Meteorologie Geodynamik, 22/1, p. 23–27, Wien 1977.
- DRAXLER, I., & VAN HUSEN, D.: Zur Einstufung innerwürmzeitlicher Sedimente von Ramsau/Schladming und Hohentauern (Steiermark). – Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol., 14, H. 1, p. 105–114, Innsbruck 1978.
- EXNER, CH.: Geologische Probleme der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Sonderh. C, p. 86–95, Wien 1952.
- EXNER, CH.: Geologische Karte der Umgebung von Gastein, 1 : 50.000. – Geol. B.-A., Wien 1956.
- EXNER, CH.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. – 168 S., Geol. B.-A., Wien 1957.
- EXNER, CH.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe. – 148 S., Geol. B.-A., Wien 1964.
- EXNER, CH.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jahrb. Geol. B.-A., 114, H. 1, p. 1–119, Wien 1971.
- FISCH, W.: Zur Geologie der Gasteiner Klamm bei Lend (Österreich). – Eclogae Geol. Helv., 25, p. 131–138, Basel 1932.
- FLURI, F.: Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – Zeitschr. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 16, p. 1–14, Berlin-Stuttgart 1973.
- FRASL, G.: Geologische Karte der Umgebung von Gastein, 1 : 50.000. – Geol. B.-A., Wien 1956.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jahrb. Geol. B.-A., 101, p. 323–472, Wien 1958.
- FRASL, G., & FRANK, W.: Exkursion Mittlere Hohe Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, p. 17–31, Wien 1964.
- 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.
- FRASL, G., KIRCHNER, E., SCHRAMM, J. M., & VETTERS, W.: Metamorphose von der Basis der Nördlichen Kalkalpen bis in die tiefsten Einheiten der Ostalpen im Profil Salzburg – mittlere Hohe Tauern. Geologischer Tiefbau der Ostalpen, p. 6–8, Graz-Innsbruck-Salzburg-Wien, 1975.
- HADITSCH, J. G., & MOSTLER, H.: Die Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätte Thumersbach bei Zell am See (Nördliche Grauwackenzone Salzburg). – Archiv Lagerst. Forsch. Ostalpen, 5, p. 170–191, Leoben 1967.
- HEISSEL, W.: Grauwackenzone der Salzburger und der Kitzbüheler Alpen. Geologischer Führer zu den Exkursionen. – Verh. Geol. B.-A., Sonderh. A, p. 71–76, 110–112, Wien 1951 a.
- HEISSEL, W.: Aufnahmen auf den Kartenblättern St. Johann i. P. und Wagrain (Bericht 1950). – Verh. Geol. B.-A., 1950/51, H. 2, p. 26–27, Wien 1951 b.
- HEISSEL, W.: Aufnahmen 1952 im Raume des früheren Kartenblattes 1 : 75.000 St. Johann i. P. 5050. – Verh. Geol. B.-A., 1953, H. 1, p. 55–57, Wien 1953.
- HEISSEL, W.: Aufnahmsbericht 1954. Kartenblätter 124-Saalfelden und 125-Bischofshofen. – Verh. Geol. B.-A., 1955, H. 1, p. 36–37, Wien 1955.
- HEISSEL, W.: Aufnahmsbericht 1963. Blatt Bischofshofen (125). – Verh. Geol. B.-A., 1964, H. 3, p. A 24–25, Wien 1964.

- HEISSEL, W.: Inntalquartär im südöstlichen Innsbrucker Mittelgebirge, im Raum Fritzens-Baumkirchen und im Gelände von Hötting bei Innsbruck. – Exkursionsführer, p. 4–8, Inst. Geol. Paläont. Univ., Innsbruck 1978.
- HÖCK, V.: Die Bedeutung der basischen Metavulkanite für Metamorphose und Baugeschichte der mittleren Hohen Tauern. Geologischer Tiefbau der Ostalpen. – Z. A. Meteorologie Geodynamik, 212, p. 26–35, Wien 1976.
- HORNINGER, G.: Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. – Verh. Geol. B.-A., 1956, H. 1, p. 114–118, Wien 1956.
- HORNINGER, G.: Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. – Verh. Geol. B.-A., 1957, H. 1, p. 99–103, Wien 1957.
- HORNINGER, G.: Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. – Verh. Geol. B.-A., 1958, H. 3, p. 282–286, Wien 1958.
- HORNINGER, G.: Bauegeologisches vom Salzach-Kraftwerk Schwarzach. – Österr. Zeitschr. Elektrizitätswirtschaft, 12, H. 2, p. 48–50, Wien 1959 a.
- HORNINGER, G.: Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., 1959, H. 3, p. A 112–115, Wien 1959 b.
- HORNINGER, G.: Auslaugungen an Karbonatgesteinen. – Geol. u. Bauwesen, 24, H. 3/4, p. 159–164, Wien 1959 c.
- HORNINGER, G.: Unpublizierte geologische Stollenbänder des Kraftwerkes Schwarzach im Maßstab 1:2000 und 1:10.000. – Geol. Inst. Techn. Univ., Wien 1963.
- HOSCHEK, G.: Bericht über Untersuchungen an magmatischen Gesteinen aus der Grauwackenzone, Raum Kitzbühel. – Arbeitsbesprechung „Geodynamik des mediterranen Raumes“ in Salzburg, Februar 1973, p. 89–91, München 1973.
- HOSCHEK, G., & MOSTLER, H.: Jahresbericht über das Jahr 1975. Geologischer Tiefbau der Ostalpen. – Z. A. Meteorologie Geodynamik, 212, p. 47–50, Wien 1976.
- HOSCHEK, G., & MOSTLER, H.: Jahresbericht über das Jahr 1977. Geologischer Tiefbau der Ostalpen. – Z. A. Meteorologie Geodynamik, 230, p. 43–46, Wien 1978.
- HOTTINGER, A.: Zur Geologie des Nordrandes des Tauernfensters in den zentralen Hohen Tauern. – Eclogae Geol. Helv., 27, p. 11–23, Basel 1934.
- HOTTINGER, A.: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblüch-Hocharn-Gruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. – Eclogae Geol. Helv., 28, p. 249–368, Basel 1935.
- KLEINSCHMIDT, G.: Krinoiden aus dem epizonalen Kristallin der Saualpe, Kärnten. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1966, H. 12, p. 707–716, Stuttgart 1966.
- KOBER, L.: Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m-n. Kl., I, 121, p. 425–459, Wien 1912.
- KOBER, L.: Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m-n. Kl., 98, p. 201–242, Wien 1922.
- LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen. – Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 128, p. 185–207, Hannover 1977.
- MOSTLER, H.: Geologie der Berge des vorderen Großarl- und des Kleinarltales. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Innsbruck, 96 S., 1 Tab., 4 Taf., Innsbruck 1963 a.
- MOSTLER, H.: Geologie der Berge des vorderen Großarl- und des Kleinarltales (Salzburg). Vorbericht. – Verh. Geol. B.-A., 1963, H. 1/2, p. 132–135, Wien 1963 b.
- MOSTLER, H.: Einige Bemerkungen zur Salzach-Längstaltörung und der sie begleitenden Gesteine. (Im Bereich Wagrain bis Lend, Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14/15, p. 185–196, Wien 1964.
- MOSTLER, H.: Geologische Aufnahmen 1965 auf Blatt St. Georgen (124/3). – Verh. Geol. B.-A., 1966, H. 3, p. A 32–33, Wien 1966.
- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festb. Geol. Inst. Univ. Innsbruck, p. 507–522, Innsbruck 1970.
- MOSTLER, H.: Geologisch-petrologische Untersuchungen in der Grauwackenzone von Saalfelden-Zell am See. Geologischer Tiefbau der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1974, H. 4, p. A 144–145, Wien 1974.
- MOSTLER, H.: Bericht über geologisch-petrographische Untersuchungen in der Grauwackenzone des Zeller Raumes. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen, p. 12–13, Graz-Innsbruck-Salzburg-Wien 1975.
- OHNESORGE, TH.: Aufnahmsbericht über Blatt St. Johann im Pongau (5050). – Verh. Geol. B.-A., 1926, H. 1, p. 9, Wien 1926.
- PEER, H.: Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern zwischen Gasteiner Ache und Schuhflicker. – Unveröff. Diss. formal- u. naturw. Fak. Univ. Wien, 146 S., 66 Abb., 2 Taf., Wien 1978.

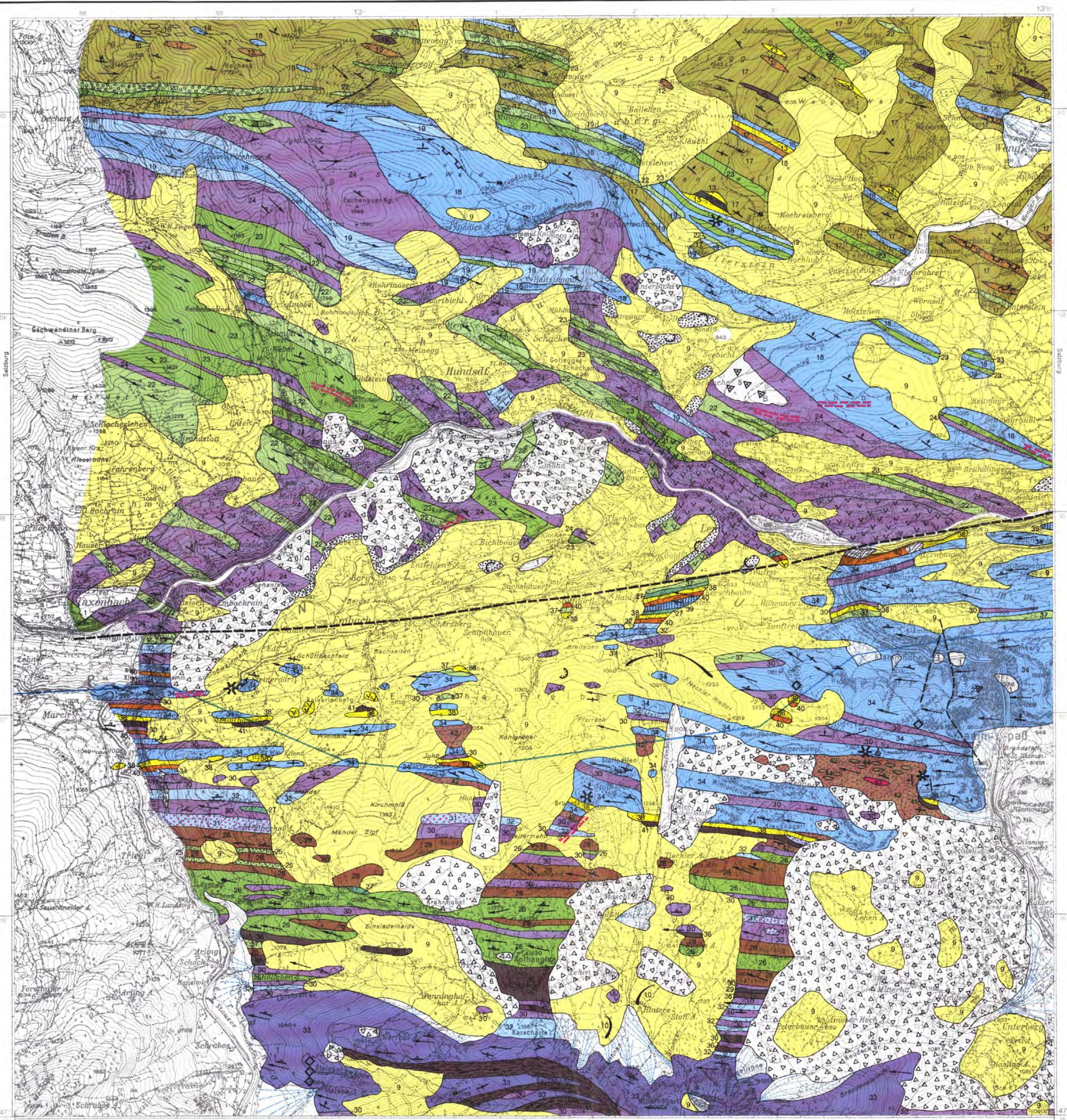
- PIPPAN, TH.: Diskussionsbemerkung zum Problem der Taxenbacher Enge. – Verh. Geol. B.-A., 1964, H. 2, p. 374–378, Wien 1964.
- PREY, S.: Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an den flyschartigen Serien des östlichen Tauernnordrandes. – Verh. Geol. B.-A., 1975, H. 4, p. 291–295, Wien 1975.
- PREY, S.: Flyscherscheinungen in den „flyschartigen Serien“ des östlichen Tauernnordrandes. – Verh. Geol. B.-A., 1977, H. 3, p. 313–320, Wien 1977.
- ROSENBUSCH, A., & OSANN, A.: Elemente der Gesteinslehre, 4. Aufl. – 779 S., Schweizerbart, Stuttgart 1923.
- RUMPF, J.: Pinolit von Goldeck. – Jahrb. Geol. R.-A., 24, min. Mitt., p. 281–282, Wien 1874.
- SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, CH., & NOWOTNY, A.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1976, H. 2, p. 115–145, Wien 1976.
- SCHRAMM, J. M.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone und im Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 124, Saalfelden und 125, Bischofshofen. – Verh. Geol. B.-A., 1976, H. 1, p. A 132–134, Wien 1976 a.
- SCHRAMM, J. M.: Teilbericht über die Metamorphose in den nördlichen Kalkalpen und in der nördlichen Grauwackenzone. Geologischer Tiefbau der Ostalpen. – Z. A. Meteorologie Geodynamik 212, p. 19–25, Wien 1976 b.
- SCHRAMM, J. M.: Niedriggradige Metamorphose von Sedimenten der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. Nachtrag zu Geologischer Tiefbau der Ostalpen. – Z. A. Meteorologie Geodynamik, p. 2–8, Wien 1977 a.
- SCHRAMM, J. M.: Bericht 1976 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone und im Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 124, Saalfelden und 125, Bischofshofen. – Verh. Geol. B.-A., 1977, H. 1, p. A 109–113, Wien 1977 b.
- SCHWINNER, R.: Das Bewegungsbild des Klammkalkzuges (eine tektonische Verknüpfung zwischen Nord- und Zentralalpen). Centralbl. Min. Geol. Paläont., Abt. B, 1933, p. 280–290, Stuttgart 1933.
- SEEFELDNER, E.: Zur Frage der Entstehung der Taxenbacher Enge. – Verh. Geol. B.-A., 1964, H. 2, p. 371–374, Wien 1964.
- SENFL, E., & EXNER, CH.: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. Geol. B.-A., 1973, H. 2, p. 209–234, Wien 1973.
- STARK, M.: Grünschiefer mit Diabasreliktstruktur. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 26, p. 142–143, Wien 1907 a.
- STARK, M.: Grünschiefer etc. aus dem Großarl- und Gasteintal. Vortrag. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 26, p. 487–491, Wien 1907 b.
- STARK, M.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., I, 121, p. 195–226, Wien 1912.
- STARK, M.: Entwicklungsstadien bei krystallinen Schiefen (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteintal. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., II a, 148, H. 1/2, p. 41–106, Wien 1939.
- STARK, M.: Porphyroide und verwandte Eruptiva aus dem Großarl- und Gasteiner Tal. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., I, 149, H. 1/2, p. 13–50, Wien 1940.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 52, p. 1–272, Bern 1924.
- STOWASSER, H.: Tiefbohrungen in den Ostalpen zu geowissenschaftlichen Zwecken (Bericht über Diskussion). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, p. 289–295, mit geol. Karte, Wien 1972.
- TOLLMANN, A.: Die mesozoischen Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen. – (In:) O. KUHN (Hrsg.): Lexique stratigraphique international, 1, fasc. 8, Autriche, 646 S., Paris 1962.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. I, Die Zentralalpen – 766 S., Deuticke, Wien 1977
- TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Erster Teil. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 100, p. 101–212, Wien 1925.
- TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Zweiter Teil. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 101, p. 29–65, Wien 1927
- ZIMMER, W.: Geologie der Nordrahenzone der Hohen Tauern bei Großarl. – Unveröff. Diss. formal- und naturw. Fak. Univ. Wien, 179 Š., 69 Abb., 14 Tab., 5 Taf., Wien 1978.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 23. 11. 1978.

Geologische Karte des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend

aufgenommen von CH.EXNER in den Jahren 1974 bis 1978

1 : 25 000



QUARTÄR

- 1 Talalluvionen
- 2 Schuttkegel
- 3 Kalktuff (Quellsinter)
- 4 Bergzerreißungs-Spalte
- 5 Trümmerrücken
- 6 Bergsturz-Blockwerk
- 7 unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen
- 8 Terrassensedimente (unter der Würmmoräne)
- 9 Moräne und Gehängeschutt
- 10 spätglazialer Moränenwall
- 11 spätglaziales Stausee-Konglomerat

GRAUWACKENZONE (Altpaläozoikum)

- 12 Magnesit
- 13 Eisendolomit
- 14 Graphitschiefer
- 15 schwarzer Kieselschiefer
- 16 Agglomerat in schwarzem Tonschiefer
- 17 schwarzer Tonschiefer, übergehend zu Schwarzphyllit
- 18 metamorpher Kalk
- 19 Kalkphyllit
- 20 Agglomerat in Grünphyllit
- 21 Strahlsteinschiefer
- 22 Grünphyllit
- 23 Uralit-Metadiabas und Diabasschiefer
- 24 Schwarzphyllit

NORDRAHMENZONE U.SCHIEFERHÜLLE D.HOHN TAUERN

- 25 Grünschiefer
- 26 Metadiabas und Diabasschiefer
- 27 Serpentin
- 28 flyschartiger Sandstein
- 29 Graphitquarzit
- 30 Schwarzphyllit
- 31 Dolomitbreccie
- 32 Kalkphyllit
- 33 Kalkglimmerschiefer
- 34 Klammkalk
- 35 dünnlagiger Quarzit
- 36 Karbonatquarzit
- 37 Grünphyllit (teilweise „Keuper“, teilweise Tuffit im Bündnerschiefer)
- 38 Dolomit
- 39 rosa Bänderkalk
- 40 Rauhwacke
- 41 Quarzit („Skyth“)
- 42 Serizit-Quarz-Schiefer und Feinbreccie (teilweise mit bunten Farben)
- 43 Porphyroid
- 44 Geröllschiefer

„Nach-Trias“ einschließlich Bündnerschiefer

„Trias“

„Perm“

Schichtung und Schieferung:

- ↑ Fallen 31 – 60°
- ↗ Fallen 61 – 84°
- ↘ Fallen 85 – 90°
- tektonische Störung

Faltenachse (Haupt-Lineation):

- ↔ Neigung 6 – 30°
- ↔ Neigung 31 – 60°

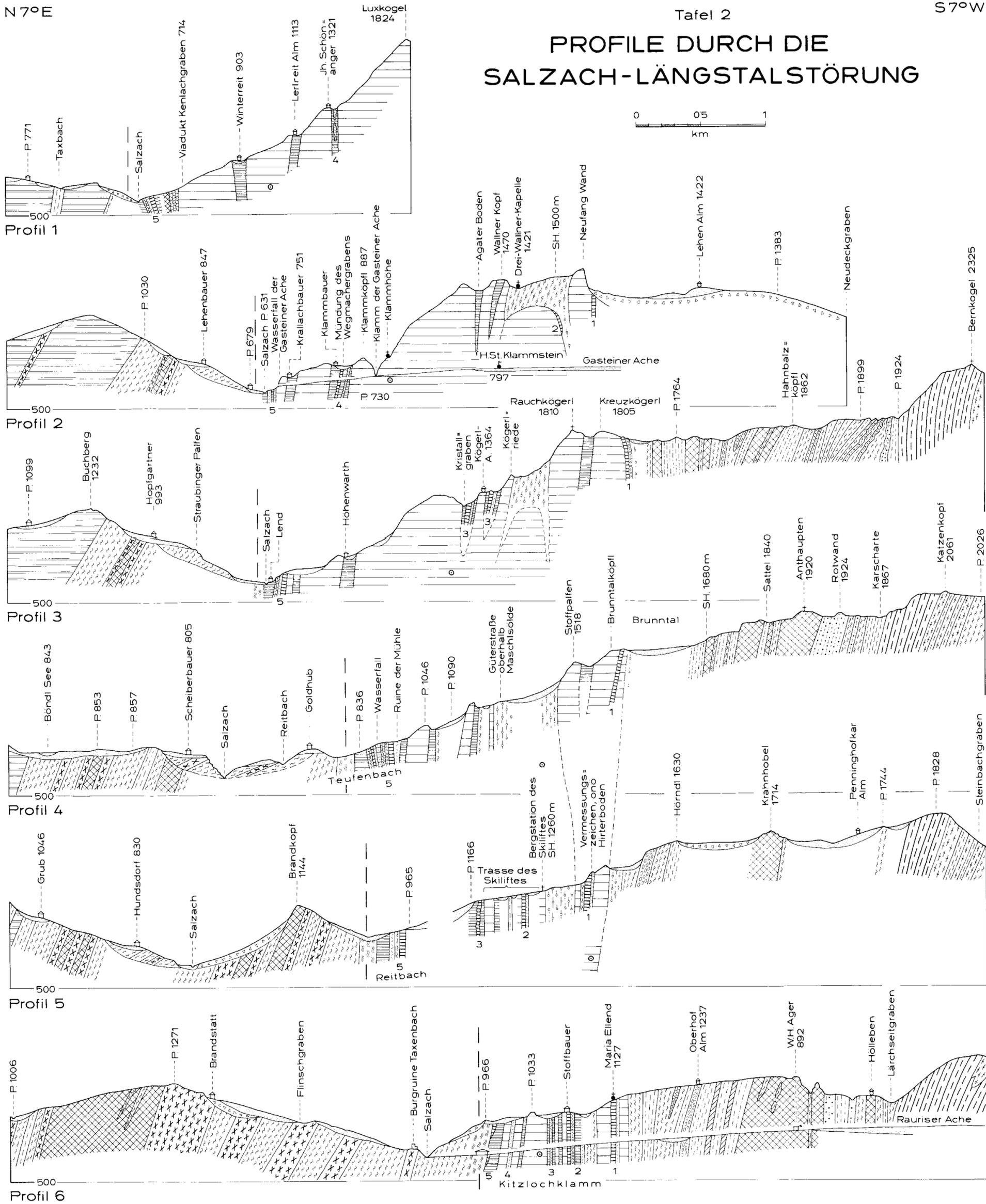
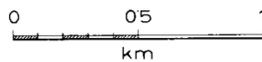
- 6 Crinoiden-Fundstelle
- ◇ grobkörniger Kalzit in Klüften
- ⊗ Doline
- Triebwasserstellen des Salzach-Kraftwerkes Schwarzach
- ⊥ Steinbruch
- ⊙ Kies- und Sandgrube

N 7° E

Tafel 2

S 7° W

PROFILE DURCH DIE SALZACH-LÄNGSTALSTÖRUNG

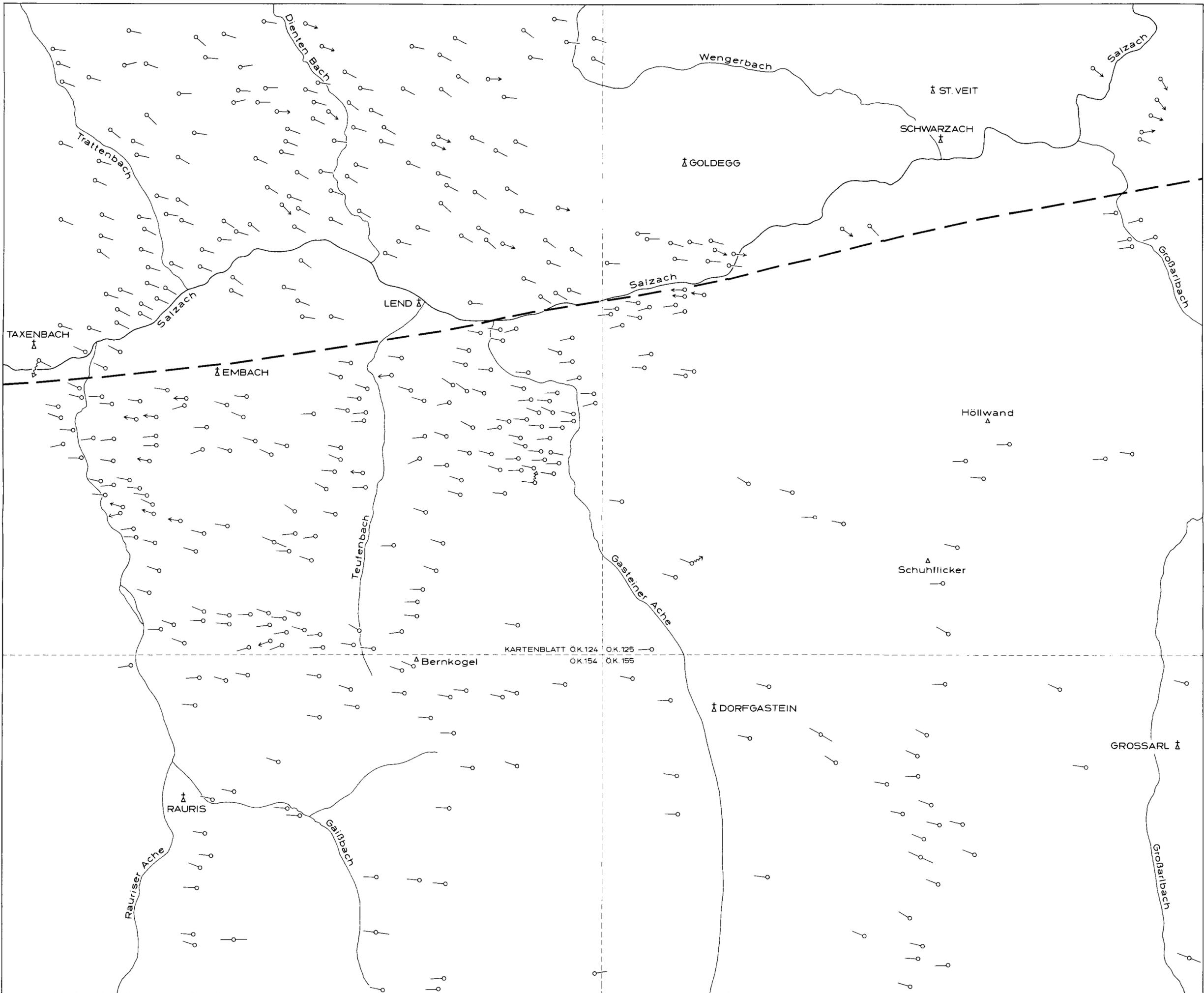
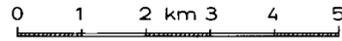


LEGENDE:

- Quartär**
 - Terrassensedimente, Moräne, Hangschutt, Alluvionen
 - Bergsturz-Blockwerk
- Grauwackenzone**
 - metamorpher Kalk
 - Kalkphyllit
 - Schwarzphyllit
 - Grünphyllit
 - Metadiabas, Diabasschiefer
- Salzach-Längstalstörung**
 - Mittellinie der Störungszone
 - Ultramylonit, mylonitischer Phyllit
- Nordrahmenzone und Schieferhülle der Hohen Tauern**
 - Grünschiefer
 - Metadiabas und Diabasschiefer
 - Serpentinit
 - flyschartiger Sandstein
- Graphitquarzit
- Schwarzphyllit
- Dolomitbreccie
- Kalkphyllit
- Kalkglimmerschiefer
- Klammschiefer: Grünphyllit, Schwarzphyllit und Kalkphyllit zwischen den Klammkalkzügen
- Klammkalk
- dünnlagiger Quarzit
- Karbonatquarzit
- Dolomit
- rosa Bänderkalk
- Rauhacke
- Quarzit ("SKYTH")
- Quarzit-Breccien-Porphyr-Serie ("PERM")
- 1-5 "TRIAS"-Züge
- o Triebwasserstollen des Salzach-Kraftwerkes Schwarzach

ACHSENPLAN BEIDERSEITS DER SALZACH-LÄNGSTALSTÖRUNG

Sämtliche Messungen wurden von CH. EXNER in den Jahren 1951 bis 1978 durchgeführt



Salzach-Längstalstörung
HAUPTFALTENACHSEN UND LINEATIONEN:
 horizontale Lagerung
 6°-30° Neigung
 31°-60° Neigung

Überprägung einer jüngeren Knitterung
 Faltenachse der jungen Knitterung:
 31°-60° Neigung
 61°-84° Neigung

Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.)

Von HERMANN HÄUSLER*)

Mit 17 Abbildungen und 2 Tafeln (= Beilage 4)

Schlieselwörter
Nördliche Kalkalpen
Salzburg: Hallstätter Zone
Lammermasse
Parautochthonie
Juratektonik
Malmbrekzien

Österreichische Karte 1 : 50.000

Blätter 94/3, 94/4

Meinen Eltern gewidmet.

INHALT

Zusammenfassung	76
Abstract	76
Résumé	77
1. Vorwort	77
2. Begriffsbestimmungen	78
3. Historischer Rückblick und Problemstellung	78
4. Die Schichtglieder	81
4.1 Haselgebirge	81
4.2 Werfener Schichten	82
4.3 Gutensteiner Schichten	84
4.3.1 Gutensteiner Basisschichten	84
4.3.2 Gutensteiner Kalk/Dolomit	84
4.4 Ramsau/Wettersteinschichten	85
4.5 Höhere karnische Schichtglieder	86
4.5.1 Reingrabener Schiefer	86
4.5.2 Dunkle karnische Kalke	86
4.5.3 Karnischer Kieselkalk und Dolomit	87
4.6 Nor. Schichtglieder	88
4.6.1 Hallstätter Kalke	88
4.6.2 Pötschen/Pedataschichten	92
4.6.3 Hauptdolomit	95
4.6.4 Dachsteinkalk	95
4.7 Obertriadische Mergelschiefer	96
4.7.1 Zlambachschichten	96
4.7.2 Kössener Schichten	98
4.8 Bunte Liaskalke und Oberlias/Doggerkalke	99
4.9 Höherer Jura	100
4.10 Kreideablagerungen	105
4.11 Quartär	106

*) Adresse des Verfassers: Dr. Hermann HÄUSLER, Institut für Geologie der Universität Wien,
A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

5.	Zur tektonischen Gliederung der Lammer-Hallstätter Zone	108
5.1	Tektonik 1: Der heutige Bau	108
5.1.1	Strubbergzone-Lammermasse	108
5.1.1.1	Hochsattelantiklinale	108
5.1.1.2	Vordere Strubbergsynklinale	110
5.1.1.2.1	Holzwehralmprofil: Der Bau südlich der Lammer	110
5.1.1.2.2	Haarbergalmprofil: Der Bau nördlich der Lammer	111
5.1.1.2.3	Die Strubeckantiklinale	112
5.1.1.2.4	Die Roadberg-Spezialstruktur	113
5.1.1.2.5	Der Zwischenbereich bei O-Scheffau	114
5.1.1.3	Hintere Strubbergsynklinale	115
5.1.2	Das Gollinger Schwarzenberg-Massiv	116
5.1.3	Der Tennengebirgsnordrand	118
5.1.4	Tektonische Schollen am Nordrand des Tennengebirges	122
5.1.5	Der Südrand des Osterhorntirolikums	125
5.2	Tektonik 2: Paläotektonische Analyse	125
5.2.1	Das System tektonischer Strukturen	125
5.2.1.1	Der Rahmen	126
5.2.1.2	Die Großstrukturen	126
5.2.1.3	Die Kleinstrukturen	129
5.2.1.4	Die Bruchstrukturen	134
5.2.2	Ablaufrekonstruktion der tektonischen Strukturen	135
	Literaturverzeichnis.	136

Zusammenfassung

Die relative Autochthonie der Lammer-Hallstätter Zone zwischen Golling und Abtenau wird im Sinne von A. TOLLMANN (1976 c) belegt.

Die Obertrias der zwischen Osterhorntirolikum im Norden und Tennengebirgstirolikum im Süden gelegenen Lammermasse in Graukalkfazies umfaßt Pötschen/Pedataschichten (Alaun 2-Sevat), denen schichtparallel Hallstätter Graukalke eingelagert sind, sowie in lateralem Fazieswechsel Hallstätter Kalke ab dem Lac. Stellenweise tritt ein sevatischer Hangendrotkalk auf.

Für die bisher in den Lias bis Dogger gestellten Strubbergsschichten des Tennengebirgstirolikums konnte Dogger bis Malm biostratigraphisch belegt werden. Der als Brekzie ausgebildete Hangendanteil der Strubbergsschichten kann somit als zeitliches Äquivalent zu den ebenso brekziösen Tauglbodenschichten des Osterhorntirolikums betrachtet werden.

Da die Mitteltrias der Lammermasse in die Mitteltrias des Schwarzenberges übergeht, dieser aber in Analogie zum Hohen Göll zum tirolischen Vorland gezählt wird, kommt auch der Lammermasse eine relativ autochthone Position zu.

Einzelne sedimentäre Gleitstrukturen und Imbrikationsmerkmale sowie der Inhalt der jurassischen Strubbergbrekzie weisen auf eine Schüttung von Norden nach Süden.

Die Auffindung neuer Großstrukturen verstärkt das Bild einer zwischen tektonisch kompetenteren tirolischen Blöcken eingespannten Hallstätter Zone.

Abstract

The relative autochthony of the Lammer-Hallstatt zone between Golling and Abtenau as postulated by A. TOLLMANN (1976 c) is confirmed.

The Upper Triassic of the Lammermasse, which lies between the Osterhorntirolikum in the north and the Tennengebirgs-Tirolikum in the south comprises, in the "Graukalk" facies, the Poetschen and Pedata Formation (Alaunian 2-Sevatan), in whose strata parallel occurrences of grey Hallstatt limestone may be observed, as well as Hallstatt limestone beginning with the Lacin, due to lateral facies changes. Locally a sevatan, red upper limestone occurs.

The Strubberg Formation of the Tennengebirge-Tirolikum, until now placed in the Lias-Dogger, was emplaced in the Dogger-Malm on the basis of biostratigraphic data. The upper part of the equivalent, in terms of age, to the equally brecciated Tauglboden Formation of the Osterhorntirolikum.

Since the Middle Triassic of the Lammermasse passes directly into that of the Schwarzenberg, but also since the Schwarzenberg is considered as part of the tirolic foreland (analogous to the Hohe Goell), the Lammermasse occupies a relatively autochthonous position.

Several sedimentary gliding structures and signs of imbrication, as well as the content of the Jurassic Strubberg breccia indicate a north-south material transport direction.

The finding of new giant structures strengthens the assumption of a Hallstatt zone squeezed between tectonically more competent tirolic blocks.

Résumé

L'autochthonie relative de la Lammermasse entre Golling et Abtenau est prouvée selon A. TOLLMANN (1976 c).

Le Trias supérieur de la Lammermasse, qui se situe entre le Osterhorn-Tirolikum au nord et le Tennengebirge-Tirolikum au sud, comprend, dans le faciès «Graukalk», les Formations de Pedata et de Poetschen (Alaun 2-Sevat), parallèlement aux couches desquelles sont intercalées des calcaires de Hallstatt gris, ainsi que des calcaires de Hallstatt, du à un changement de faciès lateral. Localement, on trouve un calcaire rouge situé stratigraphiquement plus haut, d'âge sevatién.

La formation de Strubberg du Tennengebirge-Tirolikum, considérée jusqu'ici d'âge Lias-Dogger, a pu, grâce à de nouvelles trouvailles, être placée biostratigraphiquement dans le Dogger-Malm. Ainsi les couches supérieures de la formation de Strubberg, en forme de brèche, peuvent être considérées d'âge équivalent avec la Formation de Tauglboden du Osterhorn-Tirolikum, également bréchiforme.

Puisque le Trias moyen de la Lammermasse passe directement dans le Trias moyen du Schwarzenberg, mais que celui-ci est considéré, en analogie avec le Hohe Goell, comme faisant partie de l'avant-pays tirolique, la Lammermasse occupe une position relativement autochtone.

Quelques structures de glissement sédimentaires et des caractères d'imbrication, ainsi que le contenu des brèches jurassiques de Strubberg, indiquent une direction de transport de matériel du nord vers le sud.

La découverte de nouvelles structures géantes renforce la supposition d'une zone de Hallstatt pressée entre des blocs tiroliques tectoniquement plus compétentes.

1. Vorwort

Die Arbeit entstand am Institut für Geologie der Universität Wien und baut auf meiner Dissertation (1978) auf.

Ich danke meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN für die Übergabe der Bearbeitung dieses Abschnittes der Hallstätter Zone in den Ostalpen mit der Frage nach der tektonischen Stellung der Lammermasse. Wertvollen Begehungen im Gelände und zahlreichen Diskussionen mit Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN verdanke ich einen faszinierenden Einblick in Fazies, Stratigraphie und Tektonik dieses oberostalpinen Abschnittes, der seit Beginn der geologischen Bearbeitung seines Fossilreichtums und seiner Salinarvorkommen wegen besondere Beachtung gefunden hat und Probleme bietet, die selbst heute noch nicht immer eindeutig geklärt werden können, gerade deswegen aber Anreiz und Ansporn zu Lösungsversuchen geben.

Für die Fossilbestimmungen danke ich herzlichst Dr. L. KRYSZYN (Conodonten), Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN (Foraminiferen, Holothurien, Ostrakoden etc.), Prof. Dr. H. MOSTLER (Schwamm-Spicula), Dr. B. GRUBER (Halobien, Monotiden), Dr. H. STRADNER (Nannofossilien), Prof. Dr. W. KLAUS (Sporen).

Wertvolle Diskussionen verdanke ich Herrn Dr. B. PLÖCHINGER, Dr. G. SCHÄFFER, Dr. R. LEIN sowie Doz. Dr. Dirk van HUSEN.

Für seine sorgfältige Laborarbeit, insbesondere bei der Aufbereitung der Lösproben möchte ich Herrn J. LUMMER meinen Dank aussprechen.

Die Gelände- und Laborarbeiten wurden durch einen Beitrag aus dem Fonds des Hochschulschwerpunktes N 25 (Geologischer Tiefbau der Ostalpen) unterstützt, wofür hier gebührend gedankt sei.

2. Begriffsbestimmungen

Das Cordevol wird im Sinne von A. TOLLMANN (1976 a, S. 131 f.) zum Karn gezählt. Demnach ist der Hangendanteil der Wettersteinkalke karnisch. Das Sevat wird im Sinne von A. TOLLMANN (1976 a, S. 241, 1978) sowie H. MOSTLER et al. (1978) zum Rhät gestellt. Demnach reichen im Arbeitsgebiet Pedataschichten und Hallstätter Kalke bis ins Rhät. Der stratigraphische Aussagewert der Halobien und Monotiden ist deswegen eingeschränkt, da nach den bisherigen Untersuchungen von B. GRUBER deren Altersumfang regional verschieden ist. Die vorgenommenen Einstufungen gelten nur für die Nördlichen Kalkalpen.

Nach der großtektonischen Gliederung von A. TOLLMANN (1976 a, S. 47 ff.) bedeuten:

Tirolikum: Höhere Einheiten der voralpinen Decken, z. B. Tennengebirgs-, Osterhorntirolikum: Dachsteinkalkentwicklung mit Jura- und Kreidebedeckung

Juvavikum: Tektonisch höchste bzw. paläogeographisch südlichste Elemente, untergliedert in a) Tiefjuvavikum/Hallstätterzone (ihrerseits wieder untergliedert in Untere und Obere Hallstätter Decke bzw. Zlambachscholle/decke und Sandling-Decke) und b) Hochjuvavikum = Dachsteinkalkfaziesschollen des hochalpinen Bereiches.

Zur Verwendung der obigen großtektonischen Begriffe führt A. TOLLMANN (1976 a, S. 49) an: „Da heute keine generelle säuberliche deckentektonische Trennung dieser lange als selbständig gedachten Elemente vorliegt, wird diese Gliederung mehr aus historischer Verwurzelung weiterverwendet.“

Lammermasse: Seit A. TOLLMANN (1976 b): Parautochthone Zone zwischen Osterhorn- und Tennengebirgstirolikum. Vielfaziesbereich der Obertrias, der sowohl Pötschen/Pedata- und Zlambachschichten als auch Hallstätterkalk und Dachsteinkalk (Gollinger Schwarzenberg) umfaßt.

Den Südrand des Osterhorntirolikums deute ich als noch verfalteten Scharnierbereich zwischen Lammermasse und dem schwach gefalteten, nördlich anschließenden Osterhorntirolikum.

Wegen der nordvergenten Stirneinrollung des Tennengebirges in dessen Nordabschnitt ist keine direkte fazielle Beziehung zu der Triasserie der Lammermasse erkennbar.

Nach der Gliederung rezenter Ablagerungsräume mariner Karbonatsedimente sind nach W. SCHÖLLNER (1973):

Schelfgebiete: weiträumige Gebiete mit breiter Verbindung zum offenen Meer

Karbonatplattformen: Bildungsräume von Seichtwasserkarbonatsedimenten, ganz von Bereichen tieferen Wassers umgeben (Typ Bahamas) oder mit dem Festland in Verbindung stehend (Typ Florida), mit Riffen oder sonstigen Barrieren gegen das offene Meer.

Becken: offen marine Bereiche mit tieferem Wasser, die zwischen den Karbonatplattformen liegen. Die Ablagerungen sind mehr oder weniger terrigen beeinflusst.

3. Historischer Rückblick und Problemstellung

Der Behandlung der Geologie und Tektonik der Lammermasse liegt die Problemstellung zugrunde, ob es im Arbeitsbereich

1. Elemente einer Unteren und Oberen Hallstätter Decke gibt, und
2. Wie die Paläogeographie zu rekonstruieren ist, die eine eindeutige Abwicklung in die heutige geologische Anordnung erlaubt. Hand in Hand mit der Frage nach der tektoni-

schen Gliederung, bei der ein Lokalergebnis einem Regionalmodell zuordenbar sein muß, geht somit die Frage nach der triassischen Faziesverteilung, da sie der Schlüssel zur Lösung der tektonischen Probleme sein kann.

Zu den neuesten Arbeiten, das Gebiet der Hallstätter Zone zwischen Golling und Abtenau betreffend, zählen diejenigen von A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN (1970, Westabschnitt Hallstätter Zone), in welcher die Lammerdecke noch als hochalpine, fernüberschobene Vielfaziesdecke gedeutet wird, und von A. TOLLMANN (1976 b), in der aus regionalen Gründen und neuen lokalen Hinweisen eine parautochthone Stellung der Lammerereinheit vertreten wird. Nähere Untersuchungen hiezu bildeten den Ausgangspunkt der eigenen Arbeit. Seither wird von A. TOLLMANN für den Hauptteil der Lammermasse eine relative Autochthonie vertreten (1976 c).

R. ROSSNER nahm auf Grund seiner Vergenzuntersuchungen im St. Martin Schuppenland (1972 im Westabschnitt, 1977 im Ostabschnitt) zum Baustil der Lammermasse Stellung (in H. MOSTLER & R. ROSSNER, 1977) und gelangte ebenfalls zu einer autochthonen bis parautochthonen Deutung. A. G. FISCHER deutet 1965 die S-förmige Struktur der Strubberge als durch eine linksseitige Blattverschiebung entstanden und nimmt eine jurassische Lateralverschiebung um 30–40 km an. Dagegen führt schon W. SCHLAGER (1967, S. 66) an, daß es neben faziellen Schwierigkeiten am Westrand der Dachsteinmasse keine Hinweise für eine Fortsetzung dieser gewaltigen Störungslinie gäbe, worauf auch A. TOLLMANN (1969 c, 1970 d, S. 209) hinweist.

Die bisher umfassendste Bearbeitung und Grundlage der vorliegenden Arbeit bildet die geologische Karte des Tennengebirgsnordrandes von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) im Maßstab 1:25.000 sowie die geologische Karte der südlichen Osterhorngruppe von B. PLÖCHINGER (1953 a).

An älteren Arbeiten sind zu erwähnen: E. DOLAK (1948), der das Juvavikum der unteren Lammer bearbeitete sowie die geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Hallein und Berchtesgaden, die unter Benutzung der Aufnahmen von M. v. LIPOLD und A. BITTNER von E. FUGGER zu Beginn des 19. Jahrhunderts herausgegeben worden ist. E. FUGGER bearbeitete den Gollinger Schwarzenberg sowie das Tennengebirge (1905, 1915), A. BITTNER (1884 a) das Gebiet der unteren Lammer.

Als erster behandelte V. JÄGER die geologische Geschichte des Lammertales (1868).

Die Diskussion über den Deckenbau der kalkhochalpinen Einheiten durch verschiedene Bearbeiter läßt die Hallstätter Zone wohl als einen der schillerndsten Bereiche der Ostalpen erscheinen, verfolgt man die Erforschungsgeschichte der Hauptabschnitte und analysiert man die Folgerungen, die in zeitweise gültigen Arbeitssynthesen gipfeln.

1. Lange Zeit hindurch gal: das tektonische Prinzip eines von Süden her über tirolischen Untergrund verfrachteten Deckenstapels von Unterer Hallstätter Decke, Oberer Hallstätter Decke und Hochjuvavischer Decke im Sinne der HAUG-KOBERSchen Deutung (E. HAUG, 1906, L. KOBER, 1908, E. SPENGLER bis 1911). Diese Gliederung findet sich z. B. in den tektonischen Konzepten von E. DOLAK (1948), bei H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) sowie B. PLÖCHINGER (1952), hier allerdings ohne eine Untergliederung des Tiefjuvavikums. In diesem Sinne deutet auch W. DEL NEGRO (1968, 1970, 1972) die Lammermasse als von südlich des Tennengebirges eingeschobene Decke. A. TOLLMANN vertritt bis 1969 den Fernschub zweier tiefjuvavischer Decken, unter anderen Voraussetzungen noch 1970 (in A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN).

2. V. HÖCK & W. SCHLAGER (1964) glaubten auf Grund von eingesedimentierten Großschollen von Hallstätter Kalk in den jurassischen Strubbergsschichten des Tennengebirgsnordrandes – ohne den Nachweis der Schüttungsrichtung der Breccie zu erbringen – an eine relative Autochthonie der Lammermasse, die sie als Breccienlieferant im Malm betrachteten. Zu der gleichen Vorstellung kam auch W. SCHLAGER (1967 a), der ja bei einer relativ autochthonen Deutung der gesamten Hallstätter Zone die Lammermasse nördlich des Tennengebirges einwurzelte. Ebenso deutete H. ZANKL (1962) auf Grund fazieller Untersuchungen im Göll-Gebiet die Lammerzone relativ autochthon.

3. A. TOLLMANN vertritt seit 1976 b die Auffassung einer kombinierten Hallstätter Theorie. Die Lammermasse wird als relativ autochthon zwischen Osterhorn- und Tennengebirgstirolikum eingebunden, da sie die östliche Fortsetzung der als relativ autochthon-erkannten Hohen Göll/Torrener Joch Zone (H. ZANKL, 1962) einerseits ist und auch der Fortsetzung der Lammermasse östlich der Dachsteindecke, der Zlambach-Grundlseer Hallstätter Zone am Südrand des Toten Gebirges seit W. SCHÖLLBERGER (1974) eine relativ autochthone Stellung zukommt. Einzelne Hallstätter Schollen, wie z. B. die Holzwehralmscholle (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN 1970), sowie Schollen bei Golling und Hallein etc. werden weiterhin als Elemente einer fernüberschobenen südlicheren, an Hallstätter Rotkalk reichen Hallstätter Zone gedeutet.

Der Rahmen der Lammereinheit wird heute folgendermaßen gedeutet: Die Berchtesgadener Decke stellt nach A. TOLLMANN (1976 c, S. 319): „...eine allseits frei aushebende überdimensionale Deckscholle ohne Verbindung zu einer einstigen Wurzelzone dar.“ Der Hallstätter Schollenkranz zwischen Lofer und Hallein repräsentiert dann zwei westlich der Lammermasse zusammenhängend rekonstruierbare fernüberschobene Hallstätter Decken, so wie auch z. B. in der Mitterndorfer Hallstätter Zone einzelne Schollen einer fernüberschobenen Hallstätter Decke (Sandlingdecke) zugeschrieben werden (Röthelstein-Feuerkogel-Scholle etc. siehe A. TOLLMANN, 1976 c, S. 342 ff.). Die Frage nach der tektonischen Stellung der Dachsteindecke ist heute so zu erklären (A. TOLLMANN, 1976 c, S. 355): „...daß die Dachsteindecke als fernüberschobenes Hochjuvavikum analog der Berchtesgadener Decke zu werten ist...“

R. LEIN hält (1976, S. 221) bei seinen paläogeographischen Rekonstruktionen im Bereich der südlichen Dachsteindecke die Autochthonie des Grundlseer-Ausseer Beckens sowie eine relative Autochthonie der Lammermasse für gegeben und deutet die Hallstätter Kalke des Gosaukammes entgegen W. SCHLAGER (1967) als Schürflingsreste der Lammereinheit (Losegg-Hofpürgl-Schuppe).

4. B. PLÖCHINGER gelangt nach seinen Untersuchungen im Halleiner Raum (1974 a) zur Vorstellung eines frühjurassischen Eingleitens einzelner Hallstätter Schollen, wobei er (1974 b, S. A 90) auch an eine interalmische Platznahme der gesamten Lammermasse denkt.

Unter Berücksichtigung der oben angeführten Fakten und Theorien ließ eine Neubearbeitung der Hallstätter Zone zwischen Golling und Abtenau eine Klärung der Position der Lammermasse sowie deren Beziehung zu einzelnen Hallstätter-Kalkschollen (z. B. Holzwehralmscholle, Schollen am Tennengebirgsnordrand) unter Berücksichtigung kleintektonischer Untersuchungen erwarten.

5. a) Eine Untersuchung des Bereiches Holzwehr-Haarbergalm sollte neben dem Schichtumfang und der Lagerung der Hallstätter Kalkscholle klären, ob die am Südrand der Holzwehralm den Zlambachschichten auflagernde Scholle der Lammermasse zugeordnet werden kann oder als fernüberschoben gedeutet werden muß.

b) Die Bearbeitung der Strubbergbrekzie des Tennengebirgstirolikums sollte Hinweise auf deren Schüttung und somit Paläogeographie liefern.

c) Die Erfassung klein- und großtektonischer Strukturen sollte das nach ersten Mitteilungen von A. TOLLMANN (1976 b) mehrphasige tektonische Geschehen der Lammermasse näher beleuchten.

d) Eine Neubearbeitung der zahlreichen Fenster und Schollen am Tennengebirgsnordrand zwischen Golling und Abtenau ließ bereits zu Beginn lokaltektonische Konsequenzen erwarten (A. TOLLMANN, 1976 b, Abb. 1; H. HÄUSLER, 1976, S. 67).

Weiterführende Arbeiten im Sommer 1978 ergaben auf Grund einer Direkteinstufung der kieseligen Kalke im Westabschnitt des Gebietes eine Korrektur der ursprünglich (H. HÄUSLER, 1978) vertretenen Auffassung in diesem Bereich.

Zur Charakterisierung der Problematik auch dieses Abschnittes der Hallstätter Zone sei A. TOLLMANN (1976 c, S. 325) zitiert: „Die ungemeine Vielfalt der Meinungen und der Wechsel der Auffassungen bei gleichen Autoren zeigt die bedeutenden Schwierigkeiten in der Deutung dieser Zone, für die sich bei den rasch zuwachsenden neuen Erkenntnissen immer weitere Aspekte zu ihrer Beurteilung ergeben.“

4. Die Schichtglieder

4.1 Haselgebirge (s. l. W. MEDWENITSCH, 1968, S. 129 f.)

Bunte Haselgebirgsbrekzie aus Tonmatrix mit gerundeten Tonbrocken; Gipse, Anhydrit und gebänderte Tone, gelegentliche Einlagerungen von Diabasschollen verschiedener Größe.

Größere Vorkommen, die zum Teil abgebaut wurden bzw. heute noch abgebaut werden, sind im Bereich nördlich U.-Scheffau, im Abtenauer Becken (vgl. A. TOLLMANN, 1976 a, S. 43: Bohrung bei Abtenau, Durchörterung von 360 m graugrünem Haselgebirge) sowie die Gipsscholle von Grubach NE Golling, die mit umgebendem Haselgebirge dem Neokom der Weitenau auflagert.

An neuen kleineren Vorkommen seien erwähnt: Haselgebirgsvorkommen östlich Golling (nördlich von Seiwald), ferner entlang der Störungszone an der Nordflanke des Schwarzenberg-Massivs im Kertererbach sowie Aufbrüche an NW-SE streichenden Störungen westlich der Haarbergalm (Strubeckgraben nördlich der Lammeröfen) und NE-SW streichenden Störungen im Steinbruch SE der Lammeröfen. Häufig und seit alters bekannt sind Einschaltungen von Diabasen, Melaphyren und Tuffen in den permischen Gips- und Anhydritlagerstätten (C. v. JOHN, 1900, E. J. ZIRKL, 1957, E. KIRCHNER, 1977).

Diabase, häufig Hämatit-führend und gelegentlich noch pillow-ähnliche Strukturen aufweisend, treten in U.-Scheffau (verschütteter, ehemaliger kleiner Steinbruch) an der Bundesstraße, im Kertererbach am Nordfuß des Gollinger Schwarzenberges, im Gips des Abbaubereiches Grubach/Grabenwald und in dem von Sammlern ausgebeuteten Vorkommen NE Wh. Grubach im Lienbachtal auf. Weiters kommen Diabasschollen im Gipsbruch Moldaun vor, 250 m südlich Hallberg im Rigausag und als tektonischer Span mit umgebendem Haselgebirge im Schuppenbereich südlich der Lienbachmulde im Rigausbach, westlich des Moosbergriedels (B. PLÖCHINGER, 1953, S. 366). E. ZIRKL erwähnt (1957, S. 172 ff.) Vorkommen am Nordende des Hallstätter Sees, in der Umgebung von Bad Ischl,

im Salz von Hallstatt, am Auermahdsattel südlich vom Grundlsee, die erwähnten Vorkommen im Lammertal, von der Gmünd-Brücke bei Berchtesgaden und von der Südseite des Dachsteins. W. SCHÖLLBERGER (1973) beschreibt den Sulfatkörper südlich Wiernern am Grundlsee, einen Anhydritkörper, der randlich ca. 30 m mächtig in Gips umgewandelt ist. In ihm treten Diabasschollen verschiedenster Größe auf, die oft lagig und linsig angeordnet sind und in E-W Richtung streichen. Fast immer enthält der Diabas Hämatitkristalle.

Alle diese Eruptiva sind die Ergüsse eines oberpermischen Initialvulkanismus in Flachmeeresbereiche mit beginnender Salinarbildung (E. KIRCHNER, 1977). Sie sind durch Fließstrukturen („pillows“?), Hochtemperaturoptik der Plagioklase (z. B. im Melaphyr von Hallstatt – E. J. ZIRKL, 1957, S. 177) sowie das Auftreten von Tuffhorizonten charakterisiert.

Neben dem, an einer Störung hochgepreßten Haselgebirge treten im Gebiet westlich der Haarbergalm braune, ockerig verwitternde Sandsteine auf, die trotz der tektonisch gestörten Lagerungsverhältnisse als Grödener Sandstein bezeichnet werden können. Diese Schichten sind hier von unten her in den Wettersteindolomit des Gollinger Schwarzenberges eingepreßt. Ein weiteres Auftreten rötlicher, sandig bis tonschiefriger, fossilbelegter Schichten, die somit den Grödener Schichten zuzuzählen sind, befindet sich knapp SW der Holzwehralm, als Span den Zlambachschichten eingeschuppt.

Nach W. KLAUS 1965 ist das Haselgebirge der österreichischen Salzlagerstätten auf Grund der Sporenfunde ins Oberperm eingestuft. Schwefelisotopenbestimmungen bestätigen das permische Alte (E. PAK & H. FELBER, 1974). Sind erste Versuche, aus den Sporen-führenden rötlichen glimmerreichen Schichten der Holzwehralm ein Alter zu ermitteln, im Zuge der Aufbereitung des Materials fehlgeschlagen (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN, 1970, S. 107), so konnten nach einer Auswahl aus ca. 50 kg Tonschiefermaterial im Labor jene kalkarmen, rostfreien Tonschieferpartien ausgewählt werden, die schließlich reichlich Sporenmaterial führten, welches eine Einstufung der Tonschiefer ins Oberperm erlaubte.

Es konnten bestimmt werden (det. W. KLAUS):

Probe D 52: *Klausipollenites schaubergeri* hh

Jugasporites s

Taeniosporites s

Lueckisporites hh

Striatites s

Reste von *Nuscoisporites* h

Piteosporites zapfei s

Gigantosporites Reste h

Es handelt sich somit um typische Haselgebirgssporen der Oberperm. Eine Umlagerung dürfte nicht erfolgt sein.

4.2 Werfener Schichten

Sie bilden das tiefste profilmäßig aufgeschlossene Schichtglied. Sie gliedern sich in basal quarzitischere, im allgemeinen meist rote, grüne und andersfärbige Tonschiefer mit eingestreuten Glimmerplättchen und feinkörnige Sandsteine, die im Hangenden häufig in fossilführende, geringmächtige Kalke übergehen.

Das mächtigste Vorkommen von bunten Werfener Schichten bildet die Großantiklinale der Lammermasse (Hochsattelantiklinale) zwischen dem Vorderen und Hinteren Strubberg. Es sind basal bunte Werfener Schichten und Quarzitbänke mit Rippelmarken auf den Schichtflächen, wie sie z. B. im Knie der alten Straße südlich Kote 539 westlich des Rettenbachgrabens auftreten. H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) beschreiben daraus auch Myophorien- und Myacitenabdrücke. Die hangendsten Partien im Bereich SW Hochsattelgut sind kalkig ausgebildet und führen Ammonitenbrut. Von der Rettenbachmündung entlang der Lammer Bundesstraße bis zur Talenge flußaufwärts ist der Ostschenkel der Hochsattelantiklinale in seiner aufgeschlossenen Mächtigkeit in Form von dm bis 0,5 m mächtigen, bunten Sandsteinbänken ausgebildet. Auffallenderweise tritt weder im Bereich der basalen quarzitären Werfener Sandsteine noch an Störungen im Bereich der Hochsattelantiklinale Haselgebirge auf. Weitere Aufschlüsse in den cm- bis dm-gebankten, gelegentlich lokal gefalteten und zerscherten Tonschiefern liegen im Haslbachgraben, besonders im Bereich der Brücke NE Haslbach, sowie im Lammerbett zwischen Ascheralm und Rettenbachmündung. Ca. 300 m östlich der Rettenbachmündung beschreiben H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) eine Abnahme des Glimmergehaltes gegen das Hangende bei gleichzeitiger Kalcitanreicherung und im Übergangsbereich der dunkelgrauen sandigen Kalke zu den Gutensteiner Basisschichten-Funde von *Naticella costata* WISSM.

Im Schwarzenbachgraben bei O.-Scheffau kommen cm- bis dm-gebankte bunte Werfener Sandsteine und stark verwitternde Tonschiefer vor, die entlang des Bachbettes NE Winkler und bei der verfallenen Mühle, Brücke 538, gut aufgeschlossen sind. Entlang der Straße Lammerbrücke 510 in Richtung Road, Kote 617 treten Crinoidenspat-führende und besonders schön im kleinen Graben 600 m SE Road, knapp unterhalb der Straße Lumaellen-führende Werfener Kalke auf.

Westlich vom Winkler treten glazial überprägt Werfener Schichten auf und entlang des Weges Kote 537 nach Süden Werfener Schichten (die schon in der Karte bei H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, eingezeichnet sind), allerdings wieder in kalkiger Ausbildung mit der charakteristischen rosa Calcitaderung.

Weitere kleine Werfener Kalkvorkommen befinden sich ca. 300 m nördlich Kuchlbach, rund 200 m SW Brücke Kuchlbach. Ein gelegentliches Auftreten von rötlichen, glimmerreichen Tonschieferbrocken am Hangfuß westlich und NW Kuchlbach dürfte von tektonisch verschuppten Werfener Schieferen herrühren.

Im Liegenden der Mittel- bis Obertrias-Dolomitentwicklung des Hühnerkogel-Schwarzenberg-Massivs, 750 m NW der Lammerbrücke O.-Scheffau 510 stehen entlang der oberen Straßenböschung Tonschiefer und Mergelkalke an, die lithologisch als Werfener Kalke zu bezeichnen sind.

Nördlich der Lammer treten bunte Werfener Schichten und stellenweise Haselgebirge nördlich der Hinterkellau bis zum Haarecker auf.

Entlang des Bachgrabens, der einer großen Störung folgt, die von der Lehngriesalm nach U.-Scheffau streicht, treten fallweise türkisfarbene Werfener Schichten und gelegentlich Haselgebirge auf.

Der allgemein bekannten Gliederung entsprechend (A. TOLLMANN, 1976, S. 58 ff.) nehmen die sandigen Werfener Schichten Seis und Campil ein, wobei die sich aus den liegenden Werfener Schichten entwickelnden Werfener Kalke dem höheren Campil zuzuordnen sind. Obwohl die darüberliegenden Gutensteiner Basisschichten mit einem kalkig-dolomitischen Grenzhorizont beginnen, könnte die häufig auftretende Wechsellagerung

mit grauen Tonschiefern in diesem Bereich noch ein faziell ähnlicher Ausläufer der Werfener Schichten sein (vgl. L. KRYSYŃ, 1974 b, S. 42; Gliederung des obersten Skyth in eine höhere Tirolites-carniolicus-Zone und in einen obersten, noch in den basalen Teilen der Gutensteiner Kalke steckenden Anteil).

4.3 Gutensteiner Schichten

4.3.1 Gutensteiner Basisschichten

Diese bilden einen Grenzhorizont über den Werfener Schichten (oberstes Skyth? – tieferer anisicher Horizont). Es sind gebankte Kalke bis dolomitische Bänke, die mit meist grauen Tonschiefern wechsellagern. Im Hangenden folgt Gutensteiner Kalk/Dolomit.

Sie sind am besten aufgeschlossen entlang der Straße O.-Scheffau nach Voglau NE der Mündung des Rettenbachgrabens in die Lammer. Einzelne Bänke zeigen brekziöse Strukturen, wobei dunkelgrauer, mikritischer Kalk in Spalten in den hellgrauen Dolomit eindringt und der Dolomit zu Schutt aufgearbeitet und im dunklen Kalk gradiert abgelagert wurde. NW Hochsattelgut treten im Hangenden der im Waldboden massenhaft vorkommenden roten glimmerigen Werfener Schichten steilstehende Gutensteiner Kalke mit Tonschieferzwischenlagen auf.

Von der Rocheralm gegen SE zum Rocher beschreiben H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, (1952, S. 151 ff.) das Auftreten einer Sonderausbildung von schwarzen Schiefern mit herauswitternden orangefarbenen kieseligen Schnüren bzw. westlich Gehöft Rocher dünnsschichtige Kalke mit schwarzen Hornsteinknauern. Gleich SE am Arlstein fehlen aber die Gutensteiner Basisschichten. In die Variationsbreite der Gutensteiner Basisschichten fällt also durchaus ein unmittelbares Nebeneinander von Hornsteinreichen und Hornsteinfreien Kalklagen. Auffallend ist, daß die Gutensteiner Basisschichten im nur 3 km westlich des Typprofils bei der Voglau entfernten Gollinger Schwarzenberg-Profil am Südfuß des Strubecks westlich O.-Scheffau fehlen.

4.3.2 Gutensteiner Kalk/Dolomit

Das höhere anisische Niveau wird durch profilmäßig sehr schlecht aufgeschlossenen, un deutlich gebankten bis massigen dunkelgrauen Dolomit bzw. abschnittsweise dunkelbraunen bis schwarzen Kalk mit weißen Calcitadern (Gutensteiner Kalk) repräsentiert.

Im Straßenprofil Wallingwinkel-Voglaue ist die Mächtigkeit nur sehr grob abschätzbar, da die Aufschlüsse stark bruchtektonisch gestört, streckenweise durch die Hangsicherung verdeckt und nicht durchgehend gegen das Hangende verfolgbar sind. Allgemein tritt eine Entfärbung gegen das Hangende ein, die Dolomite werden heller und gehen letztlich in Wettersteindolomit über. Im basalen Kalkanteil treten an der Straße westlich Kote 705 vermutlich synsedimentäre Gleitfalten auf, was mit der sedimentären Brekzienbildung in den Gutensteiner Basisschichten auf syngenetische tektonische Bewegungsabläufe schließen läßt. Wo diese Gutensteiner Schichten nicht im durchgehenden Profil aufgeschlossen sind, sind sie als dunkle Dolomitfazies im Gegensatz zu der helleren Ramsau/Wettersteindolomit-Entwicklung abgetrennt worden. Es ist dabei sehr wahrscheinlich, daß, wie auch bei der stratigraphischen Gliederung der Obertrias-Dolomitentwicklung die lithologische Gliederung nicht immer auch zeitgleiche Horizonte erfaßt, eine versuchte mikrofazielle Gliederung aber wegen der Fossilarmut nicht zum Erfolg geführt hat.

Gutensteiner Kalke/Dolomite treten an der Basis des Gollinger Schwarzenberg-Profiles südlich des Schilchkogels Kote 861 auf, im Haslbachgraben südlich der Wallingalm, an der Basis der Holzwehralmmulde SE der Haarbergalm, ferner geringmächtig am Südrand des Schwarzenberg-Massives, am Südfuß des Strubecks und östlich von U.-Scheffau sowie bei der Kuppe nördlich Kuchlbach.

Mit Vorbehalt, ohne einen direkten Fossilnachweis erbringen zu können, werden auch die stark tektonisierten schwarzen, massigen, weiß geäderten und gebankten dunkelgrauen Kalke an der Lammer Bundesstraße NE O.-Scheffau zum anisischen Niveau gezählt. Lösproben dieser Kalke brachten nur sekundär calcitisierte Kieselspicula von orthodichotrienen Kieselnadeln (det. H. Mostler), denen keine stratigraphische Aussage zukommt. Nicht zu den Gutensteiner Schichten, sondern ins Ladin (Wettersteindolomit) stelle ich die Höhe 703 und die Steinbrüche bei Kote 513 am Ausgang der Lammeröfen (eigenartig kalkige, hellgraue Fazies bei H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 154).

Ferner werden entgegen der Darstellung in der Karte bei H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) die als Gutensteiner Schichten kartierten Bereiche nördlich des Paß Luegs, südlich Kote 701, sowie östlich des Lammerecks und südlich des Sattelberges in die Obertrias gestellt. Weiterhin dem Anis zugezählt werden die dunkel ausgebildeten brekziösen, massigen bis gebankten Kalke am Weg vom Wieser zur Schönbergalm 1 km ENE des Sattelberges.

Eine spezielle Ausbildung des Anis in Form von Crinoidenbrekzien im Gutensteiner Dolomit wird von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 154) vom Arlstein, gegenüber vom Walcher, beschrieben.

4.4 Ramsau/Wettersteinschichten (Kalke, Dolomite; Ladin-Cordevol)

Es handelt sich meist um helle, selten dunkelgraue Algenkalke bzw. undeutlich im Zehnmeterbereich gebankte Dolomite. Obwohl in ihrer typischen Ausbildung Wettersteinkalk von Wettersteindolomit abtrennbar ist, ist eine solche Gliederung in meinem Gebiet nicht möglich gewesen.

Im ungestörten Normalprofil des Gollinger Schwarzenberges treten in den hellen zuckerkörnigen Dolomiten häufig Diploporen-führende kalkige Partien auf. Der mächtige Dolomitkomplex zieht östlich von Golling über den Haarberg (Kote 725)-Hühnerkogel-Strubeck bis zu den Lammeröfen.

Das zweite große Vorkommen dieser hellen mitteltriadischen Karbonatgesteine bildet westlich Abtenau den N-S-streichenden Abfall des Hinteren Strubberges. Nördlich der Lammer setzt sich dieser Zug im Hangenden der dunklen Gutensteiner Dolomite westlich des Schilchkogels fort und streicht südlich der Wallingalmhütte im Liegenden der karnischen Mergelkalke nach Westen. Der sedimentäre, flach liegende Kontakt von fossilführenden Wettersteinkalken und fossilführenden karnischen Mergelkalken ist sehr schön im Bachbett knapp südlich der Wallingalmhütte aufgeschlossen. Der Wettersteindolomit im Verband des Schwarzenberg-Profiles geht im Bereich südlich der Wallingalm ungestört in den Dolomit des Wallingwinkels über (neuer steiler Forstweg; Oberwalling-Kote 720-Wallingalm). Es hängt somit die Mitteltrias des Gollinger Schwarzenberges an der Wallingalm mit der Mitteltrias der Lammermasse eindeutig primär zusammen.

An der Westseite des Vorderen Strubberges treten WNW-streichende Diploporen-führende Dolomite auf.

Beim Ausgang der Lammeröfen folgen an der orographisch linken Seite über dunklen Dolomiten helle Bankdolomiten. Ferner stelle ich wegen der hellen Ausbildung, die ganz mit den Wettersteindolomiten des Strubecks vergleichbar ist, die Dolomite der Kote 703 beim Lammeröfenausgang ins Ladin. Wie H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (Karte 1952) zähle ich die hellen zuckerkörnigen, kleinbrüchigen Dolomite nördlich des Sattelberges hierher. Nicht ins Ladin stelle ich hingegen die in der Karte von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) als Ramsaudolomit ausgeschiedenen Bereiche des Lammerecks. Diese Schichten rechne ich zur Variationsbreite der kieseligen Obertriasserie.

Da das Cordevol im Sinne von A. TOLLMANN (1976 a, S. 131 f.) zum Karn gezählt wird, sind die Wettersteinkalke/dolomite in ihren Hangendpartien bereits karnisch, was geländemäßig nicht faßbar war.

4.5 Höhere karnische Schichtglieder (Jul-Tuval)

4.5.1 Reingrabener Schiefer

Es sind schwarzbraune oder schwarze harte Tonschiefer, die blätterig verwittern. Man trifft sie südlich des Gollinger Schwarzenberges von der Lehngriesalm nach Osten hin streichend an. Es sind dort splitterig brechende, glänzende Schiefer, denen braune Sandsteinbänke zwischengeschaltet sind. In östlicher Richtung vollzieht sich ein Fazieswechsel durch Zunahme des Kalkgehaltes, so daß sie an der Basis der Brachiopoden-führenden karnischen Kalke der Wallingalm nur noch in Einschaltungen auftreten (H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 156).

4.5.2 Dunkle karnische Kalke

Die Verebnung der Wallingalm ist eine nach Osten, Westen und Süden hin aushebende, flache Mulde dunkler karnischer Kalke. Sie liegen, wie H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) schon beschrieben, südlich der Wallingalm in sedimentärem Kontakt auf dem helleren, unterlagernden Wettersteinkalk. Im Norden der Wallingalm, etwa 200 m östlich Kote 964, geht die reine kalkige Entwicklung in eine an Echinodermenschutt-reiche über. Gegen NW hin, im Rabensteinkogel-Gschirrwandprofil, gehen die dunklen Kalke in eine Wechsellagerung von cm-geschichteten Tonschiefern, kieseligen Kalken, Mergeln und Dolomiten über. Es ist dies ein gutes Beispiel für einen Fazieswechsel in allgemein west-östlicher bzw. nordwest-südöstlicher Richtung.

Die 250 m NE der Holzwehralm an einem neuen Forstweg aufgeschlossenen dunkelbraunen Knollenkalke mit schwarzen Tonschieferlagen sind mit Sicherheit karnisch. Es lieferte die Probe

D 450 (det. L. KRYSZYN):

Astformen des *Gladigondolella tethydis*-Multielementes sensu KOZUR & MOSTLER

Alter: Ladin bis U.-Karn

Obwohl infolge eines Antiklinalaufbruches der Holzwehralmscholle tektonisch gestört, stelle ich diese Kalke ins Hangende der Wettersteinentwicklung der Lammernasse. Aller Wahrscheinlichkeit nach gehen diese Knollenkalke nach Süden in Kieselkalke über.

Das Karn der Lammereinheit liegt im Bereich der Holzwehralmschelle nicht in Hallstätter-Rotkalkfazies vor, da die roten, welligschichtigen Kalke nördlich der Lammeröfen („Draxlehnerkalk“ bei H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952) Conodonten führen, die eine Einstufung in das Alaun 2-Sevat erlauben.

4.5.3 Karnischer Kieselkalk und Dolomit

Die stark diffus verteilt Kieselsäure-hältigen, oberflächlich „dolomitisch“ verwitternden Kalke wurden als Kieselkalk bezeichnet. Bei der Härteprobe ritzt zwar im allgemeinen der Stahl den Kalk, reibt man aber einen frischen Kalksplitter an der Stahlklinge, so wird diese stets geritzt. Wieweit es sich bei diesem Schichtglied um eigentliche Kalke mit hohem Kieselsäuregehalt oder sekundär verkieselte Kalke bzw. Dolomite handelt, ist nicht näher untersucht worden. Auch H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 155) beschreiben dieses Schichtglied als: „meist dunkle, kieselige Dolomite, die über Kieselkalk in die hangenden Kalke übergehen“. Charakteristisch sind die mergelige Oberfläche und das gelegentliche Auftreten von länglichen Hornsteinen und schlierigen kieseligen Lagen. Er ist im Bereich südlich der Lehngriesalm im Schwarzenbergprofil aufgeschlossen und reicht vom Hangenden des Wettersteindolomites bis unter die Reingrabener Schiefer bzw. den Hauptdolomit. Ferner bildet er den langgestreckten Zug des Vorderen Strubberges, wobei im Gegensatz zur Karte bei H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) im Hangenden der Strubberschiefer kein Anis vertreten ist, die karnischen Kieselkalke infolge einer Antiklinalaufwölbung den gesamten Felszug von Kote 887 bis Kote 989 aufbauen.

500 m NE der Holzwehralm ergab eine Probe des Kieselkalkzuges Tuval 3/1:

D 479 (det. L. KRISTYN):

Epigondolella nodosa (HAYASHI)

Gondolella polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV

Nördlich der Lammer, im Haarbergalmprofil, tritt im Hangenden eines hellen, stark mylonitisierten Ladindolomites ein vermutlich karnischer, kieseliger Dolomit auf. Der Übergang zu einem rötlichen, rote Hornsteinlagen führenden norischen Hallstätter-Bankkalk, der in Hallstätter-Graukalk übergeht, ist nicht aufgeschlossen.

Die im Hangenden der gebankten Wettersteindolomite am Haarberg und gegen den Mehlstein hin folgenden, stellenweise etwas rötlichen, kieseligen Kalke dürften auch schon dem Karn zuzurechnen sein.

Am Mehlstein selbst konnte der kieselige, gering Hornstein-führende Bankkalk in das Tuval 1–2 eingestuft werden:

D 523 (det. L. KRISTYN):

Gondolella polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV

Hindeodella triassica MÜLLER

Die Schichtfolge reicht hier bis ins Nor (Lac 2-Alaun 1), worauf B. PLÖCHINGER (1973, S. A 50) hinweist.

Die massigen bis undeutlich gebankten kieseligen Kalke der Lammereckscholle enthalten basal (det. L. KRISTYN):

D 298 *Gondolella cf. polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV

was Tuval wahrscheinlich macht.

Aus den über dem Wettersteindolomit folgenden Kieselkalcken der verkehrt lagernden Sattelbergscholle weisen (det. L. KRISTYN):

D 431 Astformen des *Gladigondolella tethydis*-Multielementes sensu KOZUR & MOSTLER

Alter: Ladin bis U-Karn

auf karnisches Alter hin. Die Kieselkalke gehen NE Kote 1021 Sattelberg in Pötschen/Pedataschichten über.

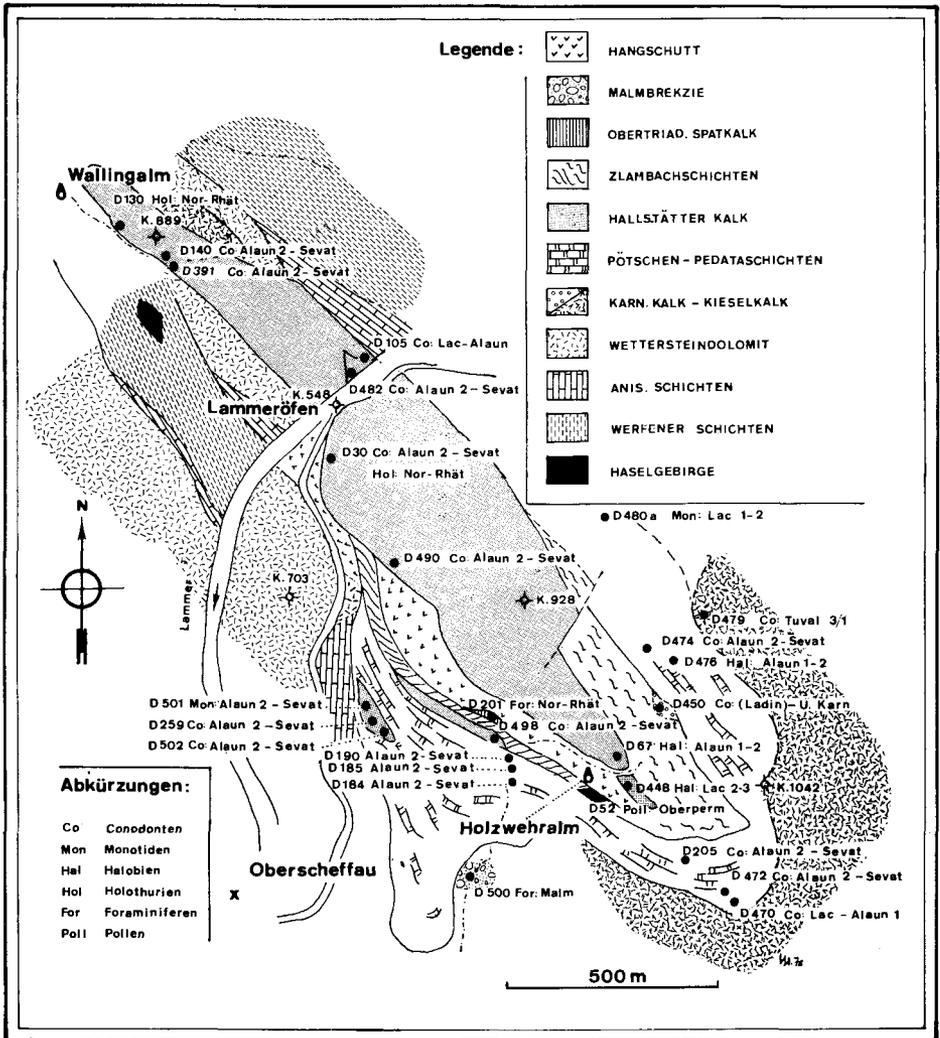


Abb. 1. Geologische Lageskizze und Verteilung der fossilführenden Beprobungspunkte im Bereich der Holzwehralmscholle (Lammereck) nördlich Oberschneffau.

4.6 Nor. Schichtglieder

4.6.1 Hallstätter Kalke (Nor-Servat)

Obertriadische Hallstätter Kalke kommen als fazielle Vertreter der Pötschen/Pedataschichten in der Lammereckscholle, im Bereich Ötzer-Haarecker am Westabfall des Gollinger Schwarzenberges und im Bereich der Holzwehralm vor (Holzwehralmscholle). Die Hallstätter Kalke verschiedenen Alters der Schollen östlich Gollinger wurden nur vergleichs-

weise angesehen, da sie derzeit von B. Plöchingen näher bearbeitet werden. Komponenten von Hallstätter Kalk sind häufig in der malmischen Strubbergbrekzie anzutreffen.

Über den obernorisch bis sevatischen Hornsteinbankkalken des Lammerecks mit D 320 (det. E. KRISTAN-TOLLMANN)

Foraminiferen:

Pseudonodosaria vulgata multicamerata (KRISTAN-TOLLMANN)

Dentalina sp.

Lenticulina sp.

Ostracoden:

Bairdia sp.

finden sich in aufrechter Schichtfolge obernorisch-sevatische (D 321) und darüber sevatische rötliche Hallstätter Kalke:

D 321 (det. E. KRISTAN-TOLLMANN)

Theelia asymmetrica MOSTLER

Theelia sp.

D 321 (det. L. KRYSZYN)

Epidondolella bidentata MOSHER

Gondolella navicula HUCKER.

Alter: Alaun 2-Sevat

D 322 (det. L. KRYSZYN)

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Epigondolella multidentata MOSHER

Epigondolella bidentata MOSHER

Epigondolella permica (HAYASHI)

Alter: Alaun 2-Sevat

Der sevatische Hallstätter Kalk ist am Südhang des Lammerecks gänzlich von der Strubbergbrekzie verdeckt, die hier massenhaft Hallstätter Kalkkomponenten führt.

Aus der in den Malm eingestuften Strubbergbrekzie konnten NW des Sattelberges Komponenten eines norischen Hallstätter Kalkes bestimmt werden. Es enthielt

D 537 (det. B. GRUBER):

Halobia plicosa (MOJS.)

Alter: Alaun 1-2

sowie die synsedimentäre Großscholle von Hallstätter Kalk am Rauhen Sommereck (V. HÖCK & W. SCHLAGER, 1964):

D 276/1 (det. B. GRUBER)

Halobia plicosa (MOJS.)

Alter: Alaun 1-2

Das von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 154) nördlich der Kote 861 des Sattelberges beschriebene kleinere Vorkommen von hellem Hallstätter Kalk mit Halobienbrut als jüngstes Schichtglied einer Triasmusfolge konnte nicht mehr aufgefunden werden. Auf den bruchtektonisch stark gestörten karnischen Kieselkalken im Bereich Kote 861 konnten lediglich Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk-Lesesteine glazialer Herkunft festgestellt werden.

Im Bereich Haarecker SW des Gollinger Schwarzenberges kann eine obertriadische Hallstätter-Beckenentwicklung in Graukalkfazies belegt werden. Über einem massigen Hellkalk obernorischen-sevatischen Alters (det. L. KRYSZYN):

D 519 *Gondolella navicula steinbergensis* (MOSHER)

Hibbardella magnidentata (TATGE)

Enantiognathus zieglerei (DIEBEL)

Prioniodina sp.

folgen mittelsteil nordfallende, Hornsteinlagen-führende Pötschen/Pedataschichten, die im Hangenden in grauen sevatischen Hallstätter Kalk übergehen (det. L. KRYSZTYN):

D 516 *Epigondolella bidentata* MOSHER

Da über dem gebankten Wettersteindolomites des Haarberges im Bereich des Mehlsteines eine karnische Kieselkalkentwicklung belegt werden konnte, die bis ins Nor reicht (Pötschen/Pedataschichten), könnte es sich hier um eine tektonisch gestörte, aber ursprünglich zusammenhängende obertriadische Beckenentwicklung handeln.

Im Bereich der Holzwehralm südlich der Lammeröfen ergibt sich ein sowohl lateraler als auch vertikaler Einblick in die Faziesverhältnisse der Obertrias. Im Südteil der Holzwehralmmulde (s. Abb. 1) entwickeln sich aus dem karnischen Kieselkalk die Pötschen/Pedataschichten, die stellenweise massenhaft *Halerella pedata* (BRONN) führen und bis Obornor-Sevat reichen. Im Hangendabschnitt der Pötschen/Pedataschichten gegen die Zlambachschichten zu treten 250 m SE Kote 575 (südlich Lammeröfen) sowie 250 m NNW Kote 830 (Holzwehralm) Linsen von Hallstätter Kalk auf. Es handelt sich bei der mehrere Zehnermeter langen Großscholle nahe der Bundesstraße Kote 575 um graue bis rötliche, un- deutlich gebankte, den Pötschen/Pedataschichten schichtparallel eingelagerte Hallstätter Kalke mit folgendem Fossilinhalt:

D 259 (det. L. KRYSZTYN):

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Epigondolella bidentata MOSHER

Epigondolella permica (HAYASHI)

Hindeodella triassica MÜLLER

Alter: Alaun 2-Sevat

D 501 (det. B. GRUBER):

Monotis salinaria (BRONN) bei E. KITTL 1912 beschrieben als *Monotis baueri* (KITTL)

Alter: Alaun 2-Sevat

D 502 (det. L. KRYSZTYN):

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Alter: Alaun 2-Sevat

Der Weg von Kote 634 zur Holzwehralm quert im Hangenden der obornorisch-sevatischen Pötschen/Pedatalkalke einen zu diesen parallel NW-SE-streichenden Hallstätter Kalkzug von nur einigen Metern Mächtigkeit. Für die basal grauen Kalke konnte ein sevatisches Alter nachgewiesen werden:

D 498 (det. L. KRYSZTYN):

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Epigondolella bidentata MOSHER

Hindeodella triassica MÜLLER

Hindeodella suevica TATGE

Enantiognathus zieglerei (DIEBEL)

Diesem grauen Hallstätter Kalk folgen im Hangenden einige m fossilarme, rötliche, brekziöse Flaserkalke sowie hellbraune und rötliche Kalke, die spärlich:

D 198/1-7 (det. E. KRISTAN-TOLLMANN)

Involutina liassica (JONES)

fürten. Darüber folgen tektonisch stark zerscherte Zlambachschichten mit einem hangenden rhätischen Spatkalk.

Durchquert man die Holzwehralmmulde von NE her, so sind über dem karnischen Kieselkalk (s. Abb. 1) entlang des neuen Forstweges von der Ascheralm herauf in ca. 700 m Höhe Brekzien aufgeschlossen, deren Komponenten:

D 480 a (det. B. GRUBER)

Monotis cf. *salinarium* (BRONN)

des Lac 1–2 führen. Der noch nicht eingestufte Rotkalk, in den die Brekzienkomponenten eingebettet sind, kann nur jüngeres Alter haben. Auf Grund der sevatischen Rotkalkentwicklung im Bereich der Lammeröfen kann auch hier ein sevatisches Alter der Brekzienbildung vermutet werden. Die Schichtfolge der Holzwehralmscholle reicht somit nicht tiefer als Lac 1–2.

Ein grauer Hallstätter Kalk 300 m NNE Kote 830 (Holzwehralm) führt Halobien:

D 476 (det. B. GRUBER)

Halobia plicosa (MOJS)

Alter: Alaun 1–2

während die mittelsteil NE fallenden rötlichen Hallstätter Kalke am Weg in ca. 900 m Höhe (Abb. 1) obernorisch-sevatisches Alter ergeben:

D 474 (det. L. KRYSZYN)

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Der ca. 250 m mächtige Hallstätter Kalk der Holzwehralmmulde ist, wie aus den Lagerungsverhältnissen hervorgeht, um eine NW-SE-Achse um 90° gegen Westen gekippt worden. Es handelt sich um massigen bis undeutlich gebankten Hallstätter Graukalk, dessen SE-Ende tektonisch über den Zlambachmergeln der Holzwehralm liegt. Der Kalkzug führt 250 m nördlich der Almhütte Kote 830 Halobien:

D 67 (det. B. GRUBER);

Halobia plicosa (MOJS)

Alter: Alaun 1–2

Der senkrecht stehende Kalkzug setzt sich südlich des steilen Almweges nach einer Störung fort und enthält hier vereinzelt Hornsteinknollen und

D 448 (det. B. GRUBER);

Halobia cf. *tropitum*

Alter: Lac 2–3

Es ist somit innerhalb der Holzwehralmscholle in dessen Südabschnitt eine Zunahme des Kieselgehaltes von Norden nach Süden zu bemerken. Der Hangendabschnitt der Holzwehralmscholle führt im alten Steinbruch des Schotterwerkes südlich der Lammeröfen Conodonten des Obenor-Sevat sowie Holothurien des Nor-Rhät:

D 30 (det. L. KRYSZYN);

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Hindeodella suevica TATGE

Enantiognathus zieglerei DIEBEL

Ozarkodina? sp.

Prioniodina sp.

D 30 (det. E. KRISTAN-TOLLMANN);

Fissobractites subsymmetrica KRISTAN-TOLLMANN

Nördlich der Lammeröfen sind die Verhältnisse etwas anders, da die Mächtigkeit des Hallstätter Kalkes hier geringer gewesen sein dürfte, ferner die Hangendpartien eben lagern und nur schwach verfault sind. Der Schichtumfang reicht ebenfalls von Lac bis Sevat.

150 m NE Kote 548 Lammeröfen ist die Basis der Scholle aufgeschlossen:

D 105 (det. L. KRISTYN):

Gondolella navicula HUCKR.

Epigondolella permica (HAYASHI)

Chirodella dinodoides (TATGE)

Alter: Lac-Alaun 1

Im Bereich Kote 548 Lammeröfen dürfte die Südscholle von der Nordscholle abgedreht worden sein. Hier lagern Schollen des norischen massigen Hellkalkes über obernorisch-sevatischen, roten Knollenkalken, die folgende Fauna aufweisen:

D 482 (det. L. KRISTYN):

Epigondolella permica (HAYASHI)

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Hindeodella triassica MÜLLER

Epigondolella abneptis (HUCKR.)

Epigondolella bidentata MOSHER

Am Weg von Haslbach zur Haarbergalm (Abb. 1) ist der Hangendanteil der massigen grauen Hallstätter Kalke aufgeschlossen und führt:

D 140 (det. L. KRISTYN):

Epigondolella bidentata MOSHER

Epigondolella postera (KOZUR & MOSTLER)

Alter: Alaun 2-Sevat

D 140 (det. E. KRISTAN-TOLLMANN):

Fissobractites subsymmetrica KRISTAN-TOLLMANN

Diesem Kalk folgt unmittelbar ein schwach verfalteter, rötlicher und rote Hornsteinlagen führender Hallstätter Kalk desselben Alters:

D 391 (det. L. KRISTYN):

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Epigondolella abneptis (HUCKR.)

Epigondolella multidentata MOSHER

Hindeodella triassica MÜLLER

Hindeodella suevica TATGE

Prioniodina excavata MOSHER

Die roten, obernorisch-sevatischen Knollenkalke NE Kote 548 (Lammeröfen), die früher als Basis der Hallstätter Kalkscholle angesehen worden sind (Draxlehnerkalk), treten auch südlich der Lammer NW Kote 575 auf und führen dort ebenfalls:

D 490 (det. L. KRISTYN):

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Alter: Alaun 2-Sevat

4.6.2 Pötschen/Pedataschichten (Nor-Sevat)

Es sind deutlich gebankte, z.T. Hornsteinknollen-führende, dunkelbraune Kalke, die stellenweise massenhaft *Halorella pedata* (BRONN) führen. Sie beginnen SE der Holzwehralm über einer ungebankten Kieselkalkserie des Untenor:

D 470 (det. L. KRYSZYN):

Epigondolella permica (HAYASHI)

Epigondolella abneptis (HUCKR.)

Gondolella navicula HUCKR.

Alter: Lac-Alaun 1

mit einem basal endogen brekziösen Knollenkalk des Obernor:

D 472 (det. L. KRYSZYN)

Gondolella navicula HUCKR.

Epigondolella permica (HAYASHI)

Epigondolella bidentata MOSHER

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Alter: Alaun 2-Sevat

Entlang des Weges von Süden zur Holzwehralm, in ca 780 m Höhe, führen Hornsteinbankkalke mit untergeordneten Arenitlagen Conodonten:

D 184 (det. L. KRYSZYN)

Epigondolella permica (HAYASHI)

Epigondolella multidentata MOSHER

Epigondolella postera (KOZUR & MOSTLER)

Gondolella navicula HUCKR.

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Epigondolella bidentata MOSHER

Alter: Alaun 2-Sevat

D 185 (det. L. KRYSZYN):

Epigondolella abneptis (HUCKR.)

Epigondolella multidentata MOSHER

Epigondolella cf. *bidentata* MOSHER

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Alter: Alaun 2-Sevat

D 190 (det. L. KRYSZYN):

Epigondolella cf. *bidentata* MOSHER

Gondolella navicula HUCKR.

Hindeodella suevica TATGE

Im Muldenschluß der Holzwehralm, ca. 350 m SW Kote 830, ergaben die Pötschen/Pedataschichten ebenfalls obernor-sevatisches Alter:

D 205 (det. L. KRYSZYN):

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Epigondolella abneptis (HUCKR.)

Hindeodella suevica TATGE

200 m ESE Kote 588, am Sockel des Höhenzuges, der die Holzwehralm trägt, führen die Pedatakalke nach A. TOLLMANN (in A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN, 1970, S. 106) eine Mikrofauna mit:

Tetrataxis inflata KRISTAN ns

Variostoma crassum KRISTAN-TOLLMANN ns

Duotaxis metula KRISTAN ? ss

Lenticulina sp.

Alamwoodia sp.

Milioliden

Echinodermenreste

Von den Vorkommen südlich der Holzwehralm sind die fossilführenden Pedataschichten nördlich Road in ca. 800 m Höhe mit Unterbrechungen bis unter die Felswände nördlich Kote 746 SW der Rocheralm zu verfolgen, wo sie in inverser Lagerung unter die karnischen Kieselkalke einfallen. Aus den Pedatakalken SE der Holzwehralm beschreibt bereits J. PIA 1924 die norische Leitform *Halorella pedata* (BRONN). B. PLÖCHINGER gibt einen Fund von *Rhynchonella juvavica* BITNER an (H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 157). Da die für die Einstufung der Hallstätter Kalke von B. PLÖCHINGER (ebenda, S. 156 ff.) angeführten Halobienarten nach B. GRUBER (1975) nach der Einstufung in den bosnischen Hallstätter Kalken ins Nor zu stellen sind, sind die von B. PLÖCHINGER beschriebenen, im Hangenden des karnischen Dolomites folgenden dunklen Kalke, die den Pedatakalken sehr ähnlich sehen, vermutlich durchwegs auch als solche einzustufen.

Die Pötschen/Pedataschichten führen SW der Holzwehralm bereits obernorisch-sevatische Hallstätter Kalklinsen und werden faziell gegen NE vom Hallstätter Kalk vertreten. Auch innerhalb der Scholle der Holzwehralm ist an deren SE-Ende ein Übergang von Hallstätter Graukalk in Hornstein-führenden Graukalk feststellbar.

Für die Lammereckscholle konnte jetzt entgegen der anfänglichen Meinung (H. HÄUSLER, 1978) ein Obertriasalter nachgewiesen werden. Es war nämlich die zwischen Dogger/Malm-Manganschiefern und der Strubbergbrekzie befindliche Kieselkalkserie für jurassisch angesehen worden, ohne eine direkte Einstufung geben zu können. Die Pötschen/Pedataschichten südlich Wirrau waren als tektonische Schuppe abgetrennt worden. Die an Mikrofossilien armen, grauen, kieseligen Kalke, auf deren lithologische Ähnlichkeit mit der kieseligen Hallstätter-Beckenentwicklung im Holzwehralmprofil hingewiesen worden war, lieferten in Schliiffserien Bruchstücke von

D 292/3 (det. E. KRISTAN-TOLLMANN)

Variostoma sp.

womit Jura auszuschließen war, da es sich zwar um endogen brekziöse Kalke, nicht aber um Fremdkomponenten darin handelte. Nach einer entsprechend intensiven Aufbereitungstätigkeit gelang eine Einstufung durch (det. L. KRYSSTYN):

D 292 *Hindeodella triassica* MÜLLER

Alter: Trias i. a.

D 294 *Epigondolella abneptis* (HUCKR.)

Epigondolella permica (HAYASHI)

Alter: Lac-Alaun 1

D 302 *Epigondolella abneptis* (HUCKR.)

Epigondolella permica (HAYASHI)

Alter: Lac-Alaun 1

D 318 *Gondolella navicula steinbergensis* (MOSHER)

Epigondolella permica (HAYASHI)

Epigondolella abneptis (HUCKR.)

Alter: Alaun 2

Für die mehr kieseligen Partien, die an Brüchen hochgeschleppt worden sein dürften, ist Oberkarn wahrscheinlich:

D 298 (det. L. KRYSSTYN):

Gondolella cf. *polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV

Gegen das Hangende der etwas wellig-schichtigen, leicht mergeligen und Hornstein-führenden Kalke (D 318) folgen rötliche obernorische-sevatische (D 321) und schließlich (D 322) sevatische Hallstätter Kalke. Die Serie der Sattelbergscholle reicht in verkehrter Lagerung von den Gutensteiner Schichten bis ins Sevat. Hornstein-führende Bankkalke treten am Steig vom Baumgartner zur Infangalm in 670 m Höhe von Brüchen begrenzt auf:

D 535 (det. L. KRYSZYN):

Gondolella navicula steinbergensis (MOSHER)

Epigondolella permica (HAYASHI)

Prioniodina muelleri (TATGE)

Hibbardella magnidentata (TATGE)

Alter: Alaun 2-Sevat

300 m NW Kote 861 und 250 m südlich davon lagern diese Hornstein-führenden Bankkalke steil NNE bzw. ENE fallend über der Strubbergbrekzie. NE des Haarecker treten die Hornstein-führenden Pötschen/Pedataschichten mittelsteil nordfallend nördlich eines massigen obernorisch-sevatischen Hellkalkes (D 519) auf und scheinen ebenfalls, wie am Lammerck, in einen grauen sevatischen Hallstätter Kalk überzugehen (D 516). Der Kontakt zwischen massigem Hellkalk und den Pötschen/Pedataschichten ist sicher tektonisch überprägt, die fazielle Beziehung dieser beiden Schichtglieder hier somit nicht direkt gegeben.

4.6.3 Hauptdolomit

Der allgemein das Nor repräsentierende Hauptdolomit tritt mächtig in gebankter Ausbildung im Liegenden des Dachsteinriffkalkes des Finsterstubenwaldes auf. Er baut den Rigausberg auf und ist in seiner plattigen Ausbildung im Marchgraben und Aubachgraben gut aufgeschlossen. Charakteristisch ist hier ebenfalls der allgemein NW-SE-gerichtete Verlauf der Hauptdolomitfazies, wenn auch einem Teil des im Liegenden der Kössener Schichten des Finsterstubenwaldes auftretenden Dachsteinkalkes rhätisches Alter zukommt, so doch im Schwarzenbergprofil zumindest untergeordnet ist, wie schon aus der Karte von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) hervorgeht. Ob der Dolomitmylonit an der Südseite des Gollinger Schwarzenberges nach Westen hin auskeilend die streichende Fortsetzung des Hauptdolomites vom Rigaus ist oder nur ein mylonitisierter dolomitischer Basalanteil der Dachsteinkalkentwicklung ist noch nicht geklärt.

4.6.4 Dachsteinkalk (Nor-Rhät-Unterlias)

Im allgemeinen handelt es sich um ein hell- bis dunkelgraues, z. T. sehr fossilreiches, Algen, Megalodonten, Gastropoden und Korallen führendes massiges bis gebanktes Karbonatgestein.

Dachsteinkalk baut die Obertrias des Tennengebirgs- und Hagengebirgsstockes auf. Da an der Nordseite des Tennengebirges die im Dekameterbereich gebankten Dachsteinkalke Megalodonten-führend bis unter die liassischen Hierlatzkalke reichen, dürfte es sich um rhätische Anteile handeln.

Auch H. ZANKL (1965) nimmt für die Megalodontenfazies beim Paß Lueg auf Grund der hohen Position im Gesamtprofil sowie wegen des Auftretens der großen Megalodontiden *Conchodus* sp. rhätisches Alter für diese Vorkommen an. Außerdem sind ja dem Dach-

steinkalk im Luegwinkel Kössener Schichten eingelagert. Am neuen Forstweg von Road nach Süden in Richtung Kuchlbergalm treten neben Korallen-führenden und stellenweise massenhaft Megalodonten-führenden Bankkalken häufig Gastopoden-führende dolomitische mm-Rhythmite („Algenmatten“) auf. Gelegentlich kommen Lösungshohlräume im Gestein vor, die mit rotem oder grünem Sediment gefüllt worden sind. Dieser Typ ist nach der sedimentologischen und biofaziellen Charakteristik des am Hohen Göll erstellten Fazieschemas von H. ZANKL (1969, Abb. 74) als Riff-ferne Zone der Riffrückseite zu bezeichnen. Da nach H. ZAPFE (1962, S. 354) die Dachsteinriffentwicklung an der Südseite des Hagen- und Tennengebirges ausgebildet ist, kann auch für den am Tennengebirgs-Nordrand verdeckten norischen Anteil eine Riff-ferne „Backreef“-Entwicklung vermutet werden.

Dachsteinkalk in Riffentwicklung setzt im Hangenden des Hauptdolomites am Gollinger Schwarzenberg ein. Für die Frage der Mächtigkeit des norischen und rhätischen Anteiles der Riffentwicklung können keine neuen Hinweise gebracht werden.

Für die Hangendpartien des Dachsteinkalkes der Gschirrwand konnte in folgenden Proben eindeutig Lias belegt werden:

D 395, D 396 (det. E. KRISTAN-TOLLMANN):

Involutina liassica (JONES)

„*Neoangulodiscus*“ *carinatus* (LEISCHNER)

„*Neoangulodiscus*“ *leischneri* KRISTAN-TOLLMANN

Nodosariiden

Aus dem in Verbindung mit Kössener Schichten vorkommenden Dachsteinkalk des Finsterstubenwaldes nahe der Kronreifalm konnte folgende rhätische Fauna bestimmt werden:

D 76/1–3 (det. E. KRISTAN-TOLLMANN):

Triassina hantkeni MAJZON

Aulotortus sinuosus WEYSCHENK

Glomospira tenuifistula HO

Angulodiscus communis KRISTAN

Pseudotaxis inflata (KRISTAN)

Trocholina crassa KRISTAN

Trocholina permodiscoides OBERHAUSER

Diplotremina sp.

Angulodiscus tumidus KRISTAN-TOLLMANN

4.7 Obertriadische Mergelschiefer

4.7.1 Zlambachschichten

Auch in der kalkreichen Entwicklung der Hallstätter Zone wird ebenso wie in der Zlambachfazies bereits der höhere Teil des Sevat durch eine mergelig-kalkige Wechsellagerung gekennzeichnet, die über die Stufengrenze des Nor bis zum Ende des Rhät ununterbrochen durchläuft (A. TOLLMANN, 1976 a, S. 270 f.). An der klassischen Lokalität dieser Verzahnung, im Stammbachgraben NE des Hallstätter Sees, verzahnen sich sevatische Zlambachmergel mit der sevatische Ammonitenfaunen führenden Hallstätter Kalk-Schwellenfazies.

Das Vorhandensein der Zlambachschichten bei der Holzwehralm war schon J. PIA (1924, S. 88) bekannt. Auf Grund der benachbarten Position zu den norischen Kalken der Holzwehralm vermuten H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 159) in ihnen ziemlich altersgleiche Sedimente. Es handelt sich dabei um hell- bis dunkelgraue und bräunliche, z. T. sandige Tonmergel, denen glimmerreiche, weinrote Tonschiefer eingelagert sind. Diese infolge ihres aberranten Aussehens bisher als Werfener Schiefer angesprochenen Tonschiefer haben eine typische Haselgebirgsflora des Perm ergeben und sind, da eine Umlagerung auf Grund des reinen Pollenspektrums eher auszuschließen ist, als tektonisch eingespießte Teile zu deuten. Erst A. TOLLMANN gibt eine bestimmbare Mikrofauna an. Es sind aus Schlämmproben massenhaft *Involutina liassica* (JONES) sowie eine Reihe charakteristischer rhätischer Foraminiferen bestimmt worden (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN, 1970, S. 107):

Glomospira gordialis (JONES & PARKER) s
Glomospirella spirillinoides (GROZDILOWA & G.) s
Glomospirella sp. s
Trepeilopsis sp. s
Ammobaculites sp. s
Tetrataxis inflata KRISTAN s
Duotaxis metula KRISTAN ns
Variostoma conforme KRISTAN-TOLLMANN ns
Diploremina subangulata KRISTAN-TOLLMANN ns
Diploremina placklesiana KRISTAN-TOLLMANN ss
Trocholina (*Trochonella*) *crassa* KRISTAN s
Angulodiscus tumidus KRISTAN-TOLLMANN s
Angulodiscus sp. ss
Fronicularia sp. ss
Milioliden ns

Aus harten Tonmergelkalken wird folgende Fauna angegeben (ebenda):

Glomospira gordialis (JONES & PARKER) s
Haplophragmoides subglobosus (SARS) ss
Variostoma conforme KRISTAN-TOLLMANN ss
Diploremina subangulata KRISTAN-TOLLMANN ns
Trocholina (*Trocholina*) *acuta* OBERHAUSER ns
Trocholina (*Trocholina*) *verrucosa* KRISTAN s
Trocholina (*Trochonella*) *crassa* KRISTAN ns
Trocholina (*Trochonella*) *laevis* KRISTAN ns
Involutina liassica (JONES) massenhaft
Angulodiscus tenuis KRISTAN s
Angulodiscus communis KRISTAN s
Angulodiscus impressus KRISTAN s
Rectoglandulina sp. ss
Dentalina sp (1 Fragm.)
Annulina metensis TERQUEM s

Diese an Involutinen reiche Fauna charakterisiert die höherrhätischen Zlambachmergel vom Mikrofaunentypus „Placklesschichten“. Dieser nur an wenigen Stellen von der Hohen Wand über die Gosauseen bis zur Holzwehralm auftretende Zlambachschichtentypus führt

eine Foraminiferenvergesellschaftung, die darauf hinweist, daß dieses Sediment nicht in freien, gut durchlüfteten und durchströmten Becken, sondern in isolierten Buchten der Beckenfazies im riffnahen Bereich zur Ausbildung gelangt ist (A. TOLLMANN, 1972, S. 98).

Es treten auch entlang des neuen Forstweges 250 m östlich Kote 830 gradierte, basal endogene brekziöse, grobspätige Zlambachkalke auf, die in Mergelzwischenlagen Ostrakoden führen:

D 468 (det. E. KRISTAN-TOLLMANN)

Torobealdia ampicrassa KRISTAN-TOLLMANN

Neben einer Verzahnung mit Hallstätter Kalken einerseits ist aber auch eine enge Verbindung von Zlambachschichten mit Dachsteinkalk bekannt (H. ZAPFE, 1960, S. 237; W. SCHLAGER, 1967, S. 239). Dort aber, wo Mergel und Dachsteinkalk direkt in Verbindung treten, kommen auch Riffschuttbänke vor. Dieser Übergang, der auch am Tennengebirgs-Nordrand vorhanden sein müßte, ist aber wegen der Tennengebirgsstirneinrollung nicht direkt aufgeschlossen. Hinweise, daß die rhätischen „far backreef“-Dachsteinkalkbänke im Norden in ein Becken übergegangen sind, ergeben sich aus der Beobachtung, daß der gebankte Dachsteinkalk gegen Norden in einen massigen dunkelgrauen Kalk übergeht (Abb. 15). Da aber nach der Rekonstruktion gebankter rhätischer Dachsteinkalk-massiger Dachsteinkalk-Zlambachschichten im Übergangsbereich Tennengebirge/Lammermasse die Zlambachschichten über einer Pötschen/Pedataentwicklung folgen und eine Verzahnung von Pötschen/Pedataschichten mit im Norden gegen den Frischwasserkanal folgenden Hallstätter Kalk wahrscheinlich gemacht werden kann, ferner nach den erkennbaren Strukturen nur eine gegen Süden gerichtete Aufschürfung der gekippten Obertriasscholle im Bereich der Holzwehralm nachweisbar ist, läßt sich der auf das Nor-Sevat beschränkte Intraplattform-Hallstätter Kalk faziell ohne Schwierigkeiten zwischen die Tennengebirgs- und Osterhorntirolikums-Dachsteinkalk-Entwicklung einordnen.

4.7.2 Kössener Schichten

Graue, fossilarme Mergelkalke finden sich als Einlagerung im Dachsteinkalk an der Straße nördlich des Paß Lueg am Ausgang der Salzachöfen NW Kote 509. Die pyritisierten Foraminiferengehäuse lassen zusammen mit der armen benthonischen Mikrofauna die Mergel als Halbfaulschlamm-Fazies mit sauerstoffarmer, bodennaher Wasserschicht deuten (A. TOLLMANN, 1976 a, S. 247). Aus den Mergeln konnte erstmals eine Fauna des Rhät nachgewiesen werden:

D 280/1, D 281/1, D 281/2, D 282/1, D 282/2 (det. E. KRISTAN-TOLLMANN):

Haplophragmoides sp.

Ammobaculites sp.

Weitere, von B. PLÖCHINGER den Kössener Schichten zugezählte Mergelkalke sind in Verbindung mit bunten Kalken westlich der Kote 810 an der Wasserscheide bei der alten Straße O.-Scheffau-Abtenau anzutreffen. Oberrhätkalke wurden von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952 Karte) auch aus dem Bereich des Finsterstubenwaldes beschrieben. Für die benachbarten Dachsteinkalke konnte dort ja rhätisches Alter nachgewiesen werden (D 76).

4.8 Bunte Liaskalke und Oberlias/Doggerkalke

Im Hangenden des grauen gebankten Dachsteinkalkes folgen meist rötliche, aber nach J. PIA (1924) und A. BITTNER (1884) auch graue, vom Dachsteinkalk nicht unterscheidbare Kalke, die auf Grund gelegentlicher Fossilführung in den Lias gestellt werden müssen (vgl. Fossilliste D 394, D 395, Kapitel 4.6.4 Dachsteinkalk).

Im heute verfallenen Steinbruch bei der ehemals existierenden Tuschenbrücke (250 m östlich der heutigen Lammerbrücke 480) führte bereits A. BITTNER (1884) Liasammonitenfunde an (Ammoniten des Unterlias nach J. PIA, 1924, S. 100). Neben den roten Knollenkalken treten auch Hierlatz-Crinoidenkalke auf.

Im Sattelbergprofil knapp westlich der Schönalm ist die Tennengebirgsschichtfolge zusammenhängend aufgeschlossen. Die Ausbildung der Liaskalke findet sich bei H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 160) sowie bei A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN, 1970, S. 106) ausführlich beschrieben. Zwischen Dachsteinkalk im Liegenden und den Manganstrubbergsschichten im Hangenden befindet sich eine Folge von zuerst ca. 15 m grauen, dünn-schichtigen, wellig-knolligen, graue Hornsteine führenden Kalken, dann ein heller, dünn-schichtiger bis flaseriger, gering Crinoiden-führender Kalk mit roten Hornsteinknollen (ca. 10 m mächtig) übergehend in einen dünn-schichtigen, wellig-knolligen Kalk ohne Hornsteinknollen. Aus den Kalken, welche rote Hornsteinlagen führen, konnte A. TOLLMANN beim Versuch, das Alter der hangenden Manganschiefer und insbesondere der Strubbergbrekzie einzuengen, *Involutina liassica* (JONES) und ebenso spärlich *Involutina turgida* KRISTAN nachweisen (A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN, 1970). Höhere Anteile als Lias waren in den Kalken in diesem Profil im Liegenden der Strubbergsschichten nicht zu erfassen. Rote knollige Liaskalke finden sich in der streichenden Fortsetzung am Südabhang des Sattelberges sowie unter dem Sattel südlich vom Rauhen Sommerreck.

Rote Hierlatzcrinoidenkalke führt die Höhe wesentlich Kote 810 an der alten Straße von O.-Scheffau nach Abtenau.

Am Gollinger Schwarzenberg ist südlich der Kote 917 am Kertererbach dem Dachsteinkalk bunter Liaskalk taschenförmig eingelagert.

Nicht überall sind Liaskalke nachweisbar, so daß von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 161) angeführt wird: „Vielfach, z. B. bei der Wienerfallquelle und auch sonst gewöhnlich längs der Strubbergfurche reichen graue, hell anwitternde (massige – Anm. d. Verf.) Kalke, die ein unbefangener Betrachter ohne weiteres Dachsteinkalk nennen wird, bis an die Strubbergschiefer ... Nach den Beobachtungen A. BITTNERs u. J. PIAS wird man jedoch vorsichtig sein und entscheidende Fossilfunde abwarten, bevor man erklärt, daß der Liaskalk auskeilt.“

Im Mündungsbereich der Lammer in die Salzach sollen nach H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 161) dunkelgraue, sandig-mergelige Kalke WNW-streichend anstehen, die auf Grund eines Belemnitenfundes: *Cuspitoothis aff. oxycoma* v. ZIETEN dem Oberlias angehören. Regional werden Crinoiden-Plattenkalke z. B. im Gebiet der Quechenbergalm (südlich des Schober) auf Grund der folgenden Belemnitenfunde in den Oberlias bis Dogger (?) gestellt:

Cuspitoothis acuarina macer QUENST. : Oberlias

Cuspitoothis acuarina ventricosa QUENST. : Oberlias

Rhopalobelus charmouthensis MAYER : Mittel- bis Oberlias

Homaloteuthis brevisformis VOLTZ : Oberlias bis Dogger

Im Bereich der Schallwand werden die Crinoiden-Plattenkalke teilweise kieseliger und – so H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 161): „... stehen damit schon den Oberlias-Dogger Kieselkalcken nahe.“ Es sind dies dann dichte, hellgraue flasrige Kalke, die im Bereich des östlichen Tennengebirges in der Oberen Alm in unmittelbarem Verband mit den Strubbergschiefern anzutreffen sind und in diese seitlich übergehen.

Die von O. KÜHN bestimmten Belemniten aus dem sich mit den Mangan-vererzten Strubbergschiefern verzahnenden Kieselkalk ergaben mit:

Homaloteuthis stolley

Cylindroteuthis subblainvillei DESLONG

eine Einstufung in den Oberlias/Dogger bzw. Dogger.

Die im Bereich Epner-Lammereck im Hangenden der Manganschiefer auftretenden, ursprünglich (H. HÄUSLER, 1978) als jurassisch gedeuteten Kieselkalke müssen nach direkter Einstufung durch Conodonten in die Obertrias gestellt werden.

4.9 Höherer Jura

Die Strubbergschichten des Tennengebirgstirolikums umfassen eine Vielzahl lithologisch unterschiedlicher Schichten, die durchwegs sehr fossilarm sind. Eine Zuordnung einzelner isolierter Vorkommen ist auf jeden Fall problematisch. Der Untergliederung der Strubbergschichten in sieben verschiedene Sedimenttypen nach H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 200 ff.) mit entsprechender Variationsbreite und durchwegs hohem Kieselsäure- bzw. Hornsteingehalt ist nichts hinzuzufügen. Die Mangan-hältigen Schiefer, bräunlich bis schwarzbraun verwitternd, mit blau schillernden Belägen sind das typische Schichtglied der Strubbergschichten. H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER führen (1952, S. 200) an, daß: „... es sich ihrem lithologischen Charakter nach durchwegs um Erz-führende, verschieferte, mergelige Kieselkalke mit vorwiegend kieselchaligen Mikroorganismen handelt.“ Und ferner: „Die Altersstellung dieser Sedimentgesteine ist durch den seitlichen Übergang in die Oberlias-Dogger-Kieselkalke sichergestellt. Im Gebiet südlich von Berchtesgaden dürften sie den ebenso Radiolarien-reichen schwarzen Kieselkalcken bzw. auch den Kiesel-schiefern entsprechen, die J. KÜHNEL (1929, S. 468) in den Dogger stellt.“ An Fossilinhalt führt B. PLÖCHINGER aus diesen Schichten kieselchalige und agglutinierende Foraminiferen, Radiolarien sowie vererzte Kügelchen (Bakterien) an.

Die Manganschiefer streichen WNW-ESE und treten in den Hügeln beim Epner sowie im Luegwinkel bis Zimmerau auf, lassen sich durch Wegaufschlüsse über die versumpfte Höhe 697 nach Kuchlbach und zur Infangalm, von dort zum Sattelberg und Rauhen Sommereck verfolgen. Östlich des Rauhen Sommerecks werden sie vom Dachsteinkalk des Tennengebirges tektonisch überlagert. Mächtig ausgebildet finden sie sich wieder im O.-Scheffauer Schwarzenbachtal. Nach Unterbrechungen treten sie wieder stark verschuppt im Schallwandgebiet auf. Die entlang der Lammer-Bundesstraße NE O.-Scheffau auftretenden, verfalteten, stellenweise endogen brekziösen Graukalke, die A. TOLLMANN 1975 nach rein lithologischem Vergleich mit der Strubbergbrekzie in den Jura stellt, werden wegen der Lagerungsverhältnisse und der auch für das Anis zutreffenden Merkmale (endogen brekziöse Ausbildung, feinklastische und mergelige Lagen) in die Mitteltrias gestellt, obwohl ein Fossilnachweis trotz intensiver Beprobung bisher noch aussteht.

Neben den Oberlias-Dogger-Kieselkalken, die, wie bereits erwähnt, östlich der Oberen Alm eindeutig durch seitlichen Übergang mit den Manganschiefern verknüpft sind, sowie den Belemniten-führenden, häufig mit den Strubbergschiefern wechsellagernden Crinoidenplattenkalken im Ostteil des Tennengebirges sind die Brekzien im Hangenden für die Strubbergschichten charakteristisch. Diese z. T. polymicte, Hallstätter Kalk-, Obertriasgraukalk-, Tonschiefer- und Hornsteinkomponenten führende Brekzie tritt am Lammereck sowie im Verband mit den Manganschiefern im Bereich Infangalm-Sattelberg-Rauhes Sommereck auf. Im Oberscheffauer Schwarzenbachtal, wo die Manganschiefer gut aufgeschlossen sind, fehlen sie. Die norische Halobien-führende Hallstätter Kalkscholle am Rauhen Sommereck ist Großkomponente der sedimentären Brekzie (V. HÖCK & W.

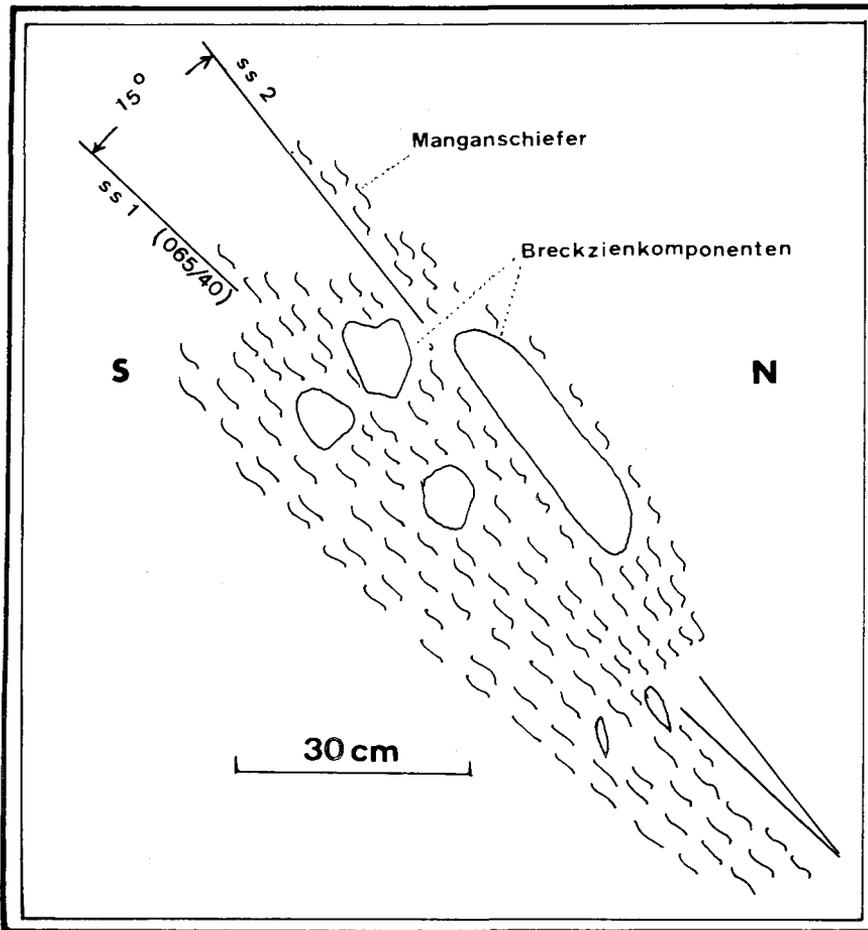


Abb. 2. Sedimentäre Strukturen in den jurassischen Strubbergbrekzien, Wandaufschlüsse Sattelberg, 200 m E Kote 1021, 2 km WSW Lammerbrücke Oberscheffau (510), Tennengebirgstirolikum. Zirka 20° steil zur sedimentären Schichtung der Manganschiefer lagern dachziegelartig die länglichen Kalkplatten a,b sowie ein Tonschieferspan c. Die nach Süden aufwärts gerichteten Platten lassen auf eine lokale Nord-Süd-Strömungsrichtung schließen, wobei im Schnitt die Kalkkomponente d jedoch eine entgegengesetzte Lagerung zeigt.

SCHLAGER, 1964). Syntedimentäre Gleitungen (Abb. 4) sowie gegen Süden aufwärts gerichtete Imbrikation lassen mit Vorbehalt auf eine Schüttung des Brekzienmaterials von Norden nach Süden schließen (Abb. 2 u. 3). Um Hinweise auf die Schüttungsrichtung der Brekzie und somit auch für die paläogeographische Anordnung zu bekommen, was für die palinspastische Rekonstruktion von Bedeutung ist, wurden in der bei Kote 1021 anstehenden Brekzie zahlreiche Komponenten auf ihre Lagerung hin untersucht. Wie aus verschiedenen Arbeiten bekannt ist, kann die dachziegelartige Lagerung von im flüssigen Medium transportierten Geschieben für die Rekonstruktion der Fließverhältnisse ausgewertet werden. Diese Rekonstruktionsmethode trifft z. B. sehr gut für fluviatile Verhältnisse zu. Liegen keine gut abgeplatteten Komponenten oder zu dichte Komponentenpackung vor,

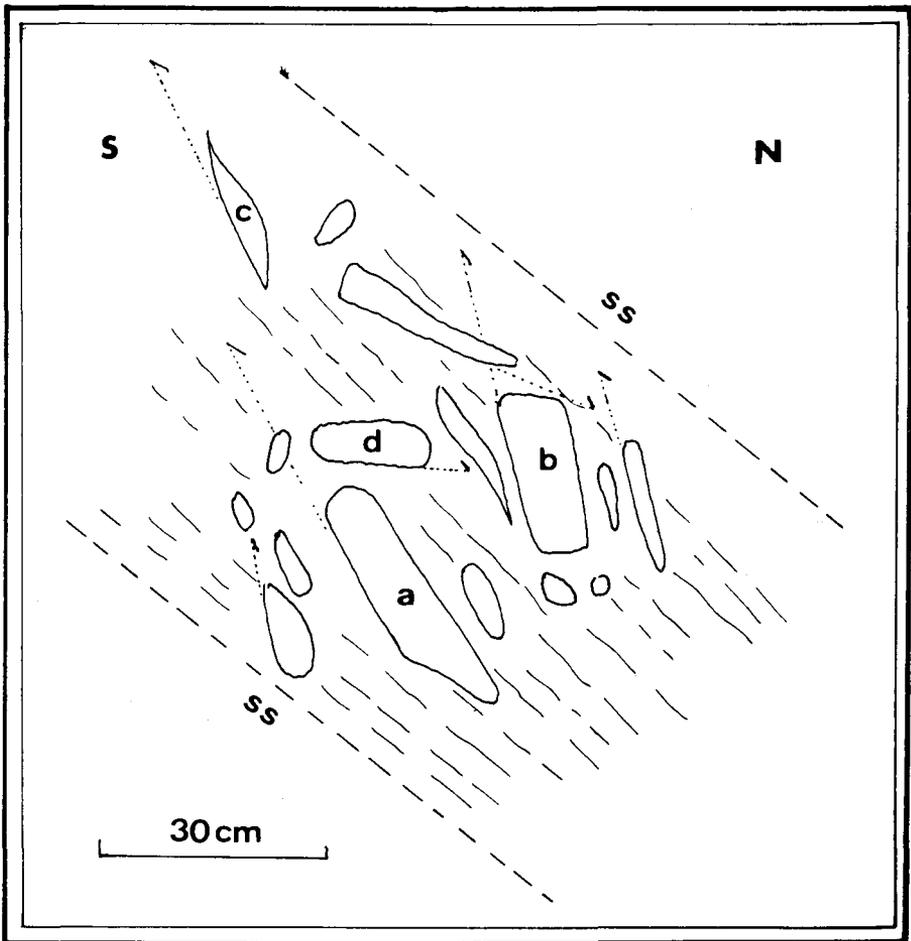


Abb. 3. Sedimentäre Struktur in den jurassischen Strubbergbrekzien, Position wie Abb. 2. Gegenüber einem generellen Einfallen der Manganschiefer mit 065/40 zeigt die Abbildung eine längliche Kalkplatte, die unter einem Winkel von ca. 15° südlich aufwärts gerichtet auf einem Tonschieferpolster aufliegt. Diese Lagerung kann als lokal von Norden nach Süden geschüttet gedeutet werden, wobei Ost-West-Schüttungsrichtungskomponenten wegen fehlender Aufschlüsse nicht berücksichtigt werden konnten.

so ist aus den Lagerungsverhältnissen nur sehr schwer auf eine Transportrichtung zu schließen, zumal in Aufschlüssen oft nur eine Beobachtungsebene zur Verfügung steht und Schräglagen somit fast nicht erkennbar sind. Auf Grund der Blockverteilung muß hier auf einen murenartigen Ablagerungscharakter geschlossen werden. Es handelt sich um Olisthostrome, Sedimentkörper, die aus einem Schlammfluß entstanden sind. Es besteht nach K. GÖRLER & K. J. REUTTER (1968, S. 484) ein kontinuierlicher Übergang zwischen den Phänomenen der gravitativen Gleitdecken und der Olisthostrome. Das Olisthostrom wird durch Schlammströme allmählich aufgebaut, seine Stirn rückt nur langsam vor. Für Imbrikationsmessungen, wie sie K. GÖRLER & K. J. REUTTER (1968, Abb. 1) anzeigen, liegen heute noch keine geeigneten Aufschlüsse vor, denn (ebenda, S. 499): „Um die Herkunftsrichtung der Schlammströme genau bestimmen zu können, müssen solche Messungen in verschiedenen streichenden, senkrecht zur Schichtung der Normalsedimentation gerichteten Aufschlußflächen gemacht werden.“ Abb. 4 zeigt eine, auf einem gegenüber dem generellen Schichteinfallen der Manganschiefer etwas aufgestauten, keilförmigen Mergelpolster liegende Kalkplatte. Die ca. 15° schräg aufwärts in südlicher Richtung lagernde Platte kann lokal von Norden nach Süden geschüttet gedeutet werden. Auch in Abb. 2 zeigt die Mehrzahl der (allerdings wenigen) länglichen Kalkplatten in der Mergelgrundmasse eine gegen Süden aufwärts gerichtete dachziegelartige Lagerung. Die wenigen anderen, für eine

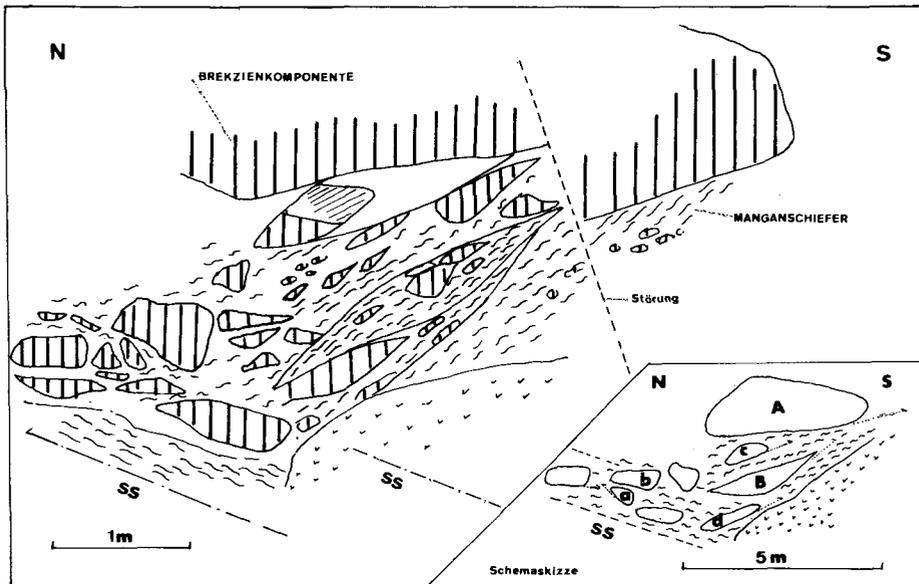


Abb. 4. Schüttungsrichtung in der Jura-Strubbergbrekzie, Aufschlüsse ca. 150 m nördlich des Weges Infangalm-Schönalm in 780 m Höhe. Aufrechte Serie, dm-m große Kalkkomponenten in Manganschiefern. Aus dem Aufschluß ergibt sich für die Rekonstruktion der Einschüttung folgender Eindruck (Schemaskizze): Durch die Auflast der mehrere m großen Scholle A wird ein aus Mergelfetzen und Kieselkalkkomponenten bestehender Großspan B in südlicher Richtung aufgepreßt. Von dieser synsedimentären Gleitung werden auch die Komponenten c und d geschlichtet. Die Komponenten a und b zeigen hingegen leichte Nordimbrikation. Die deutlich südwärts gerichtete, synsedimentäre Schollengleitung spricht hier für eine lokale Südschüttung der Brekzie.

Lagerungsauswertung in Frage kommenden Brekzienaufschlüsse zeigen bei unregelmäßiger lokal gegen Norden und Süden gerichteter Komponentenlagerung eher ein Überwiegen der lokal gegen Süden gerichteten Strömungen.

In Komponenten aus Hallstätter Kalk konnte 500 m NW des Sattelberges (Kote 1021) bestimmt werden:

D 537 (det. B. GRUBER)

Halobia plicosa (MOJS.)

Alter: Alaun 1–2

Halobienfunde in der Hallstätter Großscholle am Rauhen Sommereck lassen die gleiche Einstufung zu wie auch für Partien des Hallstätter Kalkes der Lammermasse (Holzwehralmscholle):

D 276/1 (det. B. GRUBER):

Halobia plicosa (MOJS.)

Alter: Alaun 1–2

Bei den obertriadischen grauen, teilweise kieseligen und Hornsteinknollen führenden Kalkkomponenten dürfte es sich um karnische Kieselkalke bzw. Pötschen/Pedataschichten der Lammermasse handeln. Braune Mergelkalkkomponenten, wie sie im Rhät der Holzwehralm vorkommen (Zlambachschichten) sind nicht selten. Dachsteinkalkkomponenten sowie bunter Jura (Lias, Dogger), wie sie in den Tauglbodenschichten häufig sind, fehlen gänzlich. Im Bereich NW des Sattelberges geht die Grobbrekzie im Hangenden in eine Feinbrekzie und schließlich in einen gradierten Grobsandstein über.

B. PLÖCHINGER (in H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 203) führt bereits an, daß die Strubbergbrekzie dem Oberalm-Basiskonglomerat der südlichen Osterhorngruppe faziell ziemlich nahesteht. Aus der im Streichen der Mangan-hältigen, braun verwitternden Tonschiefer vom Luegwinkel im Lammerbett anstehenden, detritisch beeinflussten Kieselkalkserie konnte aus Tonschieferlagen eine Nannoflora gewonnen werden, die eine Einstufung der Manganschiefer in den Dogger ergab:

D 363 (det. H. STRANDNER)

1 Coccolith indet

D 361 *Watznaueria communis*

Den besten Hinweis auf das malmische Alter der Strubbergbrekzie ergab die Einstufung der hangenden kieseligen Manganschiefer im Graben 250 m nördlich der Infangalm im Liegenden der polymikten Brekzie. Eine Schriffserie ergab:

D 428/2–5 (det. E. KRISTAN-TOLLMANN)

Saccocoma AGASSIZ

Globochaete alpina LOMBARD

Milioliden

Textulariiden

Lageniden

Damit sind die Strubbergschichten auch altersmäßig mit den weiter im Norden, im Osterhorntirolikum abgelagerten Tauglbodenschichten vergleichbar.

In der polymikten Strubbergbrekzie des Lammerecks konnte (300 m SW Kote 892) eine unterkarnische, oberkarnische und unternorische Fauna belegt werden:

D 310 (det. L. KRZYSTYN):

Astformen des *Gladigondolella tethydis*-Multielementes sensu KOZUR & MOSTLER

Gondolella polygnathiformis BUDUROV & STEFANOV

Epigondolella abneptis (HUCKR.)

Epigondolella permica (HAYASHI)

Epigondolella nodosa (HAYASHI)

Gondolella navicula HUCKR.

Da die Hallstätter Entwicklung im Arbeitsgebiet erst ab dem Lac einsetzt, stellt sich die Frage nach der Herkunft und der Schüttungsrichtung dieser Hallstätter Kalkkomponenten.

Die Stellung dieser östlich von Golling in Schollen auftretenden mittel-obertriadischen Hallstätter Kalke ist fraglich. Wegen der engen Beziehung zu den Oberalmer Schichten ist – ähnlich wie im Halleiner Raum (B. PLOCHINGER, 1974 a) – eine Jura-Gleittektonik denkbar. Die Herkunft wäre dann vermutlich ebenso wie bei einer Deutung als fernüberschobene Schollen aus dem ehemaligen Hallstätter Südkanal zu vermuten.

Wenn es stimmt, daß die Schüttung des gesamten Brekzienmaterials der Strubbergbrekzie jedoch von Norden nach Süden erfolgte, dann mußten die Gollinger-Hallstätter Schollen entweder vorher in die heutige Position verfrachtet worden oder selbst Teil des Nordkanals gewesen sein.

Daß theoretische Überlegungen über die Existenz auch mitteltriadischer und karnischer Hallstätter Kalke in der Hallstätter Nordzone – die paläogeographische Möglichkeit einer Einbindung vorausgesetzt – nicht ganz von der Hand zu weisen sind, ergibt sich auch aus Beobachtungen im Salzkammergut, wo anlässlich der Kartierungsübungen des Instituts für Geologie im Sommer 1978 im Bereich der Hütteneck Alm (Gruppe G. MANDL, W. PAVLIK und G. PESTAL) ein (tief)jurassischer Brekzienhorizont, dem tirolischen Dachsteinkalk eindeutig sedimentär auflagernd, gefunden werden konnte. Da diese Brekzie fossilbelegte Rotkalkkomponenten der M.-O. Trias enthält, liegt der Verdacht auf eine Salzbergfazies-Entwicklung im Hallstätter Nordkanal im Raschberggebiet nahe (Vorstellungen U. PISTOTNIK 1973, 1975). Die Stellung dieser Brekzie wird derzeit am Institut für Geologie von Herrn G. MANDL bearbeitet.

Läßt sich für die mitteltriadischen Hallstätter Schollen östlich Golling (sowie im Halleiner Bereich) jedoch eine Position über den Oberalmer Schichten eindeutig jünger als Malm nachweisen (intra- bis postmalmsche Verfrachtung von Süden her), dann mußte auch die Schüttung der mitteltriadischen Komponenten in die Strubbergbrekzie von Süden her erfolgt sein, wobei die norischen und sevatischen Hallstätter Kalkkomponenten dem ja obertriadische Hallstätter Kalke führenden Nordkanal entstammen können.

Überraschenderweise konnte SW der Holzwehralm eine Brekzie gefunden werden, welche Komponenten von Malm-Kalken enthält (Abb. 1):

D 500/1–2: (det. E. KRISTAN-TOLLMANN)

Textulariiden

Milioliden

Trocholina elongata (LEUPOLD)

? *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA)

Da südlich dieses Vorkommens keine kalkige Ausbildung des Malm vorliegt (der Malm wird vielmehr durch die obersten Manganschiefer und die polymikte Strubbergbrekzie re-präsentiert) ist eine Materialschüttung aus Norden wahrscheinlich. Weitere Untersuchungen werden die Klärung der Lagerungsverhältnisse zur Aufgabe haben.

4.10 Kreideablagerungen

Über den Oberalmer Schichten des Osterhormtirolikums folgen die neokomen Schrambach- und Roßfeldschichten der Weitenauer Neokommulde. Aus Mergelschiefern an der Straße Wurzer-Egger, 3,5 km NE der Kirche Golling, konnten mehrere Exemplare bestimmbarer Ammoniten gefunden werden, die für Neokom, wahrscheinlich Barrême leitend sind (det. L. KRYSSTYN):

Crioceratites sp.

Phyllopachyceras sp.

Über den Schrambachschichten folgen die am Bergrücken SW Egger gut aufgeschlossenen detritischen Unteren Roßfeldschichten.

Am Roßfeld sind die Oberen Roßfeldschichten durch mächtige Konglomeratlagen gekennzeichnet, wobei Hallstätter Kalkkomponenten bei nachgewiesener Schüttungsrichtung von Süden nach Norden ein Hallstätter Kalk-Liefergebiet im Süden erfordern. Bei der Ablagerung wird an einen Gleittransport in Form von Olistholiten zur Zeit der Bodenbewegung des Barréme – Apt erklärt (Bodenunruhen zur Zeit der austroalpinen Bewegungen). Olistholitsedimentation wird neben dem Roßfeld bei Hallein auch aus dem Raum der Unkener Mulde und dem Lauffener Erbstollen des Ischler Salzbergbaues (Ischler Brekzie mit Wildflyschcharakter) beschrieben (zusammengestellt bei A. TOLLMANN, 1976 a, S. 388).

Die Gosauablagerungen werden diskordant, stellenweise mit Grundkonglomerat auf ein vorgosauisches Relief sedimentiert. Der Transgressionsverband von Gosau auf triadische Rauhacken sowie die allgemeine Lagerung belegen eine vorgosauisch im wesentlichen abgeschlossene Tektonik im Zwieselalm-Buchbergriedelgebiet (W. SCHLAGER, 1967, S. 241). Auch im Abtenauer Becken transgrediert die Gosau (analog dem Becken von Gosau ab dem Unterconiac – A. TOLLMANN, 1976 a, S. 431) auf ein etwa der heutigen geologischen Situation entsprechendes Perm- bis Triasrelief. Das Gosaumeer traf somit ein stark erodiertes Relief der nachträglich nur mehr geringfügig intertektonisch veränderten Bereiche der Lammermasse, des Osterhorntirolikums und des Dachsteingebietes vor.

4.11 Quartär

Eine genaue Untersuchung der Quartärbedeckung war nicht beabsichtigt gewesen. Einzelne quartärgeologische Hinweise lassen im Arbeitsgebiet Ereignisse des Mindel-Riß-Interglazials erkennen. Die heutige quartärmorphologische Prägung erhielt das Gebiet durch die Würmvergletscherung insbesondere des Hochglazials (1800 m Eisdicke). Die Würm-Endmoränen sind drei- bis vierfach gegliederte, frische Wälle, wobei die Endmoränen des Würm-Hochglazials bis nördlich Salzburg reichen. Nach dem Abschmelzen des Würmgletschers bildeten sich in Zungenbecken große, von den Endmoränen bis zum Paß Lueg reichende Seen, die allmählich zugeschüttet bzw. durch Zerschneidung der Endmoränen abgesenkt worden sind. Von den interglazialen Schottern, die z. T. als schräggeschichtete Deltaschotter in die Seen geschüttet, zum Teil als Deckenschotter der Deltas oder der nach Verschwinden der Seen entstandenen Flußschotter gebildet wurden, sind seit A. PENCK vor allem die des Mindel-Riß-Interglazials („Salzburger Delta“, im wesentlichen die Deltas des Mönchs-, Rain- und Hellbrunner Berges und die horizontalen Schotter des Adneter Riedels umfassend) und die des Riß-Würm-Interglazials („Gollinger Delta“, mit verschiedenen Ablagerungen zwischen Hellbrunn und Paß Lueg) unterschieden worden (W. DEL-NEGRO, 1963, S. 20). Nach dem Rückzug des Würmgletschers, der in Etappen vor sich ging, worauf Rückzugsmoränen im Taugltal hinweisen, erfüllte sich das eisfrei gewordene Salzburger Becken kurzfristig mit einem See, dessen mächtige tonig-sandige Sedimente bei Bohrungen in Salzburg gut aufgeschlossen worden sind. Dieser See wurde durch Zerschneidung der Engen bei Tittmoning und Lauffen entleert. Nach der Wärmezeit der Alleröd-schwankung (rd. 9000 v. Chr.) folgte um ca. 8800 v. Chr. eine neuerliche Kaltzeit des Schlernstadiums, welche lokale Vorstöße zur Folge hatte. Die Schotter der heutigen Salz-

burger Ebene stammen von den Zungen der Schlerngletscher. Danach folgte um ca. 8000 v. Chr. das Gschnitzstadium mit mehreren Wällen, dann um 7500 v. Chr. das Daun- und Egesenstadium. Nach der postglazialen Wärmezeit, einer nächsten neuerlichen Klimaverschlechterung, folgte schließlich eine Wärmezeit bis etwa 1600 n. Chr. Danach kam es zu weiteren kleinen Gletschervorstößen, die besonders die hochgelegenen Stollen erfaßte (W. DEL-NEGRO, 1963, S. 21). Zweifellos ist das heutige morphologische Bild des Lammertales mehr oder weniger das Ergebnis der Ablagerung glazialer Sedimente und, vielleicht weniger auffallend, der Glazialerosion. Der geologische Rahmen ist im wesentlichen durch die vorgosauischen und geringfügigen nachgosauischen tektonischen Vorgänge geprägt. Von einschneidender Bedeutung für die glaziale und postglaziale Flußbildung muß das jeweils lokal dominierende Kluftsystern in Verbindung mit der Gesteinsausbildung gesehen werden. Entgegen den Vorstellungen von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 165) wird bei sicherlich epigenetischer Talverlagerung das Kluftsystern für die Uranlage der Lammeröfen verantwortlich gemacht und nicht die noch in der geologischen Karte des Tennengebirgs-Nordrandes eingezeichneten, aber heute im Gelände südlich der Lammeröfen nicht mehr aufzufindenden obertriadischen Mergelschiefer (R. VOGELTANZ, 1975). Eine Deutung quartärgeologischer Lokalgegebenheiten wird nur durch eine Bearbeitung mit gezielter Fragestellung und somit großräumiger Arbeitsgrundlage möglich sein. Sie ist derzeit für das Abtenauer Becken im Gange (Aufnahme für die Geol. B.-A.: D. van HUSEN). Auf die bereits bekannten und einige zusätzliche neue Beobachtungen soll kurz hingewiesen werden.

Moränenanhäufungen finden sich besonders im Abtenauer Becken, dem morphologisch günstigsten Bereich für Quartärablagerungen. Die sanften Hangrücken der NW-SE-streichenden Höhen bei Abtenau sind Drumlins. V. JÄGER (1912, S. 18) weist auf Schotterterrassen eines interglazialen Sees im Liegenden der Moränenanhäufungen hin. Auf Grund der Talmorphologie finden sich im Lammertal zwischen Golling und Voglau keine entsprechenden Grundmoränen. Bedeutendere Moränenreste liegen im Haarbergalm-Wallingalm-Gebiet. Glazial überformte Rücken befinden sich SE von O.-Scheffau und Quartärkonglomerate bilden die Steilufer oder Kuppen entlang der Lammer nördlich Rettenbach, im Raum Lammerbrücke 510 (O.-Scheffau), im Schwarzenbach-Graben bis zum Wienerfall, bilden den Ost-West-streichenden Steilabfall bei Berndorf, treten auf der Kuppe nördlich Kuchlbach auf und konnten am rechten Lammerufer auch NW Epner gefunden werden. Gletscherschliffe, welche die Richtung des Eisfließens an Strömungen erkennen ließen, wurden am neugebauten Forstweg zur Haarbergalm in etwa 830 m Höhe und am Weg vom Epner zum Lammereck in 540 m Höhe gefunden. Glaziale Seetone im Liegenden der bis zu 40 m mächtig aufgeschlossenen Moräne sind entlang des neuen Forstweges vom Schwarzenbach-Graben über Brücke 538 zum Winkler nördlich Kote 606 aufgeschlossen. Für morphologische Rekonstruktionen sind ferner die quartärbedeckten, hochgelegenen Verebnungen der Holzwehralm, Haarbergalm, Wallingalm (850–950 m) und der Schönalm (800-m-Niveau) von Bedeutung. Der Gollinger Schwarzenberg sowie der Sattelberg bzw. das Lammereck werden als „Umlaufberge“ angesehen. Postquartär erfolgten ein stark wechselndes Mäandrieren der Lammer. Sicherlich noch andauernd sind Bergzerreibungen am Lammereck, wobei auch eine Bewegung der Großschollen an der Nordseite des Lammerecks zu vermuten ist. Größere Blocksturzmassen von Dachsteinkalk liegen im Schwarzenbachtal nördlich der Roßbergalm. Moorbildungen, die erst jüngst drainiert worden sind, wurden SW des Lammerecks angetroffen.

5. Zur tektonischen Gliederung der Lammer Hallstätter Zone

5.1 Tektonik 1: Der heutige Bau

5.1.1 Strubbergzone-Lammermasse

5.1.1.1 Hochsattel-Antiklinale

Der größte und für die Rekonstruktion der Schichtverhältnisse am besten aufgeschlossene Bereich der Hallstätter Zone westlich vom Dachstein und östlich der Salzach ist der Zentralbereich der Lammermasse, der Bereich der Hinteren und Vorderen Strubberge (Strubberg-Lammermasse, Taf. 1, Abb. 5, 17). Die auffällig NW-SE-strukturierte Zone mit kompletter Triasschichtfolge grenzt im Norden quartärbedeckt bzw. bruchtektonisch gestört an die Jura-Kreide-Mulde des Osterhornirdikums bzw. Triasserie des Gollinger Schwarzenberg-Massivs und im Süden an die Stirn des Tennengebirgstirolikums. Die Lammermasse ist hier so aufgewölbt, daß zwischen dem Hinteren Strubberg und dem Roadberg eine mächtige Schieferserie durch den Rettenbachgraben im Süden und den Haslbachgraben im Norden angeschnitten wurde. Westlich dieser Antiklinale folgt die Holzwehr-Haarbergalmmulde. Die Schichtmächtigkeit nimmt innerhalb der Lammermasse von der Vorderen Strubbergsynklinale (Mitteltrias ca. 100 m mächtig) zur Hinteren Strubbergsynklinale enorm zu. Aus der, nur mit der Dachsteinentwicklung des Osterhorn- oder Tennengebirgstirolikums vergleichbaren Mitteltrias-Mächtigkeit der Hinteren Strubbergsynklinale ergeben sich folgende Hinweise:

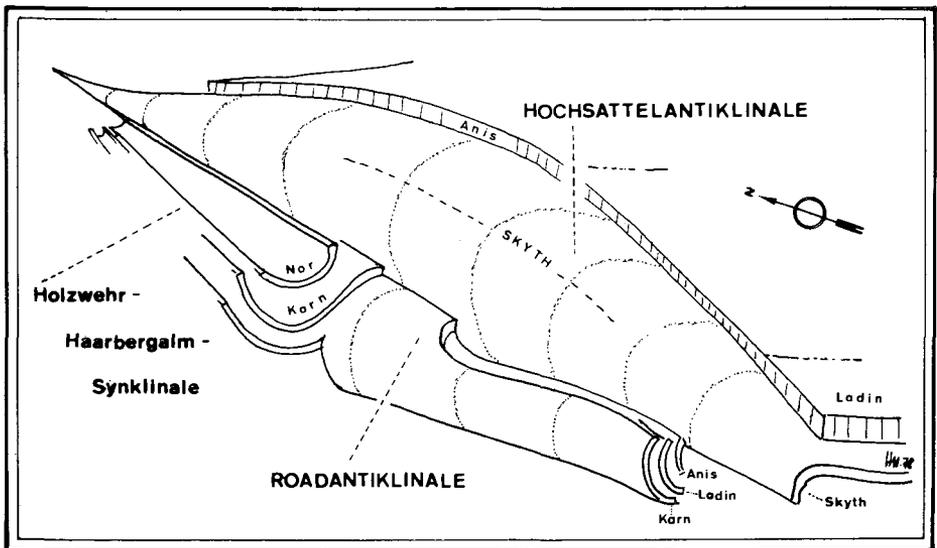


Abb. 5. Schematisches Blockbild der Großstrukturen der Strubberg-Lammermasse: Die Werfener Antiklinale der Hochsattelstruktur taucht jeweils unter das nördliche und südliche tirolische Vorland. Der Verlauf der Hinteren Strubbergsynklinale wurde offen gelassen. Der Verlauf der Roadantiklinale ergibt sich aus den Lagerungsverhältnissen der Pötschen/Pedataschichten. Die hangendsten Schichtglieder der Haarberg-Holzwehralmulde bilden norische Hallstätter Kalke, Pötschen/Pedataschichten und rhätische Zlambachmergel.

1. Gleichgültig, ob in relativ autochthoner Position entstanden oder nicht, existierte ein Übergang der Lammer-Hallstätter Zone zu einer Dachsteinkalkentwicklung. Die Interngliederung der Lammer-Hallstätter Zone zeigt auf Grund der, leider nur auf die Mitteltrias beschränkten erkennbaren Mächtigkeitsunterschiede, daß Anklänge zu einer tirolischen Dachsteinentwicklung vorhanden sind. Direkte Faziesübergänge sind aber leider nirgends erhalten geblieben, da sie schon während der Obertriassedimentation nicht mehr bestanden haben dürften. Es liegt innerhalb der Lammermasse ein besonders gutes Beispiel vor, daß Mächtigkeitsunterschiede innerhalb der Hallstätter Zone im Streichen auf kurze Distanz möglich sind. Da aber, wie aus faziellen Überlegungen ersichtlich ist, keine primäre direkte Verbindung zwischen den beiden tirolischen Einheiten bestanden haben dürfte, mußten, auch wenn man die Lammer-Hallstätter Zone fernüberschoben deuten würde, in der Obertrias ähnliche fazielle Verhältnisse geherrscht haben, wie sie heute tatsächlich vorhanden sind (Pötschen/Pedataschichten).

2. Auch große Salinarvorkommen (Abtenauer Becken) können ohne bedeutenderen Einfluß auf die nachfolgende mitteltriadische Sedimentation bleiben. Auffallenderweise ist gerade zwischen den beiden großen Salinarvorkommen von Abtenau und Golling/Unterschaffau, im Bereich der Vorderen Strubbergsynklinale die Triasschichtfolge primär reduziert, am Rand zum Abtenauer Becken aber in größerer Mächtigkeit entwickelt.

3. Jener Bereich der Hochsattel-Antiklinale, dessen Mitteltrias so mächtig entwickelt ist, führt auch im Bereich des Wallingwinkels und südlich der Wallingalm von der Lammermasse in die Mitteltrias der Gollinger Schwarzenbergserie über.

4. Für sich allein betrachtet läßt sich der als Synklinale ausgebildete, geringmächtige Westschenkel der Hochsattelantiklinale gedanklich am wenigsten mit der unmittelbar benachbarten, mächtigen Triasdolomit-Dachsteinkalkentwicklung primär verbinden. Da aber diese beiden Bereiche bruchtektonisch aneinandergrenzen, ferner die 30° gegen Norden fallende Dolomitbasis des Gollinger Schwarzenberges um eine Ost-West-Achse um eben diesen Winkel zurückzudrehen ist, sind die heute gegenüberliegenden Bereiche nicht unmittelbar miteinander in Verbindung zu bringen. Die gedankliche Ausglättung der Hochsattelantiklinale ergibt, wenn sie selbst am Platz belassen wird, eine, wenn auch nicht sehr große Westversetzung des Westschenkels der Holzwehr-Haarbergalmmulde. Der knapp benachbarte rasche Mächtigkeitswechsel innerhalb der Lammermasse mußte aber auch zwischen Lammermasse und dem ehemaligen nördlichen und südlichen Vorland bestanden haben. Da dieses Vorland aber wegen der in der Lammermasse als Beckensedimente vorliegenden Fazies in Riff- bzw. Dachsteinbankkalkfazies ausgebildet gewesen sein mußte, mußte auch ein derartiger Übergang existiert haben. Da somit der Fazies- und Mächtigkeitsgegensatz als Argument für eine tektonische Abgliederung der Strubberg-Lammermasse wegfällt, bleibt noch die Deutung der hauptsächlich NW-SE-streichenden Strukturen. Die Ursache dafür dürfte in der Obertrias-Paläogeographie zu suchen sein.

Der Haslbachgraben folgt genau dem Antiklinalscheitel. Das Einfallen an beiden Hangseiten läßt aber ein Abtauchen der Werfener Schichten unter die nördlich und südlich anschließenden Mitteltriaskarbonate und ein Abtauchen der Antiklinalachse gegen die Rabensteinalm erkennen. Das kann aber als Hinweis dafür gewertet werden, daß die Antiklinale eine Aufwölbung von unten her ist und keine, wie bei einer Fernüberschiebung der Lammermasse zu fordern wäre, nachträgliche Faltung der relativ eben überschobenen oder bereits während der Überschiebung beanspruchten Hallstätter Decke über einem tirolischen Untergrund.

5.1.1.2 Vordere Strubbergsynklinale

5.1.1.2.1 Holzwehralmprofil: Der Bau südlich der Lammer

Der Westflügel der Hochsattelantiklinale ist wiederum intern gefaltet, aber nicht als durchgehende Synklinale ausgebildet. Der Nordteil wird daher als Holzwehr-Haarbergalmmulde bezeichnet, der Südteil südlich der Holzwehralm ist eine gegen das Tennengebirge gerichtete Antiklinale, die als Roadberg-Spezialstruktur bezeichnet wird (Abb. 6). Für den Westteil der (Strubberg-)Lammermasse wurde ein Standardprofil im Bereich der Holzwehralm aufgestellt. Im kompilierten Holzwehralmprofil folgen über ca. 100 m mächtig aufgeschlossenen roten Werfener Schiefen ca. 10 m gering Crinoidengrus-führende Werfener Kalke. Nach ca. 50–70 m dunklen Anis-Karbonatgesteinen folgen ca. 50 m hellgraue, schwach mylonitische Kalke des Ladin. Danach kommen dunkle Kieselkalke des Karn, die bis ins Nor reichen und nach den Lagerungsverhältnissen westlich der Rocheralm grob auf 150 m mächtig geschätzt werden können. Die Pötschen/Pedataschichten sind ca. 100 m mächtig, der Hallstätter Kalk erreicht eine Mächtigkeit von maximal 300 m. Die primäre Mächtigkeit des Hallstätter Kalkes scheint nach Norden hin rasch abzunehmen. Über den Pötschen/Pedataschichten folgen ca. 30–50 m mächtige Zlambachschichten. Südlich der Holzwehralm geht die Holzwehralmmulde in die Roadantiklinale über. Im zerrissenen Übergangsbereich heben die Pötschen/Pedataschichten des SW-Randes der Holzwehralmmulde gegen SW hin aus und tauchen dann gegen die Tennengebirgsstirn unter (Abb. 6). Eine Faltenstruktur südlich der Holzwehralm zeigt heute NNE-Vergenz. Sie ist aber im Übergangsbereich der Strukturen in den späteren Antiklinalbau einbezogen und somit als relativ ältere Struktur als die Bildung der Roadantiklinale zu werten. Aus der Schleppung der Zlambachschichten ergibt sich der Eindruck, daß die norische Hallstätter Kalkscholle relativ von Norden gegen Südosten überschiebend die Zlambachschichten überfahren und

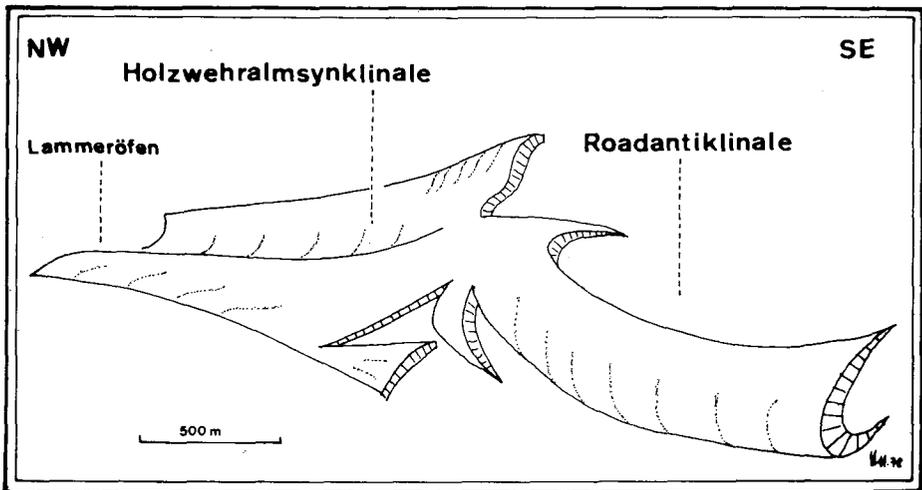


Abb. 6. Schematische Gliederung der Holzwehralmsynklinale und der Roadantiklinale. Die früher westlich der Hochsattelantiklinale vermutlich gegen SE fortlaufende Synklinalestruktur wurde gegen SW hin abgerollt und ist SE Oberscheffau „lappenartig“ zerrissen. Die Rekonstruktion erfolgte nach den Lagerungsverhältnissen der Pötschen/Pedataschichten und der Hallstätter Kalke.

schräg zugesichert hat. Dabei sind auf jeden Fall noch mögliche Komplikationen durch die um 90° nach Westen gerichtete Kippung der 250 m mächtigen Hallstätter Kalkscholle der Holzwehralmmulde zu berücksichtigen. Diese Deutung steht im Gegensatz zu der von A. TOLLMANN vertretenen Auffassung, die tektonische Überlagerung von norischem Hallstätter Kalk auf rhätischen Zlambachmergeln im Bereich der Holzwehralm sei durch Fernüberschiebung der Hallstätter Kalkscholle von Süden her entstanden. Als einziger lokaler Hinweis, außer regionalen Überlegungen für eine Fernüberschiebung könnte der den fossilbelegten Zlambachschichten eingeschalteter Span permischer Tonschiefer bei der Holzwehralm gewertet werden. Gerade in dem lokaltektonisch sehr stark beanspruchten Bereich der Holzwehralmmulde ist aber ein solcher Span nicht unbedingt als Hinweis auf eine Einspießung im Zuge einer weiten Überschiebung zu werten. Knapp zwei Kilometer NW tritt z. B. an Störungen mehrere Meter mächtig Haselgebirge auf. Obwohl die Zlambachschichten der Holzwehralmmulde zwar südlich Kote 1042 gegen SE hin ausheben, liegt keine schöngeformte Mulde vor, vielmehr ist diese antiklinalförmig aufgeplatzt, so daß karische Kalke auftreten (Abb. 1). Die Fortsetzung der bei der Holzwehralm um 90° gegen SW gekippten Hallstätter Kalkschollen nördlich der Lammer zeigt aber südlich Kote 889 am Weg zur Haarbergalm flachlagernde, nur geringfügig verfaltete Bankkalke. Primär dürfte die Anlage der Holzwehr-Haarbergalmmulde gewesen sein. Ein Abtauchen des Tennengebirges gegen Norden dürfte eine gegenläufige Eindrehung der Roadantiklinale bewirkt haben. Der treibende Faktor für die gegen SW gerichtete Steilpressung der Holzwehralmmulde, bei der es zu einer Abdrehung der mächtigen Hallstätter-Graukalkplatte gekommen ist, dürfte die Hochsattelantiklinale gewesen sein.

Die Bedeutung der SW der Holzwehralm aufgefundenen Malmbrekzie ist noch ungeklärt. Der Brekzieninhalt mit Komponenten von Malmkalk läßt ein fensterartiges Auftauchen des Tennengebirgstirolikums unwahrscheinlich werden. Eher ist eine Zugehörigkeit zum nördlichen tirolischen Vorland zu vermuten (Südrand des Osterhorntirolikums, Strubeck-Schwarzenberg), wobei dann eine Einkeilung an NW-SE-streichenden Störungen angenommen werden könnte. Offen ist jedoch, ob die Malmbrekzie der Hallstätter Serie der Holzwehralm selbst oder dem Tirolikum zugezählt werden muß.

5.1.1.2.2 Haarbergalmprofil: Der Bau nördlich der Lammer

Prinzipiell setzt sich die Holzwehralmmulde nördlich der Lammer fort. Charakteristisch ist jedoch das Fehlen von Pötschen/Pedata- und Zlambachschichten. Der Hallstätter Graukalk beginnt ab dem Lac und reicht bis unter einen Hangendrotkalk, der ins Sevat zu stellen ist. Die Verhältnisse sind aber im Bereich der Lammeröfen so gestört, daß der Hangendrotkalk unter Großschollen des norischen Hallstätter Graukalkes zu liegen kommt. Auch dürfte die Gesamtmächtigkeit gegenüber dem Hallstätter Kalk der Holzwehralmmulde stark abnehmen, die Kippung der Scholle dürfte mit dem Mächtigkeitssprung im Bereich der Lammeröfen in Zusammenhang zu bringen sein. Westlich der Haarbergalmmulde, im Strubeckgraben folgt nochmals eine steil aufgepreßte Antiklinalstruktur. Diese scheint heute an der Lammer zu enden. In diesem eng strukturierten Bereich ist lokal das häufig komplette Ausquetschen einzelner Schichtglieder der an sich gering mächtigen Triasserie auffallend. An der Straße von den Lammeröfen zur Ortschaft Haslbach ist z. B. 100 m NE Kote 548 der tektonische Kontakt von Mitteltriasdolomit zu norischem Hallstätter Kalk aufgeschlossen. Das zwar tektonisch gestörte, aber noch relativ am besten auf-

geschlossene Profil durch die Haarbergalmmulde befindet sich am neuen Forstweg von Haslbach zur Haarbergalm ab 800 m Höhe. Der Ostflügel der Mulde ist fast durchgehend bis zum Hallstätter Kalk aufgeschlossen. Der Westteil der Mulde, gleichzeitig Ostschenkel der Strubeckantiklinale ist tektonisch weitgehend oder oft völlig reduziert. Sie liegt nur mehr noch in einigen Großschollen SE und NW der Alm vor. Das zum Teil tektonisch gestörte, vom Anis bis Sevat aufgeschlossene Profil ist ca. 300 m mächtig. Es entspricht somit nur etwa zwei Drittel der Mächtigkeit des rund 2 km südlich befindlichen Holzwehralmprofils, was allerdings fast nur auf das geringmächtige norische Schichtglied zurückzuführen ist. Im folgenden soll das Profil kurz erläutert werden. Über den im Haslbachgraben mächtig aufgeschlossenen bunten Werfener Schichten folgen ca. 300 m NNE Kote 889 in 720 m Höhe massige bis undeutlich gebankte dunkelgraue, weißgeäderte Dolomite des Anis. Die Wechsellagerungsserie meterdicker Dolomitbänke mit bräunlichen Mergeln und wiederholt auftretenden endogenen Brekzienlagen mit schwach kieseligen Kalkkomponenten bis 5 cm Ø (vergleichbar mit der endogen brekziösen, zum Teil verfalteten Serie an der Lammer Bundesstraße zwischen der Brücke O.-Scheffau und den Lammeröfen) ist hier ca. 80 m mächtig. Nach der Mergel-Karbonatwechsellagerungsserie (Gutensteiner Basis-schichten) folgt eine durchgehende Dolomitabfolge. Zuerst tritt ein massiger bis dm gebankter schwarzer Dolomit auf, der von einem hellen, kleinbrüchigen, häufig mylonitisierten Dolomit abgelöst wird. In den Grenzbereich vom dunklen zum hellen Dolomit wurde die willkürliche lithofazielle Grenze Anis/Ladin gelegt. Da, wie im Gollinger Schwarzenberg-Profil (wo die vergleichbare Serie allerdings viel mächtiger ausgebildet ist) die Trennung von Ladin und Karn in ihrer untypischen Dolomit-Kieselkalkentwicklung ebenfalls schwer durchführbar ist, kann für Ladin und Karn nur die aufgeschlossene Mächtigkeit von etwa 180 m angegeben werden. Der karnische Kieselkalk scheint wegen seines tektonisch kompetenteren Verhaltens auch lokal ausgequetscht worden zu sein. Im Strubeckgraben südlich Kote 889 ist er in Schollen wieder vorhanden. Nach einer mächtigen Mylonitzone folgt nach einer quartärbedeckten und im Schutt Werfener Schiefer führenden Verebnung Hallstätter Bankkalk. Rötliche, rote Hornsteinknollen führende obernorische bis sevatische Bankkalke wechseln mit massigen grauen Hallstätter Kalken. Die Serie ist im östlichen und westlichen Bereich muldenförmig gefaltet und weist intern eine schwache Antiklinalaufwölbung auf. Der nördlichste Ausläufer dieses Hallstätter Kalkzuges ist eine zerscherte Linse am Beginn des Haslbachgrabens südlich der Wallingalm.

5.1.1.2.3 Die Strubeckantiklinale

Östlich des Strubecks und westlich der Haarbergalmmulde verläuft eine NW-SE-streichende Antiklinale, die als Strubeckantiklinale bezeichnet wird (Taf. 1). Auf beiden Seiten des Grabens folgen über bunten Werfener Schichten und einer mylonitisierten rötlich-braunen Kalkrauhwacke wenige dm- bis m-mächtige, hellbraun verwitternde Tonschiefer. Je nach der Altersstellung, die man den dunklen tektonisierten Tonschiefern beimißt, ergeben sich verschiedene Konsequenzen für den Baustil der Lammermasse. Da Schlammproben aus den kalkigen Partien und Pollenuntersuchungen aus den kalkfreien Tonschiefern kein Ergebnis brachten ist nur eine auf lithologischem Vergleich beruhende Einstufung möglich. Da die von A. TOLLMANN (1976 b, S. 252) beschriebenen, an der Lammer Bundesstraße bei O.-Scheffau anstehenden massigen bis dünn gebankten grauen, zum Teil endogen brekziösen, verfalteten Tonschieferserien als Strubberschichten bezeichnet

werden und somit ein tirolisches Fenster im Zentrum der Lammermasse bilden, könnten die Tonschiefer auch im Norden noch weiter unter die Lammermasse reichen. Eine Deutung als Strubbergsschichten hätte zu Folge, daß Werfener Schichten und die darüberfolgende Triasserie sowohl der Lammermasse als auch der Schwarzenberg-Basis als überschoben gedeutet werden müßten. Auf Grund der im Haarbergalmprofil genau vergleichbaren Serie ist aber für den Strubeckgraben auch aus den am NE-Rand des Grabens auftretenden Schollen eine gesamte Triasabfolge des Antiklinalostschenkels zu rekonstruieren. Die Tonschiefer sind somit nichts anderes als die im Hangenden von Werfener Kalken und tektonisierten Rauhwacken und im Liegenden von Ladindolomiten an der orographisch linken Grabenseite auch mit Schollen von Gutensteiner Kalke in Verbindung stehende Gutensteiner Basisschichten. Ein kurzes Parallelprofil der östlichen Grabenseite ergibt einen guten Einblick in den tektonischen Baustil: Mitteltriassschollen schwimmen auf Werfener Schichten, und Haselgebirgsaufbrüche markieren eine tektonische Störungszone, die entlang der Felsabbrüche des Strubeck-Rabensteinkogels mit Unterbrechungen in NW-SE-Richtung verfolgbar ist. Eine breite Aufbruchzone von Haselgebirge findet sich ca. 400 m NW der Haarbergalm in einem Bachgraben. Hier ist, wie auch in der NE-SW-verlaufenden Störungszone im Steinbruch südlich der Lammeröfen zu beobachten ist, Haselgebirge von unten her in Spalten und Klüfte des überlagernden Dolomits eingepreßt worden. Nach einer Schichtwiederholung der Werfener Kalke, wohl infolge einer Aufpressung der Haselgebirgsmassen folgen gegen den Haselbachgraben zu dunkle anisische Kalke, die nach den Felswänden in die von der Haarbergalm hinstreichenden hellen kleinbrüchigen Ladindolomite übergehen.

5.1.1.2.4 Die Roadberg-Spezialstruktur

Wie aus der Karte bei H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) erkennbar ist, wurden die geologischen Verhältnisse am Roadberg in Fortsetzung der Holzwehralmstruktur als Mulde gedeutet. Offenbar als im Liegenden der als Gutensteiner Basisschichten ausgeschiedenen Flächen wurden die bereits von J. PIA (1924, S. 94) erwähnten obertriadischen dunklen Hornsteinkalke mit Halorellen gedeutet. Im Text (H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 176 f.) heißt es: „Daß die Masse des Vorderen Strubberges nicht einer den Werfener Schichten des Hochsattelgutes liegenden ‚Hallstätter Decke‘ angehört und mindestens zum großen Teil anisisch ist, zeigt das Auftreten der Gutensteiner Kalk-Basisschichten NW vom Hochsattelgut, die hier den normalen Verband mit jenen Werfernern herstellen. Der Vordere Strubberg wird damit zu einer gegen SW überschlagenen Synklinale innerhalb der Lammermasse . . ., damit ist es ganz gut vereinbar, wenn an der Überschiebung hier in unmittelbarem Kontakt mit dem anisischen Synklinalkern ein obertriadischer Schubsetzen (der von J. PIA 1924, S. 94 erwähnte Halorellen-Hornsteinkalk, Anm. d. Verf.) liegt. Inwieweit diese Auffassung richtig ist, werden weitere Untersuchungen zu zeigen haben.“ Es soll nun im folgenden gezeigt werden, daß am Vorderen Strubberg keine anisischen Schichten auftreten, der Halorellen-Kieselkalk kein unter welcher Decke auch immer liegender Schubsetzen ist und die geologischen Verhältnisse generell als eine gegen SW hin eingerollte Antiklinalstruktur zu deuten sind. Nur die Suche nach der Fortsetzung der am Weg zur Holzwehralm gut aufgeschlossenen Pötschen/Pedataschichten gegen SE hin brachte die Lösung für den tektonischen Bau. Die schrittweise Verfolgung einzelner Pötschen/Pedatavorkommen unter den Felswänden ergab das Bild einer von NW nach SE

hin steiler werdenden Schichtfolge. In 810 m Höhe ca. 550 m östlich Kote 701 konnte eine invers lagernde Gradierung und somit der Beweis für eine hier verkehrt lagernde Obertriaschichtfolge erbracht werden. Am Westrand der Hochsattelgut-Alm ist, wie bereits B. PLÖCHINGER beschreibt, über fossilführenden Werfener Kalken der Hochsattelantiklinale ein Westfallen der Anisschichten festzustellen. Die Felswände des Roadbergzuges werden von ladinischen und karnischen Gesteinen aufgebaut. Die NW-SE streichende Road-Stirnantiklinale ist gegen die nach NE hin abtauchende Tennengebirgs-Stirn gerichtet (Taf. 1). Da im Oberscheffauer Schwarzenbachtal und entlang des Weges Road-Unterberg über Werfener Kalken geringmächtige Aniskalke und darüber hellgraue Ladinkalk-Mylonite folgen, sich im bewaldeten Hang bis zu den Felswänden oberhalb des Weges keine Aufschlüsse befinden, ist eine gegen SW gerichtete Stirneinrollung der Road-Antiklinale in ihre eigene Unter-Mitteltriasbasis anzunehmen. Ab dem Bereich Kote 701, SE Road treten schon im Schwarzenbachgraben und ab 500 m SE Kote 617 entlang des Forstweges Manganschiefer der tirolischen Tennengebirgsstirn auf. Es scheint, daß die gegen SW gerichtete Road-Antiklinale auf die Strubbergsschichten der NE-vergenten Tennengebirgsstirn gepreßt worden ist. Die Werfener Schichten sind als Basis der ehemals den Nordrand des Tennengebirges mit dem Vorderen Strubberg verbindenden Schichtfolge zu deuten, die im Zuge der walzenförmig gegeneinander rollenden Antiklinalen ausgequetscht worden ist.

5.1.1.2.5 Der Zwischenbereich bei O.-Scheffau

Dem Bereich östlich der Lammer bei O.-Scheffau zwischen Lammerbrücke 510 im Süden und der Kuppe 703 im Norden sowie hangwärts der Straße bis zu den Pötschen/Pedataschichten der Holzwehralm und den Werfener Kalken im Bereich 596 kommt eine eigene Stellung zu. Der Bereich der Kuppe 703 sowie die Steinbrüche beim Ausgang der Lammeröfen sind der Mitteltrias der Gollinger Schwarzenberg-Serie zuzuzählen. Noch bis 300 m SE der Lammerbrücke O.-Scheffau stehen Werfener Schichten mittelsteil nordfallend an. 250 m nördlich davon stehen an der Lammer Bundesstraße schwarze bis dunkelgraue, weiß geäderte, massige Kalke an, die gegen Norden in schollenartig zerscherzte Bankkalke übergehen. Detailstrukturen in den ENE-fallenden Kalken zeigen lokale SSW-vergente Zerscherungen. Oberhalb dieser massigen Kalke lagern diskordant massige bis undeutlich gebankte, karnisch/norische Kieselkalke der Holzwehralmmulde, die in braunschwarze Kalke mit zunehmendem Hornsteingehalt übergehen. Der Kontakt zur Liegendserie ist mit Sicherheit tektonisch gestört. Diese massigen Kalke sowie die nördlich davon folgenden verfalteten Kalk-Tonschiefer wurden von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) und jüngst wieder von B. PLÖCHINGER (1973, S. A. 51) als Mitteltrias ausgeschieden. A. TOLLMANN (1976 b) schreibt der verfalteten, stellenweise endogen brekziösen Serie jurassisches Alter zu (Strubbergsschichten) und deutet sie als fensterartiges Auftauchen des tirolischen Untergrundes in der Mitte der Lammermasse. Es handelt sich um eine generell N-NW-vergente verfaltete und tektonisch geschuppte Serie. Wie aus der Anwitterung der endogenen Brekzie ersichtlich, sind die Komponenten schlierig-länglich bis polygonal und erreichen Maße bis 30 cm. Aus den gradierten, kieseligen Tonschiefer-Kalkbänken ist für die verfaltete Serie mehrfach eine aufrechte Lagerung nachweisbar. Die Ausbildung der Serie ist jedenfalls nach ihrem Gesamteindruck eher mit der Variationsbreite der Gutensteiner Basisschichten als mit jener der Strubbergsschichten vergleichbar.

Im südlicheren aufgelassenen Steinbruch Lammeröfen ist eine breite Störungszone aufgeschlossen. Die Tonschiefer mit einer Reihe von abgesplitterten Dolomitschollen der Mitteltrias reichen in Taschen auf den SW-Rand des Bruches über. Bei den schwarzen Tonschiefern dürfte es sich um tektonisch eingequetschte oder mitgescherte Gutensteiner Basisschichten handeln. Im nördlicheren, direkt an der Lammer gelegenen Steinbruch dringt an einer NE-SW-orientierten Störungszone von unten her Haselgebirge keilförmig empor. Im Schutt an der Steinbruchbasis treten Kalkbrekzien auf, bei denen hellere Kalkkomponenten in einer dunkelgrauen, kieseligen Kalkmatrix schwimmen. Die Brekzie ist auf jeden Fall in die Mitteltrias zu stellen, da die undeutlich gebankten Kalke im Hangenden der Kalkbrekzie in die Ladinbasis des Gollinger Schwarzenberges übergehen.

5.1.1.3 Hintere Strubbergsynklinale

Sie ist eine konsequenterweise auf die Hochsattelantiklinale gegen Osten hin zu fordernde Struktur. Der Ostschenkel der Hochsattelantiklinale ist zwischen Rettenbach und Voglau relativ gut aufgeschlossen. Einzelne Hangverbauungen bzw. ab der Weitung der Lammerschlucht zur Voglau hin verhüllende Quartärbedeckung ermöglichen keine durchgehende Profilaufnahme. Ferner erschweren bruchtektonische Zerrüttungen in den massigen Karbonatgesteinen sowie selten vorkommende synsedimentäre Gleitungen eine Angabe über die primäre Schichtmächtigkeit. Generell ist jedoch die Mächtigkeit des Anis ein vielfaches der im Westflügel der Hochsattelantiklinale aufgeschlossenen entsprechenden Serien. Die NE-fallende Serie beginnt nach den roten, z. T. bruchtektonisch etwas gestörten bunten Werfener Schichten (mit internen SW-vergenten und NNE-vergenten Falten) mit der Kalktönschiefer-Wechselfolge der Gutensteiner Basisschichten. Dieser zwischen Werfener Schichten und massigen Aniskalken folgende, ca. 20 m mächtige Bereich zeigt mehrfach nordvergente Faltenstrukturen (Abb. 16). In den hangenden dm- bis mehrere m-gebankten dunkelgrauen, schwach kieseligen Kalken sind neben NNE-vergenten Knickfalten auch NE-vergente liegende, vermutlich synsedimentäre Gleitfalten aufgeschlossen. Auf eine Strecke von mehreren 100 m folgen Anisgesteine in wechselnder Ausbildung: dunkelgraue, dm- bis m-gebankte Kalke mit Übergängen zu Dolomit und cm- bis m-gebankte Dolomite und Kalke. An neuen Forstwegen von der Voglau auf die Ostabhänge des Hinteren Strubberges sind aber bereits helle ladinische Dolomite aufgeschlossen, worauf auch die relativ einförmige Hangmorphologie hinweist. Mit dem einsetzenden Ladin endet die Schichtfolge der Hinteren Strubbergsynklinale. Über den Schilchkogel zur Wallingalm hin nimmt die Schichtmächtigkeit des Anis, wie aus der Karte von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER erkennbar ist, ab. Neben einer tektonischen Abquetschung dürfte auch eine primäre Reduktion vorliegen. Der Wallingwinkel ist für die gesamte Lammermasse der einzige Bereich, in dem die Erhaltung eines durch synsedimentäre Brüche nur relativ wenig gestörten Zusammenhanges zwischen Lammer-Hallstätter Zone und Osterhorntirolikum theoretisch zu erwarten ist. Es ist nämlich jener Bereich, in dem die Mächtigkeitsunterschiede zwischen Hallstätter- und Dachsteinserie in der Mitteltrias am geringsten sind. Diese daraus auch für die Obertrias abzuleitende Ausgeglichenheit der Faziesbedingungen – es liegt nach den paläogeographischen Überlegungen auch für das Nor/Rhät eine betonte NW-SE-verlaufende Faziesanordnung vor – bedingt ein später kompetenteres Verhalten dieses Faziesgrenzgebietes zwischen Lammermasse und Osterhorntirolikum. Bereits zur Zeit der Gosautransgression dürfte ein dem heutigen Kartenbild ziemlich entsprechender

geologischer Bau vorgelegen haben. Eine seitliche Verengung der Hallstätter Zone infolge eines engen Antiklinal- und Muldenbaues – in wahrscheinlich kausalem Zusammenhang mit einer Großbeulenbildung der Abtenauer Triasserie – und einem Aufplatzen der Salinarkuppe infolge passiver und aktiver Salinartektonik und des durch die Faltenbildung bedingten Materialmangels dürften für die Anlage der heutigen Strukturen wirksam gewesen sein. Die Triasserie der Pailwand kann als Rest der ehemals im gesamten Abtenauer Becken vorhandenen Schichtfolge gedeutet werden. Sie besteht aus geringmächtiger Anisolidinserie und Hallstätter Kalken der Obertrias.

5.1.2 Das Gollinger Schwarzenberg-Massiv

„Allseits tektonisch abgeschlossen, verleiht der Gollinger Schwarzenberg den Eindruck einer fremden, in eine weite Mulde eingeschobenen Masse“ (H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 191). In dieser Feststellung wären die zwei Postulate einer a) vorhandenen weiten tirolischen Mulde (auch im Sinne von E. DOLAK) sowie einer b) überschobenen Masse zu begründen. Dies geschieht nur zum Teil, da auf Grund der für die hochjuvavische Stellung sprechenden Punkte im Sinne der von J. PIA 1924 postulierten höheren tektonischen Stellung festgehalten wird, obwohl durch die Beobachtungen im nördlichen Vorgelände des Schwarzenberges der Eindruck nahegebracht wird (H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 192 f): „... daß dessen Gesteinsserie die aufgeschuppte Basis der oberjurassisch-neokomen Ablagerungen der Weitenauer Mulde und somit tirolisch sei“. Ferner wird auch dem von F. F. HAHN geäußerten Vergleich des norisch-rhätischen Riffkalkes des Gollinger Schwarzenberges mit dem Riffkalk des benachbarten, sicher tirolischen Finsterstubenwaldes keine größere Bedeutung zugemessen, obwohl dieser Vergleich – so H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952, S. 159): „... nicht ganz von der Hand zu weisen ist“. Seit 1968 betrachtet B. PLÖCHINGER den Gollinger Schwarzenberg auch als tirolisch. Dafür ist nach seinen Vorstellungen (1968) die Salinar-führende Lammermasse entgegen der früheren Deutung tektonisch nicht unter der Schwarzenbergserie sondern auf dieser, jetzt tirolischen Einheit auflagernd zu deuten. Auf diese Diskrepanz der Beurteilung der Fazies- und Lagerungsverhältnisse und somit der tektonischen Deutung soll unter dem Blickwinkel der jüngst geäußerten Meinungen über eine relative Autochthonie dieser Zone (z. B. A. TOLLMANN, 1976 b, 1976 c, R. LEIN, 1976) näher eingegangen werden. Die un- deutlich gebankten Ladinschichten der Schwarzenbergbasis fallen ca. 30° gegen Norden ein. Da die Lagerungsverhältnisse der Obertrias im Bereich der Wallingsalm eher flach sind, kann auf eine gegen Norden gerichtete Kippung des „Klotzes“ Rabensteinkogel–Hühnerkogel–Strubeck geschlossen werden. Aufgeschürfte Werfener Schiefer im Glaserbachgraben einerseits (in NNW-SSE-Richtung) und Haselgebirgsaufbrüche entlang des Strubeckgrabens (in NW-SE-Richtung) andererseits sowie die Ost-West-gerichteten Störungen im Bereich der Rabensteinalm deuten auf eine starke tektonische Verschiebung dieser keilförmig zugeschnittenen Ladinmasse hin. Dieser bruchtektonisch herausgeschnittene, stratigraphisch aber eindeutig im Verband des Schwarzenberg-Profiles befindliche Faziesblock hebt gegen SE hin gegen die benachbart liegende und hier selbst intern am stärksten tektonisch beanspruchte Lammermasse aus. Die im Bereich der Wallingalm aufgeschlossenen dunklen karnischen Kalke ergeben den Eindruck einer NE-vergenten, schüsselförmigen Mulde. Es heben auch die ladinischen Schichten der Wallingalm gegen Osten hin muldenförmig aus, so daß nicht die Wallingalmserie unter die Serie des Wallingwinkels einfällt, wie bei einer

Überschiebung der Lammermasse gefordert werden müßte, sondern über diese nach Osten hin aushebt. Damit ist aber ein – nicht durchgehend aufgeschlossener – Übergang zwischen dem Ladin der gegen NW untertauchenden Serie der gegen NW hin einschwenkenden Hochsattelantiklinale und dem gegen NE hin aushebenden Ladin der Wallingalm-Schwarzenberg-Serie belegbar. Zahlreiche Detailbeobachtungen aus diesem tektonisch sehr intensiv geprägten Bereich charakterisieren das bruchtektonische Verhalten des Übergangsbereiches zweier tektonofaziell sich ganz unterschiedlich verhaltender Großkörper (Lammermasse-Schwarzenbergmassiv). Im Dreiecksbereich Wallingalm-Haarbergalm-Braunalm sind die tektonischen Druckauswirkungen folgender verschiedener Strukturen zu berücksichtigen (Taf. 1):

1. Das NW-Abtauchen der Strubeckantiklinale (mit Haselgebirge und Internschuppen).
2. Das NW-Ausheben der im Streichen faziell differenzierten Holzwehr-Haarbergalmmulde.
3. Das NW-Abtauchen der heute bis auf Werfener Schichten erodierten Hochsattelantiklinale mit von Westen nach Osten hin zunehmender Mächtigkeit der Mitteltrias.
4. Die NW-Ausläufer der theoretisch zu fordernden Hinteren Strubberg-(Synklinal-) Struktur.
5. Der mechanisch starr reagierende, nur in Großschollen zerbrechende Block des Schwarzenberges mit der Hühnerkogelscholle (tektonisches Zwischenstück zwischen Schwarzenberg und Lammermasse).
6. Die generell NNE-vergent gefaltete, gegen Osten hin aushebende schüsselförmige Wallingalmmulde (mit sekundären lokalen SW-vergenten Staustrukturen).
7. Die NW-SE-streichende Weitenauer Neokommulde des Osterhorntirolikums zwischen Schwarzenberg und Finsterstubenwald.
8. Gegen SW gerichtete Drehbewegungen im Inneren der Holzwehr-Haarbergalmmulde, in Zusammenhang mit der SW-vergenten Road-Antiklinalbildung.

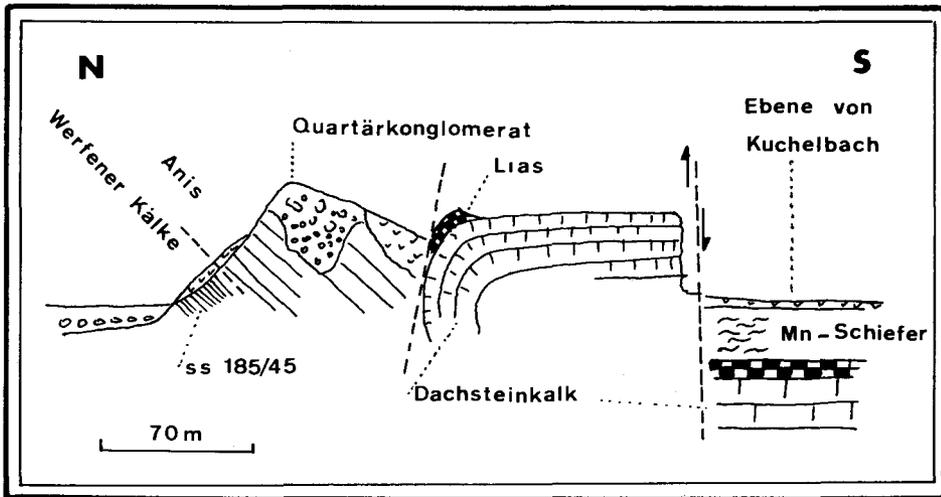


Abb. 7. Profil 200 m SSW Lammerbrücke Kuchlbach. Ein mittelsteil südfallendes Unter-Mitteltrias-Schichtpaket (Werfener Schichten, Gutensteiner Schichten) wird an einer steilstehenden ESE-WNW verlaufenden Störung gegen eine Antiklinalstruktur nördlich der Tennengebirgsstirn gepreßt (Kuchlbachantiklinale).

9. Mehrere 10 m breite, West-Ost-gerichtete Mylonitzonen, die im Zuge von Linksseitenverschiebungen gebildet worden sein dürften.

10. Ausbildung eines NW-SE- und NE-SW-gerichteten Störungsnetzes. Bei einem solchen Knotenpunkt tektonischer Strukturen ist es eigentlich verwunderlich, daß sich der vielphasige Ablauf auf verhältnismäßig kleinem Raum nicht stärker ausgewirkt hat.

5.1.3 Der Tennengebirgsnordrand

Es hat im Laufe der wechselvollen tektonischen Deutungen für die Hallstätter Zone keine Diskussion über die palinspastische Stellung der Tennengebirgszone gegeben. Sie war stets tirolisch und trotz faziell verschiedener Ausbildung des höheren Juras mit dem als tirolisch bezeichneten Osterhorngebiet zusammenhängend gedeutet worden, da über das Gebiet des Königssees der direkte Zusammenhang vorhanden ist.

An der Straße Paß Lueg-Gölling ist der rhätische Anteil der hier flach lagernden Dachsteinkalke aufgeschlossen. Zwischen den gebankten Dachsteinkalken treten Kössener Schichten auf, deren Mächtigkeit von Süden nach Norden zunimmt. Es ist somit ein lo-

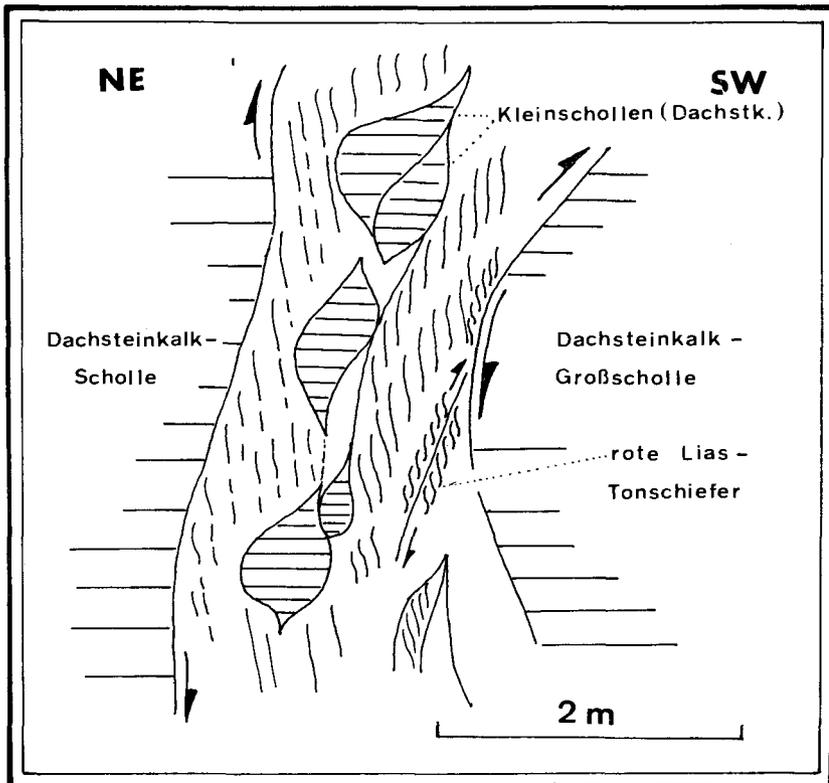


Abb. 8. Kleintektonische Struktur, Detailskizze zu Abb. 7, Ausschnitt der Kuchlbachantiklinale. Sämtliche Schlepungsstrukturen der gegenüber den Dachsteinkalkschollen plastischen Lias-Tonschiefer sind steil südvergent aufgeschuppt. Diese Schlepungsstrukturen im Lias können als Ausgleichsbewegung inkompetenter Schichten bei der Nordeinrollung der kompetenten Dachsteinkalkserie aufgefaßt werden (siehe Taf. 1).

kales, zeitweise bestehendes, sich gegen Norden vertiefendes Kössener Becken zu rekonstruieren, das im Hangenden wieder von Dachsteinkalk abgelöst wird. Die Aufschlüsse werden von einem West-Ost-verlaufenden Störungssystem zerschnitten. Über dem Dachsteinkalk liegen rote Knollenkalke des Lias, dem die höherjurassischen Manganschiefer folgen. Zwischen den Manganschiefern und der malmischen Strubbergbrekzie lagert eine große Scholle, die hauptsächlich aus Obertrias besteht.

300 m NW von Kuchlbach tritt unter der Manganschieferserie des Lammereckostabfalls nochmals gebankter Dachsteinkalk auf. Die Tennengebirgsstirn südlich des Lammerocks trägt in einer flachen Mulde (Lammereckmulde) die Juraserie und bildet noch eine zweite kleine, vorgelagerte Antiklinale (Kuchlbachantiklinale, Abb. 7). Im Detailbild sind die gegenüber den Dachsteinkalkschollen plastischen Liastonschiefer steil südvergent aufgeschuppt und zeigen somit den Bewegungsablauf einer Stirnabsplitterung an (Abb. 8). Im Hangenden der Dachsteinkalke folgen rote Liasmergel und dann die Dogger-Manganschiefer.

Über Liasbuntkalken folgt 250 m SW der Infangalm eine verfaltete Manganschiefer-Brekzienserie. Über steil NW-fallenden bis überkippten Manganschiefern folgt in einem Synklinalern die polymikte Strubbergbrekzie (Abb. 9). Die Rekonstruktion läßt eine NNW-vergente Faltenstruktur erkennen. Auch in den Manganschiefern selbst sind kleine, isoklinale, deutlich NNW-vergente Falten aufgeschlossen (Abb. 10). Die Kleinfalten sind ferner lokal sekundär nordvergent zerschert. Das Auftreten nordvergenter Falten am Nordrand des Tennengebirges wäre wohl ein Hinweis für eine Überschiebung der im Prinzip allseitig bruchtektonisch abgrenzbaren Lammermasse. Sie wären somit ein Beleg für die von B. PLÖCHINGER seit 1968 (S. 84) vertretenen Theorie einer Fernüberschiebung der Lammermasse. Es sind aber nicht die einzelnen Falten, bei selbstverständlicher Kenntnis der Lagerungsverhältnisse allein für die tektonische Deutung auswertbar, sondern immer auch in Zusammenhang mit den Großstrukturen der nächsten Ordnung zu sehen. Damit

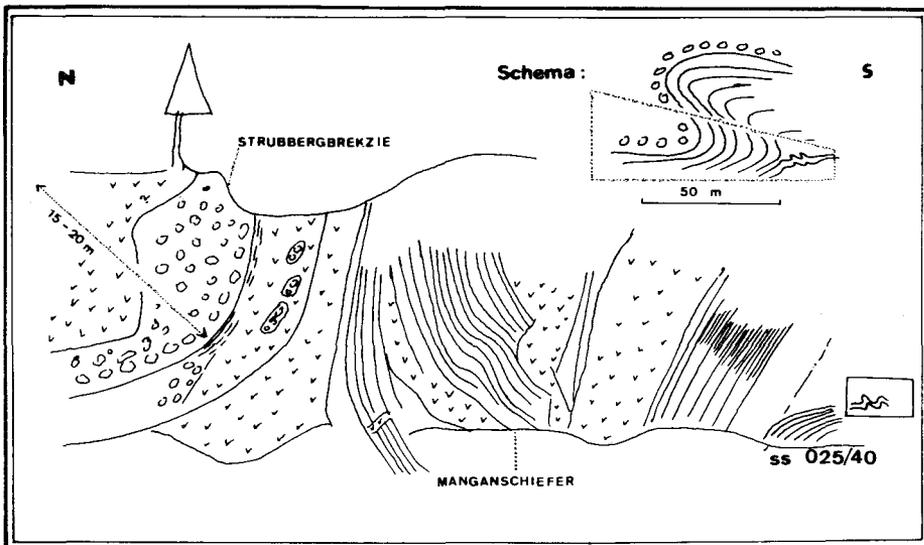


Abb. 9. Nordvergente Großfaltenstruktur mit lokal NW vergenten Kleinfalten (Abb. 10) in den Jura-Strubberg-schichten. Bachaufschluß 250 m SE Infangalm in 670 m Höhe.

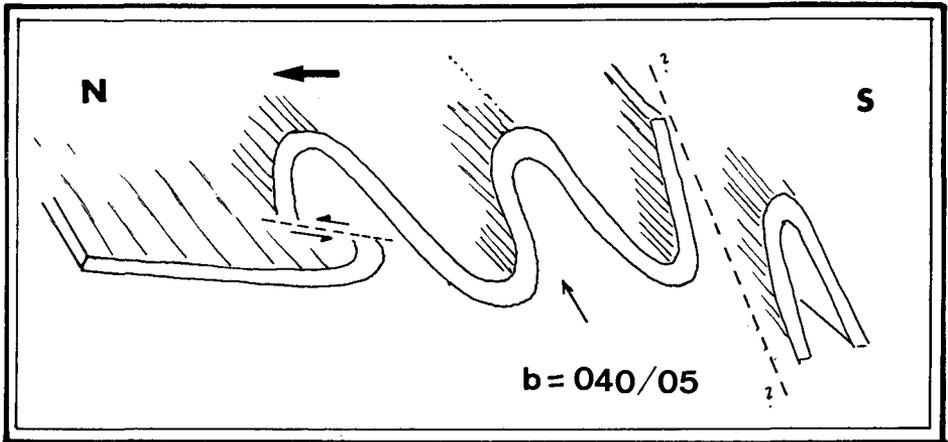


Abb. 10. Schematisch räumliche Rekonstruktion des lokal NW vergentem Faltenwurfes in den Jura-Strubberg-schichten des Tennengebirgstirolikums (Detail aus Abb. 11).

stehen die SW der Infangalm aufgeschlossenen Strukturen (Abb. 9, 10) im 10er-Meter-Bereich mit der Bildung der Tennengebirgsantiklinale (Abb. 15) im 100er-Meter-Bereich in Verbindung. Die Tennengebirgsantiklinale wird aber selbst auch nicht als eine durch eine Überschiebung einer höheren tektonischen Einheit entstandene nordvergente Struktur gedeutet. Die nordvergenten Kleinstrukturen in den Manganschiefern in der Mulde nördlich der Tennengebirgsstirn sind als zur Großstruktur zugehörige Kleinstrukturen zu betrachten. Neben lokalen SSW-Vergenzen in den Manganschiefern im Bachbett östlich der Infangalm konnten 650 m SE der Infangalm Beispiele einer Ost-West-Einengung gefunden werden.

Im Schönalmprofil folgen über geschichtetem Dachsteinkalk ca. 5 m Hornsteinknollen-führende bräunlichgraue Kalke, die basal dm-geschichtet gegen das Hangende zu immer dicker gebankt werden, wobei auch entsprechend die Größe der schwarzen Hornsteinknollen zunimmt. Nach 2 m Schuttverdeckung folgen 2 m mächtig aufgeschlossen gebankte rötliche knollige Liaskalke, über denen die mächtige, intern verfaltete Manganschieferserie kommt. Die Gesamtmächtigkeit der über dem Dachsteinkalk folgenden Liasserie bis zu den Manganschiefern beträgt hier nur etwa 10 m. Die Manganschieferserie bis zur Basis der polymikten Brekzie bei Kote 1021 dürfte etwa 150 bis 200 m mächtig sein. Im Profil Sattelberg SW-Abhang ist die Liasserie mächtiger ausgebildet. Es ist ein Anschwellen sowohl der Hornstein-Graukalke als auch der Knollenbuntkalkserie auf das doppelte ersichtlich. Gegen das Hangende zu ist den Manganschiefern eine 10–15 m mächtige Schicht 3–5 cm geschichteter Hornsteinkalke eingelagert. Innerhalb der Manganschiefer liegt eine südwärts gerichtete Auffaltung des liassischen Untergrundes vor. Die mit mehreren Metern Radius aufgeschlossene Großfalte zeigt SW-Vergenz. Kleinere Falten im Hangendschenkel der Großfalte zeigen ESE-Vergenz. In der, im Liegenden der Strubbergbrekzie des Sattelberges folgenden Manganschieferserie weisen zahlreiche Beobachtungen auf NE-vergente Kleinfaltenstrukturen. Im Bereich der Kote 1021 ist die Manganschiefer-Brekzienserie mehrfach geschuppt. Als verursachender Faktor für die südgerichtete Schuppung wird die im Hangenden auflagernde Masse einer ehemaligen Lammerantiklinale angesehen (Sattelbergscholle, Abb. 11).

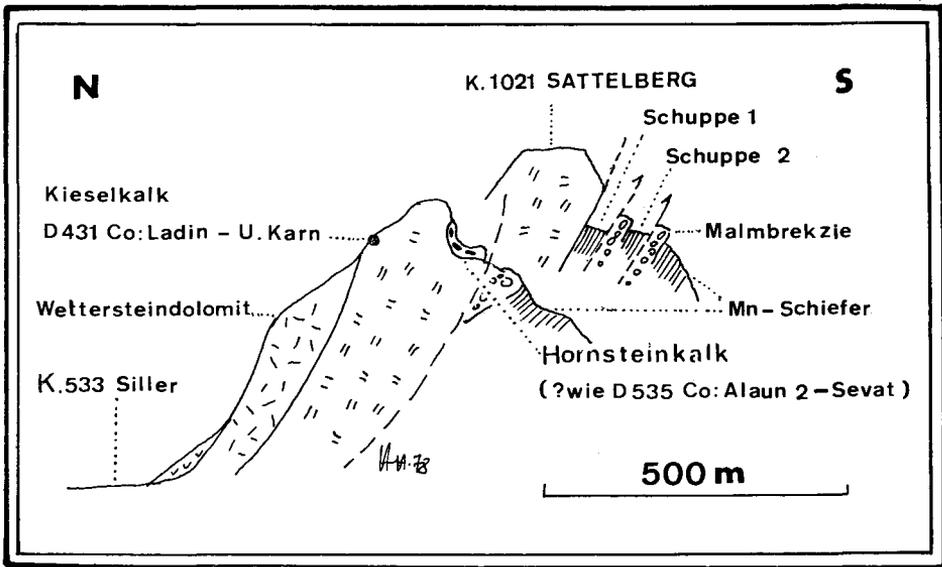


Abb. 11. Kulissenprofil 250 m nördlich Sattelberg Kote 1021–Kote 533 (Siller).

Eine Serie von Wettersteindolomit, karn.-nor. Kieselkalk und Hornsteinkalken, die etwas weiter westlich (D 535) ins Alaun 2-Sevät eingestuft wurden, lagert – als verkehrte Schichtfolge – der mehrfach gegen Süden geschuppten tirolischen Schrubbergserie des Tennengebirges auf.

Gegenüber der durchgehenden Manganschieferserie im Schönalmprofil tritt im Sommereckprofil eine eingeschaltete Brekzienlage auf. Die Gesamtmächtigkeit der zwischen den Liasrotkalken und der polymikten Brekzie lagernden Manganschieferserie beträgt ca. 130–150 m. Schuppungen größeren Ausmaßes dürften im Profil fehlen. Im Hangenden des Profils liegt die anfangs von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) als tektonisch auflagernd gedeutete, von V. HÖCK & W. SCHLAGER (1964) als Gleitscholle erkannte Hallstätter Kalkplatte. Sie liegt heute in direkter Nachbarschaft zu der genau gleich ausgebildeten (Graufazies) und gleich alten norischen Hallstätter Kalkscholle der Lammermasse (Holzwehralmscholle). Rekonstruiert man eine jurassische, nördlich des Tennengebirges beheimatete Hallstätter Zone so, wie die geologischen Verhältnisse heute vorliegen, dann ist die Großscholle als lokal von Norden nach Süden geschüttete Brekzienkomponente zu deuten. Für diese Theorie sprechen auch die Beobachtungen synsedimentärer südgerichteter Gleitstrukturen. Östlich des Rauhen Sommerecks wird die Manganschieferserie von Dachsteinkalk überlagert. Anscheinend schichtparallel wurde hier der massige rhätische Dachsteinkalk über die eigene Juraserie geschoben. Diese Erscheinung tritt erst ab jenem Bereich auf, wo heute 1 km weiter im Nordosten die SW-vergente Road-Antiklinalstruktur auftritt. In den Uferaufschlüssen des zum Wieser fließenden Baches wurden in den Manganschiefern kleintektonische Strukturen ausgewertet. Die Kleinschollen lassen jeweils auf eine allgemein nordgerichtete Druckbeanspruchung schließen. Durch eine Pressung der dünn-schichtigen Manganschiefer entstehen schalenförmige Reibungsflächen, wobei im Bereich des stärksten Druckes die Schollen fischlaibartig zerquetscht werden und durch den Druck der angrenzenden nächsthöheren Kleinschollen, die jeweils darunterliegende unsymmetrisch, d. h. in Bewegungsrichtung stauchend deformiert werden. Faltenstrukturen in

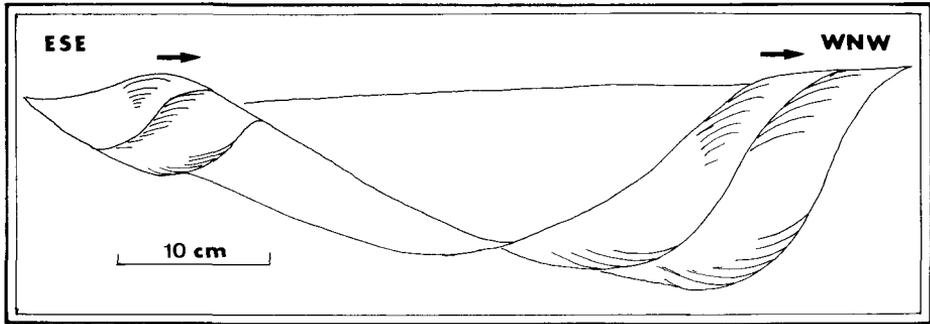


Abb. 12. Beispiel für häufig auftretende Schollenstrukturen in den Strubberg-Manganschiefern, Bachaufschluß 750 m südlich Wieser (543), 3 km SW Lammerbrücke Oberscheffau (510). Die durch Stauchung entstandenen unsymmetrischen Schollenstrukturen lassen eine Druckbeanspruchung von ESE nach WNW erkennen. Bei entgegengesetztem Druck würden auch die Scherflächen in entgegengesetzter Richtung ausgebildet sein.

diesem Bereich (Forstweg 850 m S Wieser) mit Ost-West-Achsen lassen eine sehr schwach ausgeprägte Nordvergenz erkennen. Kleinschollenbildungen dieser Manganschieferfalte zeigen das im großen so wie im kleinen gültige Phänomen einer relativ nordgerichteten Schlepplage im Südschenkel und einer relativ südgerichteten Schlepplage im Nordschenkel einer Falte.

Vom Oberscheffauer Schwarzenbachtal gegen SE hin nimmt der Grad der Stirneinrollung des Tennengebirges ständig zu (Abb. 14). Der rhätische Dachsteinkalk geht dabei von einem grob gebankten Typus im Bereich der Rotwand in relativ massigen Dachsteinkalk mit vereinzelt Riffstotzen über. Über einer geringmächtigen Rhätikalk und Crinoidenschutt-führenden Rotkalkfolge liegen bei Kote 810 die Strubberg-Manganschiefer. Diese Manganschiefer zeigen, tektonisch unter der SW-gerichteten Road-Antiklinalstruktur lagernd, durchwegs S-SE-gerichtete Kleinstrukturen (Taf. 1). Die Faltenvergenzen streuen zwischen südvergenger, SSE-, SE- und ESE-vergenger Richtung. SE Road treten Manganschiefer der NE-vergenger Tennengebirgsstirn mit Werfener Schichten der sich gegen Westen hin fortsetzenden Basis der Strubberg-Lammermasse.

5.1.4 Tektonische Schollen am Nordrand des Tennengebirges

Tektonische Scholle 1: Die Lammereckscholle

Die ca. 2 km lange und 1 km breite Triasscholle liegt den Manganschiefern auf und wird von der malmischen Strubbergbrekzie überlagert. Hallstätter Kalk und Kieselkalk dieser Scholle bilden den Hauptanteil der Brekzienkomponenten. Entlang des Forstweges Epner-Lammereck sind z. B. bei der Wegabzweigung in 630 m Höhe Querstrukturen aufgeschlossen. Dieser schwach ostvergente Bereich wurde nachträglich steil ostwärts gerichtet zerschert. Das Auftreten kuppelartig gewölbter Strukturen in der karn/norischen Kieselkalkserie läßt auf ein zweiachsiges Faltenystem schließen. Der tektonische Kuppen- und Muldenbau kann als das Ergebnis einander überlagernder NW-SE- und N-S-Achsen gedeutet werden. Damit entspricht die NW-SE-orientierte Achsenrichtung der NW-SE verlaufenden Tennengebirgsantiklinalen und dürfte auch dem gleichen NNE gerichteten Druck

zuzuschreiben sein. SE des Lammerecks Kote 892 sind Hornsteinknollen-führende Bankkalke SW-vergent verfaultet. Die Verformung des Tennengebirgsnordrandes dürfte hauptsächlich postalmisch erfolgt sein, da die Strubbergsschichten mitverformt werden, wie dies im Sattelbergprofil erkennbar ist. Die ehemals zwischen Schwarzenberg und Tennengebirge befindliche Hallstätter Zone dürfte aber bereits vor der Brekzienbildung eine Einengung mitgemacht haben. Die relativ großräumige Internverfaltung mit Querstrukturen sowie SW-Vergenzen dürfte schon früher erfolgt sein. Daß die Einengung auch nach der Brekzienbildung weitergegangen ist, beweist die der Malmbrekzie aufgepreßte, verkehrt lagernde Triasscholle des Sattelberges (Abb. 11).

Tektonische Scholle 2: Die Kuchlbachscholle

Östlich einer ca. 250 m langen Scholle aus hellem porösem Wettersteindolomit, der vermutlich in karnischen Kieselkalk übergeht (nördlich Kote 515) liegt 500 m nördlich Kuchlbach eine Ost-West-streichende Kuppe aus Werfener Kalken und hangenden Gutensteiner Kalken. Die bräunlichen gebankten Werfener Kalke fallen mittelsteil gegen SW ein und zeigen zwei Faltungsphasen. Die NW-vergent verfaulteten Kalke wurden sekundär von einer Quereinengung überprägt. Die aufrechte Serie, bestehend aus den beiden Schichtgliedern, grenzt an eine, der Tennengebirgsstirn vorgelagerte kleine Antiklinale, die Kuchlbachantiklinale (Abb. 7).

Tektonische Scholle 3: Die Sattelbergscholle

Westlich von Kuchlbach bis zum Wieser erstreckt sich eine 2,4 km lange, in sich stark bruchtektonisch gestörte, dem Jura des Tennengebirges auflagernde Triasserie. Die Kuppe 300 m nördlich des Sattelberges sowie die Kuppe 861 werden zur Gänze von grauem bis graubraunem Kieselkalk eingenommen. Der im Liegenden der hellen porösen Wettersteindolomite befindliche Kieselkalk konnte ins Karn eingestuft werden (D 431). Im Liegenden dieses Kieselkalkes treten Hornstein-führende Bankkalke auf, die in das Oberror-Sevat eingestuft wurden. Südlich vom Siller überlagern den Wettersteindolomit dunkelbraune gebankte, NE-fallende Kalke. Es handelt sich hierbei um Gutensteiner Kalke, für die in einer Schliiffserie eine invers lagernde Gradierung festgestellt werden konnte. Die Großscholle bildet somit eine den Strubbergsschichten invers auflagernde Triasserie, die von Anis bis Sevat reicht. Die Großscholle war von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) wegen der übrigens heute nicht mehr auffindbaren Hallstätter Kalke bei Kote 861 als NW-SE-streichende Synklinale gedeutet worden. Die Ausscheidung von Anis, Ladin und karnischem Dolomit/Kieselkalk nördlich des Sattelberges ist in etwa gleich geblieben (Abb. 11).

Tektonische Scholle 4:

1 km SE vom Wieser lagern dem gebankten, nordfallenden Dachsteinkalk Werfener Schiefer und Kalke auf. 400 m SW Winkler sind im Liegenden der glazial überprägten Werfener Sandsteine am Weg von Kote 537 zur Quelle Rührkübelloch in 540 m Höhe gebankte Werfener Kalke aufgeschlossen. Bis in 680 m Höhe treten immer wieder Werfener Kalke auf. Es dürfte sich um eine intensive Verschuppung der nordwärts tauchenden Dachsteinkalke mit Werfener Kalken handeln (Abb. 13). Auch in der Schlucht unterhalb der Wienerfallquelle ist der Kontakt von Werfener Schichten und darunterfallenden Dachsteinkalk aufgeschlossen. In diesem Bereich tritt auch eine stark verflaserte, 2–3 m mäch-

tige Gutensteiner Kalklamelle auf (H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952, S. 176). Im Übergangsbereich zwischen tektonischer Scholle 3 und 4, in welchem eine Dachsteinkalklamelle die „eigenen“ Manganschiefer überfährt (Scholle 4 liegt auf dieser abgespannten Dachsteinkalkscholle), lagert eine ca. 100 m lange Anisoladinscholle frei auf den nordfallenden Manganschiefern.

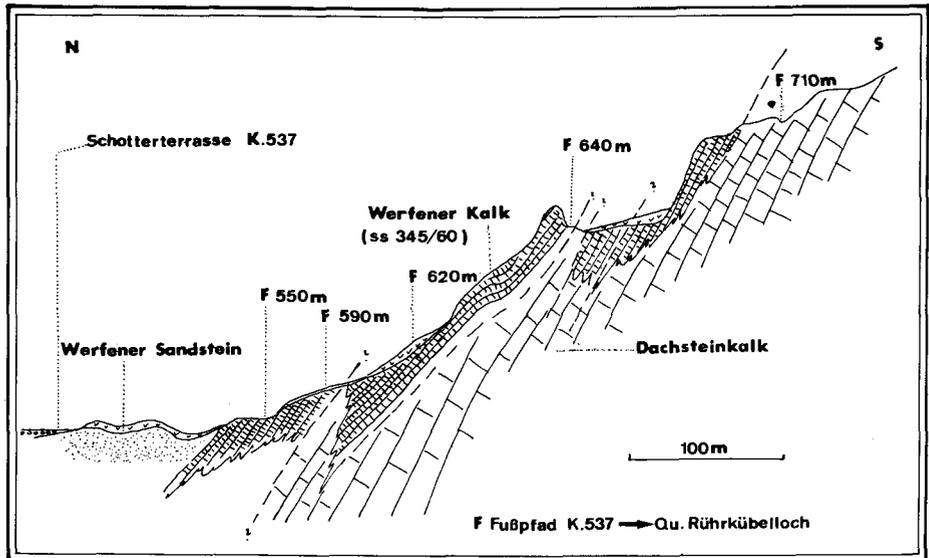


Abb. 13. Profil südlich Lammerbrücke Oberscheffau, 400 m westlich Winkler. Vermutlich invers liegende Untertriasserie (Werfener Kalk, Werfener Schichten) der Lammermasse auf dem Dachsteinkalk der Tennengebirgsstirn.

Zusammenfassend zeichnet sich folgendes Bild ab:

Die dem Tennengebirgsnordrand auflagernden Schollen lassen sich zu einer Triasfolge kompilieren. Aus den Schollen beim Winkler (Scholle 4, Werfener Schichten und Werfener Kalk) sowie einzelnen Gutensteiner Kalklamellen bzw. Anisoladin-Dolomitschollen SW Winkler, über Kuchlbach (Scholle 2, aufrechte Serie: Werfener Kalk, Gutensteiner Kalk) über Wieser-Sattelberg (Scholle 3, inverse Triasfolge) über Wirrau Ost (Wettersteinkalk, karn. Kieselkalk) und Lammereck (Scholle 1) läßt sich ein Säulenprofil aufstellen, das der Hallstätter Serie der Lammermasse faziell und der Mächtigkeit nach sehr nahe steht. Eine Abschätzung der Gesamtmächtigkeit von Oberskyth bis Sevat erreicht ca. 250–300 m und liegt damit innerhalb der Ausbildung der zwischen Nord- und Südbereich stark schwankenden, 270–500 m mächtigen Hallstätter Serie der Lammermasse. Die Serie wird deshalb als westliche Fortsetzung der (Strubberg-)Lammermasse und nicht mehr im Sinne von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) als Rest einer von Süden her überschobenen tiefjuvavischen Decke gedeutet. Es sind vielmehr Reste einer zwischen Gollinger Schwarzenberg und dem Nordrand des Tennengebirges aufgewölbten, geringmächtigen Hallstätter Serie, die bei der Nordeindrehung des Tennengebirges diesem südvergent aufgepreßt wurde. Die teilweise Auffressung des heute in Resten vorhandenen, invers lagernden Antiklinal-süd-schenkels verursachte in der unterlagernden und sich gegen Norden eindrehenden Tennengebirgsstirn südvergente Schuppungen (Sattelbergprofil, Abb. 11).

5.1.5 Der Südrand des Osterhorntirolikums

Da der Nordrand der Lammermasse nur bruchtektonisch gegen das Vorland abgegrenzt ist, aber wegen der kompetenten Schichten im Gollinger Schwarzenbergbereich keine Faltenstrukturen zeigt, wurde für die Auswertung der tektonischen Beanspruchung des Grenzbereiches Schwarzenberg/Lammermasse/Osterhorntirolikum der Südrand der Jura-Kreideschichten näher untersucht. Am Südrand des Finsterstubenwaldes, 375 m SE Kloiber, sind die Aptychenschichten des Osterhorntirolikums aufgeschlossen. Die dm-gebankten Kalke der Weitenauer Mulde zeigen deutlich SW-vergente Kleinfaltung (Taf. 1). Die gefaltete Serie wird von einem Bruchsystem durchsetzt, welches ein staffelartiges Absinken der jeweils folgenden NE-Scholle erkennen läßt. Die Kleinfalten in den Aptychenschichten können in Zusammenhang mit der Bildung der hier NW-SE-streichenden Weitenauer Kreidemulde gedeutet werden. Die Anlage dieses Astes der Weitenauer Mulde erfolgte genau in der Fortsetzung der NW-SE-streichenden Großstrukturen der Lammermasse. Die Bruchversetzungen lassen auf eine staffelartige postneokome relative Hebung des südlichen Vorlandes und somit des Schwarzenberg-Massivs schließen. Für die Frage einer postjurassischen Überschiebung des Schwarzenberg-Massivs und damit der Lammermasse sind die Lagerungsverhältnisse der Oberalmerschichten von Bedeutung. Im Profil Egger-Haarecker am Westrand des Schwarzenberges fällt die Jura-Kreideserie mittelsteil nach Norden und nicht unter die Schwarzenbergserie ein. Ein transgressiver Kontakt von Oberalmer Schichten auf Wettersteindolomit ist hier jedoch nirgends aufgeschlossen. Falten in den Oberalmer Schichten weisen bei undeutlicher Vergenz auf eine Nord-Süd-Einengung. Die sekundäre Steilstellung dürfte bei einer relativen Hebung der Schwarzenbergserie/Lammermasse im Zuge der Bildung der Ost-West gerichteten Weitenauer Mulde verursacht worden sein.

5.2 Tektonik 2: Paläotektonische Analyse

5.2.1 Das System tektonischer Strukturen

Ein Untersuchungsschwerpunkt zur Frage der tektonischen Stellung der Lammermasse bildete die Aufnahme und Auswertung tektonischer Strukturen. Bei der Kartierung wurde auf die Erfassung relativ aufeinanderfolgender Einzelverformungen geachtet, um dem räumlich und zeitlich vielphasigen tektonischen Geschehen gerecht werden zu können. Unter dem Begriff tektonische Phase soll ein einzelner Verformungsakt verstanden werden, der im Zuge einer orogenen Phase verursacht wird, ohne ihn einer bestimmten Gebirgsbildungsphase zuordnen zu wollen. „Vielphasig“ bezieht sich somit auf die Abfolge einzelner Verformungsakte. Für alle allochthonen Theorien in der Hallstätter Zone gilt mehr oder weniger die unausgesprochene Überlegung, daß nicht eine bereits fertig intern verfaltete Decke überschoben wird, sondern diese dann nach der Überschiebung ihre Strukturen aufgeprägt bekommt. Dabei muß jedoch auch an eine durch den Vorschub entstehende Internstrukturierung gedacht werden. Bei Überschiebungen von Süden nach Norden wären somit während der Überschiebung Ost-West-Achsen zu erwarten. Bei der Überschiebung durch höhere Decken (Tiefjuvavikum durch Hochjuvavikum im alten Sinn) müßten bei der Rekonstruktion eines höheren zusammenhängenden Deckenkörpers (wie groß immer dieser auch zur Zeit der Überschiebung gewesen sein mag) in der unterla-

gernden Einheit strukturell eine Auswirkung zu erwarten sein. Da der Verformungsablauf einer überschobenen Einheit theoretisch vielphasig sein kann – Strukturprägungen während der Überschiebung, Strukturprägungen nach der Überschiebung, durch sekundäre Einengung eventuell entgegengesetzt gerichtete Strukturbildungen – sind aus den Ergebnissen der Strukturuntersuchungen wegen der häufig noch immer offenen Frage einer genauen zeitlichen Einstufung noch nicht direkt Rückschlüsse auf die palinspastische Anordnung (Fernüberschiebung oder nicht) zu ziehen.

5.2.1.1 Der Rahmen

Für die Rekonstruktion der Klein- und Großstrukturen der Lammermasse ist das mechanische Verhalten kompetenter sowie inkompetenter Schichten von Bedeutung. Dies bezieht sich im kleinen auf die leichtere mechanische Verformbarkeit von Mergeln, Tonschiefern und gebankten Kalken gegenüber massigen Kalken und Dolomiten (Plastizitätsreihe) und im großen auf die durch massige bis gebankte Dolomite charakterisierten tirolischen Serien gegenüber den geringmächtigen, durch Mergel- und Kalkentwicklung charakterisierten Hallstätter Serien. Für die Strukturbildung der Lammermasse im weiteren Sinn ist folgende regionale Anordnung mit für zur Zeit der Strukturbildung voll rekonstruierten Schichtfolgen maßgebend:

1. Inkompetente Hallstätter Zone-Lammermasse mit Sonderstrukturen des Abtenauer Beckens und des Bereiches Golling-Unterscheffau (Salinar)
2. Kompetente Triasplatte im Norden (Osterhorntirolikum)
3. Kompetente Triasplatte im Süden (Hagen-Tennengebirgstirolikum)
4. Im Westen a: Inkompetente Halleiner Hallstätter Zone mit Sonderstrukturen (Salinar)
b: Kompetente Triasplatte der Berchtesgadener Masse
5. Im Osten a: Inkompetenter Bereich Gosaubecken-Plassen
b: Kompetente Triasplatte der Dachsteindecke (Gamsfeldmasse und Dachsteinmasse)

Für das der Lammermasse im Norden vorgelagerte Osterhorntirolikum ist bemerkenswert, daß zwischen dem Bereich Gollinger Schwarzenberg-Lammermasse und dem unter Jura/Kreidebedeckung flach lagernden Osterhorntirolikum ein verfalteter Scharnierbereich den tektonofaziellen Übergang herstellt (Südrand des Osterhorntirolikums).

5.2.1.2 Die Großstrukturen

Die Hauptstrukturen am Südrand des Osterhorntirolikums sind Ost-West-streichend orientiert, jene des Tennengebirgstirolikums WNW-ESE und die der Lammermasse NW-SE.

1. Südrand des Osterhorntirolikums

Die Jura-Neokomstrukturen im „Scharnierbereich“ zwischen Lammermasse und gering gefaltetem Osterhorntirolikum implizieren eine Faltung des in Dolomitentwicklung ausgebildeten Triasuntergrundes. Der Faltenbaustil im triadischen Untergrund ist somit mit dem der Strubberg-Lammermasse vergleichbar. Die Weitenauer Neokommulde, in der die Haslgebirgsdeckscholle von Grubach-Grabenwald lagert, streicht parallel zum Nordrand des Gollinger Schwarzenberg-Massivs (Taf. 1). Sie biegt nördlich des Schwarzenberges gegen SE und streicht in einem Ast in die NW-SE-verlaufenden Strukturen der Lammermasse.

Nach einer Aufwölbung, die in der meridional nördlichen, aber nicht streichenden Fortsetzung der Hochsattelantiklinale liegt, folgt die östliche Fortsetzung der Weitenauer Mulde, die Altbühl-Lienbachmulde. Gegen das nördliche flach lagernde Osterhornstirolikum bildet der Scharnierbereich eine Ost-West streichende Antiklinale mit stellenweise überkippter Stirn (Hochwieskopf). Die Weitenauer Mulde sowie die Altbühl-Lienbachmulde erfordern einen südlich anschließenden tektonischen Hochbereich.

2. Die Lammermasse

Die NW-SE orientierte Anlage der Lammermasse im Bereich der Strubberge wurde von A. G. FISCHER (1965) in Zusammenhang mit einer großangelegten Linksseitenverschiebung des Tennengebirges gesehen. R. ROSSNER deutet jüngst (in H. MOSTLER & R. ROSSNER, 1977, S. 22 ff.) die Großstrukturen der Strubberge als Verformungen einer parautochthonen Lammermasse.

Die zwischen den tirolischen Einheiten NW-SE-streichende Lammerstruktur ist ein Phänomen und wahrscheinlich auf die vertikale und laterale Verteilung der Triasfazies (Mächtigtkeitsunterschiede der Mitteltrias, NW-SE-gerichteter Faziesverlauf im Nor des Schwarzenberg-Südrandes) und das dadurch bedingte mechanische Verhalten zurückzuführen. Bei einem Einschub der Lammermasse wäre eher eine, der vorauszusetzenden Mulde entsprechende Ost-West gerichtete Strukturierung zu erwarten.

Für die Weitenauer Mulde bildete die Schwarzenberg-Stirnantiklinale die südlich folgende, ergänzende Struktur. Da die Schwarzenbergstirn am Ostende ebenfalls gegen die hier NW-SE-streichende Weitenauer Mulde abtaucht, die Hintere Strubbergsynklinale aber als Fortsetzung des NW-SE-streichenden Ostrandes der Weitenauer Mulde gedeutet werden kann, streicht die Schwarzenberg-Stirnantiklinale direkt in die Hochsattelantiklinale. Daß es überhaupt zur Anlage der Hochsattelantiklinale kommt, die wegen ihrer Größe als Ursache für die weiter westlich folgenden, größenordnungsmäßig untergeordneten Strukturen gedeutet werden kann (Holzwehr-Haarbergalmmulde, Road-Spezialstruktur, Strubeckantiklinale), dürfte in der gegen Osten hin anschwellenden Mitteltrias liegen. Dadurch zwingt auch bei Nord-Süd-gerichteter Einengung bei entsprechendem Querstau der zwischen Osterhorn- und Tennengebirgstirolikum verbindende Faziesblock der Hallstätter Zone eine große Querstruktur auf. Der fazielle Gegensatz zwischen Schwarzenberg-Dolomitenentwicklung und geringmächtiger Hallstätter Entwicklung im Westabschnitt der Hochsattelantiklinale bewirkte einen besonders engliegenden Strukturbau der inkompetenten Hallstätter Zone. Zwischen Schwarzenberg- und Tennengebirgsstirn mußte sich eine Zwischenstruktur befunden haben, die im Strukturdreieck O.-Scheffau gegen die NW-SE-Struktur der Strubberge endete. Im Zuge der gegen SW gerichteten Abdrehung der Roadstruktur wurde die Hallstätter Kalkscholle als Muldenkern um 90° gegen SW verdreht. Die Hallstätter Kalkscholle ist dabei im Bereich der Lammeröfen zerbrochen, der geringmächtige Nordbereich bildet noch flach verfaltete Muldenkerne in aufrechter Schichtfolge, der massige Südteil wurde abgequetscht und verdreht. Für die Bildung dieser Spezialstruktur war ein relativ gegen SW gerichteter Druck der Hochsattelantiklinale bzw. relativ gegen NE gerichteter Druck der Tennengebirgsstirn erforderlich. Bei dieser Eindrehung der Obertrias der Roadantiklinale gegen ihre eigene Basis mußte es zum Einreißen der rekonstruierbaren Lammertalstruktur kommen. Bereits bei beginnender Eindrehung des Tennengebirgstirolikums dürfte in entgegengesetzter Drehbewegung die Hallstätter Schichtserie zwischen Unter- und Oberscheffau zu einer Antiklinalstruktur aufgewölbt und dem Tennengebirgs-Nordrand aufgepreßt worden sein.

Diese Bewegung begann im Westen vor der jurassischen Brekzienbildung und setzte sich dann nach Osten hin fort. Für die Strukturbildung der Lammerantiklinale war das Schwarzenberg-Massiv nur das nördliche, mechanisch starre Widerlager. Bei immer weiterer Eindrehung der Roadantiklinale gegen SW, der Lammertalantiklinale gegen Süden und der Tennengebirgsantiklinale gegen Norden bzw. NNE legte sich der überkippte Südschenkel der Lammertalantiklinale auf die Tennengebirgsstirn. Die Reste dieses überkippten Südschenkels einer geringmächtigen, in Hallstätter Fazies ausgebildeten Triasserie liegen heute z. T. in Form von verkehrt lagernden Deckschollen der Tennengebirgsantiklinale auf (tektonische Schollen 1–4). Im Raum Golling-Unterscheffau war für die tektonische Gestaltung sicherlich das den Westabschnitt des Schwarzenberges und der Lammermasse unterlagernde Salinar von Bedeutung.

3. Das Tennengebirge

Für den Nordrand des Tennengebirges ist seine WNW-ESE-streichende Antiklinalstruktur charakteristisch. Entspricht nun dieses Streichen dem primären Verlauf – gleichgültig ob man der Ansicht einer Fernüberschiebung der Lammermasse ist oder nicht, da ein Zwischenbereich aus faziellen Gründen gefordert werden muß –, oder handelt es sich um eine rein tektonisch bedingte Anlage, etwa infolge eines NW-gerichteten Schubes? Die Lagerungsverhältnisse zeigen, daß im Bereich des Passes Lueg die gebankten Dachsteinkalke sehr flach liegen, südlich des Lammerecks bereits eine Stirn bilden, im Bereich des Lammerecks flach eingemuldet sind und bei Kuchlbach nochmals eine kleine vorgelagerte



Abb. 14. Die NNE vergent abtauchende Tennengebirgsantiklinale südlich Oberscheffau, mit Blick gegen SE (gegen Rotwand, Schwerwand und Wieswand).

Der gebankte und am Nordrand massige nor-rhät. Dachsteinkalk versteilt sich vom Paß Lueg gegen Osten hin zunehmend. Im Bildhintergrund links (Breitstein) stehen die Dachsteinkalkbänke bereits senkrecht.

Sekundärantiklinale bildend, gegen SE hin zunehmend steiler einfallen. Blickt man von O.-Scheffau aus nach SE in Richtung Schallwand, dann erkennt man in der Profilkulisse die stärker werdende Einrollung (Abb. 14). Im Bereich Schallwand-Tagweide sind die Juraschichten um NW-SE-Achsen stark verfaultet. Dieser dem Salinarbereich des Abtenauer Beckens südlich vorgelagerte Abschnitt ist auch intensiv geschuppt (südgerichtete Aufschuppung der Schallwand-Traunsteinscholle). Bei der Spindelmaisalm bewirkt die NE-gerichtete Stirneinrollung bereits ein Zurücktreten des Tennengebirgsnordrandes gegenüber dem Paß Lueg um ca. 6 km. Ein theoretisches Entrollen der Stirn würde auf jeden Fall dort mehr Material erbringen, wo die Schichten steiler stehen bzw. gar überkippt sind. Diese Beträge werden beim Paß Lueg gering sein, gegen Osten hin aber stark zunehmen. Zieht man gedanklich in Profil XIII bei H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER (1952) den Falten- und Schuppenbau im Gebiet Schallwand-Tagweide gegen NE hin auseinander, so kommt man auf ein generelles Ost-West-Streichen des ehemaligen Tennengebirgsnordrandes. Damit ergibt sich aber für die Rekonstruktion des Nord der Plattformzwischenfazies ein wesentlich kleinerer Raum gegenüber dem des heutigen Abtenauer Beckens, wenn man nicht das Tennengebirge nach Norden an die Osterhorngruppe herangeschoben denkt.

5.2.1.3 Die Kleinstrukturen

Die Interpretation von Kleinstrukturen ist von der Position in der Falte nächstniederer Ordnung (Großfalte) abhängig. Die Interpretation nach dem heutigen Bild ist wieder dahingehend einzuschränken, daß für Kleinstrukturen nicht nur die heutige Position ausgewertet werden darf, sondern auch Überlegungen anzustellen sind, wie die Strukturverhältnisse zur Zeit deren Bildung ausgesehen haben mögen, ob sie gleichzeitig, vor oder nach einem heute damit in Verbindung stehenden Großfaltenbau gebildet worden sind. Daß eine Prüfung der zeitlichen Beziehung von Teilfalten gegenüber Großfalten nach der Lage der Achsenebenen an zeitlich nicht aufgliederbaren, kalkalpinen Strukturen nicht möglich ist, darauf weist auch A. TOLLMANN (1976 a, S. 235 f.) hin. Beispiele affiner und besonders nicht affiner Bewegungsbilder, die diese Problematik sehr deutlich veranschaulichen, führt schon B. SANDER (1948, Abb. 10–18) an.

Es gibt zwar somit die Summe der Einzelstrukturen die statistisch über Raum und Zeit hin wirksamen Druckverhältnisse an, die verschieden gerichteten Strukturelemente spiegeln den vielphasigen Beanspruchungsplan wider, ein genau feststellbarer relativer Ablauf aller Kleinstrukturen, wie er für den kalkvoralpinen Bereich (W. BAUMGARTNER, 1976 b) und das unterostalpine Stockwerk (W. BAUMGARTNER, 1976 a) unternommen wurde, scheint für die Lammermasse nicht möglich. Nach eingehenden Untersuchungen im St. Martiner Schuppenland, dem SE-Bereich der Lammermasse, kommt R. ROSSNER (in H. MOSTLER & R. ROSSNER, 1977, S. 32 f.) zu dem Schluß: „Aus den Gegebenheiten unseres Aufschlusses ist keine eindeutige Entscheidung für oder gegen den Teildeckenbau im Raum zwischen Tennengebirge, Gosaukamm und Osterhorngruppe möglich, doch sind sicher einige Hinweise vorhanden, die mehr in Richtung einer ortgebundenen Stellung der Lammermasse und ihrer angrenzenden Bereiche weisen.“ Und ferner: „Deckenbewegungen wie jene, die die Nordkalkalpen in die heutige Position gebracht haben, waren sicher mit der Formung flacher Schubbahnen und liegender bis stark überkippter Falten (wenigstens in tieferen Stockwerken) verbunden. Das dazugehörige Element ist bei uns (im Bereich Annaberg, Anm. d. Verf.) die flache Schieferung, die z. T. sogar die Rekonstruktion

von Tauchfalten zuläßt“ (R. ROSSNER, 1972, Abb. 19, Beobachtungen von nordvergenter Zerscherung der Werfener Schichten an drei Aufschlüssen). R. ROSSNER führt (1972, S. 36) nur zwei Strukturen an (Struktur 10, Abb. 17, Struktur 11, Abb. 18), die eine deutliche Beziehung einer in die nachträgliche Faltung einbezogenen Schieferung zeigen. In beiden Fällen handelt es sich um eine nordgerichtete Schieferung der Werfener Schichten, die von einer schwachen, undeutlichen SW-vergerten Biegefaltung überprägt worden ist.

Im Werfener Schuppenland südlich des Tennengebirges spiegeln nordvergente Falten- und Schuppenstrukturen eine im Zuge des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen gegen Norden gerichtete Bewegung an der Basis am Südrand des Tennengebirgstirolikums wider.

Relative Nordvergenzen im Norden und relative Südvergenzen im Süden der Lammernasse weisen zwar auf eine beidseitige Einengung hin (A. TOLLMANN, 1976 b, S. 238), lassen aber allein noch nicht die Gesamtaussage einer relativen Autochthonie zu, da die Einengung ja theoretisch auch nach einer eventuellen Überschiebung stattgefunden haben könnte.

1. Relativ nordvergente Strukturen am Tennengebirgsnordrand

Die im Jura des Tennengebirgsnordrandes auftretenden Falten zeigen Nord- und Südvergenzen. Die NNW-vergerten Groß- und Kleinfalten bei der Infangalm und WNW-gerichteten Zerscherungsstrukturen östlich des Rauhen Sommerecks (Abb. 12) sowie die NW-vergerten Falten am Sattelberg (Abb. 9, 10) sind am Nordrand der Tennengebirgsantiklinale als im Zusammenhang mit der Antiklinalbildung entstandene Strukturen zu deuten. Ihre Anlage ist somit älter oder zumindest gleich alt wie die Anlage der Tennengebirgsstirneinrollung. Es kann jedenfalls aus den wenigen Aufschlüssen nicht entschieden werden, ob es sich um ein normales Syn- bzw. Antiklinorium mit sekundärer Entstehung der Großwölbung oder um ein abnormales Syn- und Antiklinorium (im Sinne von R. C. van HISE, 1896 in A. TOLLMANN, 1973, S. 254, Abb. 128) handelt, bei gleichzeitiger Entstehung des Groß- und Kleinfaltenbaues mit entsprechend divergierenden Achsenebenen. Nachträgliche nordvergente Zerscherungen der nordvergenten Faltenstrukturen am Sattelberg und bei der Infangalm lassen auch nach dem Nachlassen der plastischen und bei einsetzender bruchtektonischer Verformung ein Fortdauern gegen Norden gerichteter Druckverhältnisse der tirolischen Serie erkennen.

2. Relativ südvergente Strukturen am Tennengebirgsnordrand

Sie treten am Südrand der dem Jura aufgeschobenen Lammereckscholle auf. Da diese Scholle einen großräumigen Kuppel- und Muldenbau aufweist, dürfte ihre Strukturierung vor der malmischen Brekzienbildung erfolgt sein. SW-gerichtete Strukturen sind aber auch im Jura nördlich der Infangalm aufgeschlossen. Sie treten dort auf, wo nach dem Übergang von einer Antiklinale (Tennengebirgsstirn) zu einer Mulde (Lammerecksynklinale) theoretisch wieder sekundäre Südvergenzen zu erwarten sind. Obwohl für die durch den Lias durchgespießte relativ SW-vergente Großfalte mit ESE-vergerten Kleinfalten auf Grund ihrer isolierten Position keine Angabe über die ursprüngliche Vergenz möglich ist, dürfte die steil gegen Süden herausgepreßte Struktur aus den Übergangsbereich zwischen der Tennengebirgsantiklinale und ehemaliger Lammertalstruktur stammen und somit älter als die Bildung der nachträglich der Tennengebirgsstirn aufgepreßten Sattelbergscholle sein. Durch die Anpressung der Lammertalantiklinale bildet sich an der Schwächestelle, die durch die hochgeschürfte Liasantiklinale entstanden ist, eine ebenfalls gegen Süden gerichtete Schuppe (200 m NW Sattelberg, Kote 1021). Einer weiter fortschreitenden Eindre-

hung der Tennengebirgsstirn und Aufpressung der Sattelbergscholle sind die südgerichteten Schüppungen am Sattelberg (Kote 1021) zuzuschreiben (Abb. 11). Ebenfalls süd- bis südostgerichtete Kleinfaltenstrukturen sind in den Manganschiefern südlich Road abgeschlossen, im Grenzbereich der sich gegen die Roadantiklinale eindrehenden Tennengebirgsantiklinale (Taf. 1). Da es sich um deutlich südvergente, SSE-, SE- und ESE-vergente Kleinfalten handelt (langer, flach aussteigender Hangendschenkel und kurzer, steiler Liegendschenkel), kann neben der durch die Tennengebirgsstirnbildung bedingten sekundären Südvergenz auch auf eine primäre Südvergenz durch relativ südgerichtete Auffaltung der zwischen ehemaligem Tennengebirgsnordrand und ehemaligem Südrand der Roadstruktur befindlichen Lammertalserie geschlossen werden.

3. Querfaltungen am Tennengebirgsnordrand

In der Lammereckscholle konnte eine großräumige Überlagerung NW-SE- und Nord-Süd-gerichteter Faltenachsen rekonstruiert werden. Schwach ostvergent verfaltete Bankkalke dieser Scholle weisen auch steile, relativ ostwärtsgerichtete Zerschörungen auf. In der Kuchlbachscholle werden stark ausgeprägte NW-vergente Kleinfalten in den Werfener Kalken von einer schwächeren Quereinengung (bei mittelsteil NW fallender Achse) überprägt. In der verkehrt liegenden Sattelbergscholle treten neben Ost-West-streichenden b-Achsen auch senkrecht dazu stehende Querfalten auf. Untergeordnet konnten Quereinengungen auch in den Jura-Strubbergsschichten der Infangalm festgestellt werden.

4. Schüppungen am Tennengebirgsnordrand

Bei Kuchlbach, am Sattelberg und ferner im Bereich Schallwand-Traunstein treten infolge der NNE-vergenten Stirneinrollung des Tennengebirgstirolikums südvergente Stirnabscherungen bis in den 100-m-Bereich auf (Kuchlbach Abb. 7, 8; Sattelberg Abb. 11; Schallwand-Traunstein-Riesenscholle Profil XII und XIV bei H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER, 1952).

5. Strukturen im Bereich der Roadantiklinale

In der der SW-vergenten Roadantiklinale vorgelagerten Untertriasserie konnten nord- und ostvergente Strukturen festgestellt werden. Es treten NE-vergente Falten in den Werfener Schichten des Schwarzenbaches, 700 m SE Lammerbrücke O.-Scheffau sowie überkippte ENE-vergente Falten in sonst aufrecht lagernden Werfener Kalken, 1,25 km SE Lammerbrücke O.-Scheffau auf. Diese ENE-vergente Struktur an der Basis der Lammertalserie wurde während der SW-gerichteten Eindrehung der Road-Stirnantiklinale sekundär mitverformt und gegen Norden eingedreht. In den südlich benachbarten Manganschiefern des Tennengebirges kam es zu relativ südgerichteten Auffaltungen der höheren Serien.

6. Strukturen südlich der Holzwehralmmulde

Im gegen SW hin abtauchenden Westschenkel der Holzwehralmmulde lassen sich NNE-vergente Falten erkennen. Da sich diese Struktur in der abtauchenden norischen Muldenbasis befindet, dürfte die Anlage der nordvergenten Struktur relativ älter als die Bildung der Holzwehralmmulde sein, kann aber auch – durch einen Stauereffekt – mit dieser gemeinsam erfolgt sein. Unter der obertriadischen Kieselkalkserie der Holzwehralmmulde befindet sich entlang der Lammer-Bundesstraße eine tektonisch gestörte, aber deutlich Nord-NNE-vergent verfaltete Bankkalkserie. Im Süden ist ein südgerichtetes Aufschieben der Bankkalkserie auf die zerscherten dunklen Massenkalke zu erkennen. Internstrukturen zeigen die gleiche relativ SSW-vergente Aufschüppung (Abb. 15). Da auch die verdrehte

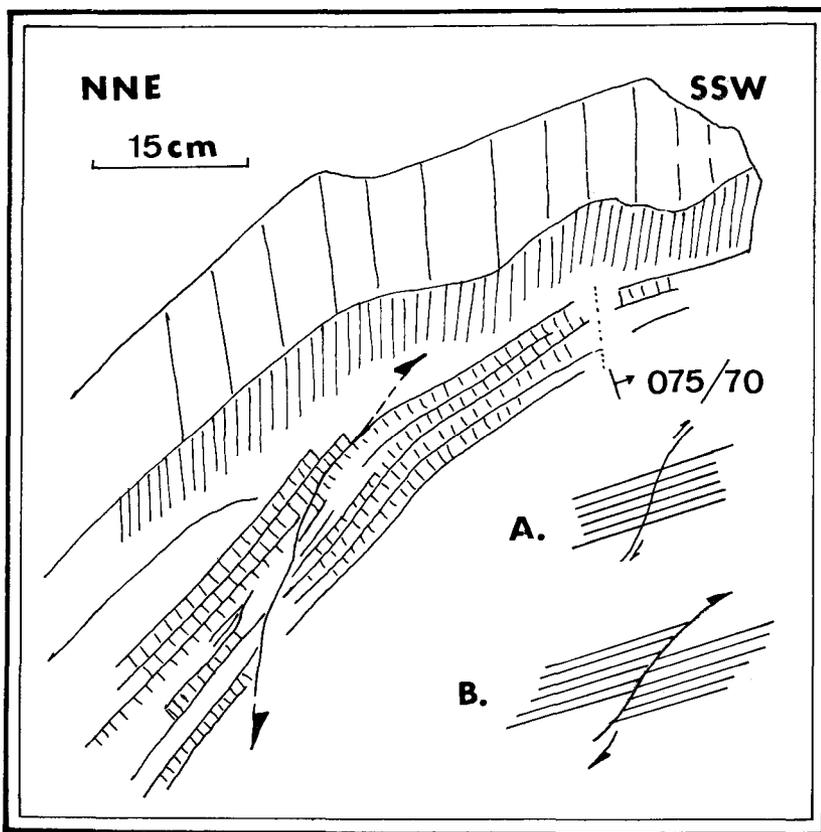


Abb. 15. Kleine Zerschungsstruktur in den Mitteltriaschichten an der Lammer Bundesstraße östlich Oberscheffau. Ein ca. 10 cm mächtiges, fein geschichtetes Kalkband wurde durch eine relativ SSW vergente Druckbeanspruchung zerschert.

Hallstätter Kalkscholle der Holzwehralmmulde die rhätischen Zlambachschichten diskordant gegen SE hin abschert, kann auf eine, nach der Anlage des Mulden und Antiklinalbaues wirksame, relativ SE-gerichtete Überschiebung der kompetenteren Holzwehralmscholle geschlossen werden. Für den Schollenbereich zwischen Lammeröfen und Oberscheffau ist charakteristisch, daß sich die drehenden Verformungen in den massigen Mitteltriasgesteinen südlich der Holzwehralm in Form gebogener, schalenförmiger Klüfte auswirken.

7. Strukturen im Bereich der Hochsattelantiklinale

Innerhalb der Basisschichten der um eine NW-SE-Achse aufgewölbten Hoachsattelantiklinale treten fast durchwegs relativ nordvergente Strukturen auf. So im Westschenkel der Werfener Antiklinale mit sekundär südwärtsgerichteter Zerschörung, in einer hochgepreßten Schuppe, in deren Ostschenkel (NNE-Vergenz), in den Gutensteiner Basisschichten (Abb. 16) sowie in den Gutensteiner Kalken (NNE-vergente Knickfalte). Nur infolge lokaler Stauungen tritt in den Werfener Schichten auch schwache SW-Vergenz auf.

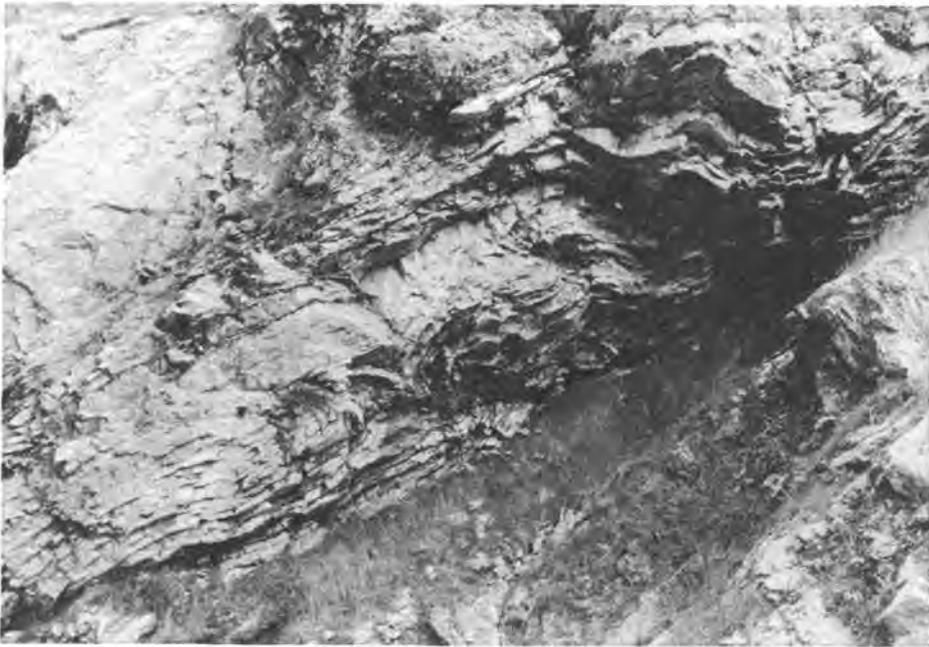


Abb. 16. Nordvergente gefaltete Gutensteiner Basisschichten (Lammermasse, Ostschenkel der Hochsattelantiklinale), Wallingwinkel, 200 m westlich Kote 705 (Norden links).

8. Strukturen in der Schwarzenbergserie

In der großen gegen Norden und NE hin abtauchenden Serie sind nur die karnischen Tonschiefer und Kalke für Strukturuntersuchungen geeignet. Aus der Kartierung der Wallingalm ist eine schüsselförmige, NNE-vergente Großmuldenstruktur erkennbar. An einer Stelle am Nordrand der Mulde konnte eine kleine relativ südvergente gerichtete Stauchfalte gefunden werden, die als lokal SW-gerichtete Ausgleichsbewegung gedeutet werden kann.

9. Strukturen am Südrand des Osterhorntirolikums

Dort, wo tirolische Jura- bzw. Nekomoschichten mit Serien des Schwarzenberges oder des Finsterstubenwaldes in überschaubaren Kontakt treten, heben die Schichten der Weitenauer Mulde gegen Süden über die Mittel- bis Obertriasserie hin aus. Die Aptychenschichten des Gegenflügels der sanft gegen NE hin abtauchenden Schwarzenberg-Stirnantiklinale zeigen SE-Vergenz. Bruchstufen in den Aptychenschichten lassen eine jüngere relative Hebung des Gollinger Schwarzenberges und somit des SW-Flügels der Weitenauer Mulde erkennen. Westlich des Schwarzenberges deuten Nord-Süd-gerichtete Falten an der Basis der Oberalmer Schichten auf eine im Zusammenhang mit der hier Ost-West-streichenden Weitenauer Neokommulde stehende Faltung hin. NNW-vergente Falten am Südrand der Haselgebirgsdeckscholle von Grubach-Grabenwald lassen auf deren Überschiebung von Süden her schließen.



Abb. 17. Blick vom Tennengebirgsnordrand gegen NW, gegen Hochsattelgut und Gollinger Schwarzenberg (vgl. auch tektonische Karte, Taf. 1).

5.2.1.4 Die Bruchstrukturen

Es wurde erwähnt, daß nach Beendigung der plastischen Verformung z. B. relativ nordvergente Falten sekundär nordvergent (Abb. 10) und relativ ostvergente Falten nachträglich ostvergent zerschert werden. Faltung und nachträgliche Zerschierung sind somit einer tektonischen Phase unterschiedlicher Intensität zuzuschreiben. Im Unterschied dazu können primär nordvergent gefaltete Schichten durch eine eigene, später wirksame tektonische Phase südvergent geschuppt werden (Abb. 8). Im folgenden sollen die jüngsten Bruchsysteme besprochen werden (Taf. 2). Am Nordrand des Tennengebirges ist ein hauptsächlich NW-SE- und NE-SW-gerichtetes Bruchsystem ausgebildet. Daneben ist parallel zur Lammer ein Ost-West-verlaufendes Bruchsystem vorhanden, in die sich die staffelartige Abtreppung des Lammerecks (Nordseite) einfügt. Im Sattelbergbereich herrschen NE-SW- und im Bereich der Roadantiklinale NW-SE-streichende Brüche vor. Es ist fraglich, ob diese jeweils senkrecht zur Antiklinale stehenden Brüche am Sattelberg und Roadberg – jeweils in den Kieselkalken – ihre Ursache in der jeweiligen Großantiklinalstruktur oder in einem einheitlichen NW-SE- und NE-SW-gerichteten Bruchsystem haben (gekreuztes Diagonalscherflächensystem-MOHRsches System, A. TOLLMANN, 1970 d). Da aber Brüche senkrecht zu Großstrukturen im allgemeinen besser zu erfassen sind als parallel dazu verlaufende, dürfte das im Lammeröfenbereich erfaßte gekreuzte Bruchsystem allgemein wirksam gewesen sein. NE-SW- und NW-SE-verlaufende Großstörungen sind einerseits im

Glaserbach und andererseits im Strubeckgraben erkennbar, die sich in der Obertrias des Schwarzenberges fortsetzen. Den Bereich der Gschirrwand und südlich der Wallingalm prägen mächtige Ost-West-verlaufende Mylonit- und Störungszonen, die nach der Zerschierung einer Triasscholle als Linksseitenverschiebung zu bezeichnen sind. Ebenso wie die Lammeröfen einer Störungszone folgen, sind auch die Salzachöfen an ein Staffelbruchsystem gebunden.

5.2.2 Ablaufrekonstruktion der tektonischen Strukturen

Es soll nun versucht werden, die relative Abfolge des räumlich-zeitlichen Geschehens zu rekonstruieren:

1. a) Ab dem Rhät und vor dem oberen Malm kommt es zu einer Internstrukturierung der Lammermasse zwischen Golling und Oberscheffau mit
- b) relativ späterer Quereinengung.

Relativ nordvergente Strukturen an der Basis der Lammermasse zeigen wie die nordvergenten Strukturen im Werfener Schuppenland die im Zuge des Deckenbaus der Nördlichen Kalkalpen gegen Norden gerichtete Bewegung an. Sie dürften zumindest teilweise schon vor den folgenden Verformungsakten gebildet worden sein.

2. a) Bildung der SW-vergenten Spitzfalte am Südrand der Lammereckscholle.
- b) Einschub der Lammereckscholle nach Süden in den Jura des Tennengebirgstirolikums mit nachfolgender Brekzienbildung als Auswirkung der jungkimmerischen Gebirgsbildung. Hierher dürfte auch die Bildung der südvergenten Faltenstrukturen im Jura des Tennengebirges südlich Oberscheffau gehören.

3. Die nordvergenten Faltenstrukturen südlich der Infangalm erfassen die gesamten Strubbergsschichten und dürften unmittelbar in Zusammenhang mit der Bildung der Tennengebirgsantiklinale stehen. Vermutliche Bildung der übrigen Großstrukturen (Kuchlbachantiklinale, Lammereckmulde, Schwarzenbergstirn, Wallingalmmulde sowie der Hochsattelantiklinale, der Holzwehralmmulde etc.).

4. a) Beim Einrollen der Tennengebirgsantiklinale gegen NE kommt es zu einem gegenteiligen Einrollen der Hochsattelantiklinale und besonders der Raodantiklinale gegen SW.
- b) Gleichzeitig wird die Lammerantiklinale der Tennengebirgsstirn aufgepreßt (verkehrt lagernde Sattelbergscholle).

5. Ein weiteres Einrollen der Tennengebirgsantiklinale führt zu südgerichteten Schuppungen der Kuchlbachantiklinale, des tirolischen Juras am Sattelberg und zu einem Überlappen des Dachsteinkalkes über die „eigene“ Juraserie südlich der Raodantiklinale, die sich gegen SW einrollt. Kippung der Holzwehralmscholle um 90° gegen SW.

6. Die weitere Einengung der Lammerzone bewirkt ein SW-gerichtetes Aufspießen der mächtigen Holzwehralmscholle, was sich in der südgerichteten Schleppung der Zlambachschichten sowie in südgerichteten Zerschörungen der Triasbasisserie zeigt.

7. Ein allgemein NW-SE- und NE-SW-gerichtetes Störungsnetz (gekreuztes Diagonalscherflächensystem) ist die Auswirkung der jüngsten Bruchtektonik.

Literaturverzeichnis

- BAUMGARTNER, W.: Die Querstrukturen in der Pleisling-Decke (Radstädter Tauern, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976, 513–521, 2 Abb., Stuttgart 1976 a.
- BAUMGARTNER, W.: Analyse und Interpretation des Baues der Frankenfelder Decke (südlich St. Pölten, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23, 79–111, 17 Abb., 1 Tab., Wien 1976 b.
- BITTNER, A.: Aus den Salzburger Kalkalpen – das Gebiet der unteren Lammer. – Verh. Geol. R.-A., 1884, 78–87, Wien 1884 a.
- BITTNER, A.: Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. Zur Stellung der Hallstätter Kalke. – Verh. Geol. R.-A., 1884, 99–113, Wien 1884 b.
- CORNELIUS, H. P.: Zur magmatischen Tätigkeit in der alpidischen Geosynklinalen. – Ber. R.-A. Bodenforsch., Wien 1941, 89–94, Wien 1941.
- CORNELIUS, H. P.: Die Herkunft der Magmen nach Stille vom Standpunkt der Alpengeologie. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 158, 543–570, Wien 1949.
- CORNELIUS, H. P. & PLÖCHINGER, B.: Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. – Jb. Geol. B.-A., 95, 146–225, 1 Abb., Taf. 9–12, Wien 1952.
- DEL NEGRO, W.: Zur Zeitbestimmung des juvavischen Einschubes. – Geol. Rdsch., 21, 302–304, Berlin 1930.
- DEL NEGRO, W.: Über die Bauformel der Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1932, 120–129, Wien 1932.
- DEL NEGRO, W.: Geologie von Salzburg. – 348 S., 43 Abb., 8 Taf., Innsbruck (Tiroler Graphik) 1950.
- DEL NEGRO, W.: Das Problem der Dachsteindecke. – Mitt. natw. Arbeitsgem. Haus Natur Salzburg, 3–4 (1952/53), 43–50, Beil. 4, Salzburg 1953.
- DEL NEGRO, W.: Der Südrand der Salzburger Kalkalpen. – Mitt. natw. Arbeitsgem. Haus Natur Salzburg, 6, 15–21, 2 Abb., Salzburg 1955.
- DEL NEGRO, W.: Geologische Forschung in Salzburg 1949–1956. – Mitt. geol. Ges., 49, 107–127, Wien 1956.
- DEL NEGRO, W.: Zum Problem der Gollinger Schwarzenberges. – Festschr. Prof. P. Tratz, 4–8, Salzburg (Natw. Arbeitsgem. Haus Natur) 1958.
- DEL NEGRO, W.: Randbemerkungen zur Ostalpensynthese. – Veröff. Haus Natur Salzburg, N. F., 16, 28–36, Salzburg 1965.
- DEL NEGRO, W.: Zur Herkunft der Hallstätter Gesteine in den Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1968, 45–53, Wien 1968.
- DEL NEGRO, W.: Zur tektonischen Stellung des Hohen Göll (Salzburger Kalkalpen). – Verh. Geol. B.-A., 1972, 309–314, 2 Abb., Wien 1972.
- DOLAK, E. A.: Das Juvavikum der unteren Lammer. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 88 S., Abbn., div. Beil., Wien 1948.
- FISCHER, A. G.: Eine Lateralverschiebung in den Salzburger Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1965, 20–33, 7 Abb., Wien 1965.
- FUGGER, E.: Die Gruppe des Gollinger Schwarzen Berges. – Jb. Geol. R.-A., 55, 189–216, 4 Zinkotypien, Wien 1905.
- FUGGER, E.: Geologische Karte der Österr.-ungar. Monarchie, Blatt Hallein und Berchtesgaden 1 : 75.000 mit Erläuterungen (34 S.), Wien (Geol. R.-A.) 1907.
- FUGGER, E.: Das Tennengebirge. – Jb. Geol. R.-A., 64 (1914), 369–442, 5 Abb., Taf. 20, Wien 1915.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K. J.: Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. – Geol. Rdsch., 57, 484–514, 12 Abb., Stuttgart 1968.
- GRUBER, B.: Unternorische Halobien (Bivalvia) aus Bosnien, Jugoslawien. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 183, 120–130, 6 Abb., 3 Taf., Wien 1975.
- GRUBINGER, H.: Geologie und Tektonik der Südseite des Tennengebirges. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 77 S., 3 Beil., Wien 1952.
- GRUBINGER, H.: Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite. – Kober-Festschrift, 148–158, Taf. 1–2, Wien (Hollinek) 1953.
- HÄUSLER, H.: Zur tektonischen Gliederung der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). – Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, 3, 66–67, Wien (Zentralanst. Meteor. Geodyn.) 1976.
- HÄUSLER, H.: Untersuchungen zur Tektonik der Lammermasse (Hallstätter Zone, Sbg.). – Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, 5, 68–69, Wien (Zentralanst. Meteor. Geodyn.) 1977.
- HÄUSLER, H.: Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 270 S., 207 Abb., 91 Taf., 19 Anlagen, 15 Beilagen, Wien 1978.

- HÄUSLER, H.: Zur tektonischen Gliederung der Lammer-Hallstätter Zone zwischen Golling und Abtenau (Salzburg). – Mitt. österr. geol. Ges., 1979, im Druck.
- HEIM, A.: Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung etc. – 1. u. 2. Bd, 346 u. 246 S., Basel (Schwabe) 1878.
- HEIM, A.: Beobachtungen über Diapirismus. – Ecl. geol. Helv., 51, 1, 1–32, 18 Fig., 1 Taf., Basel 1958.
- HÖCK, V. & SCHLAGER, W.: Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbreccien des Tennengebirges (Salzburg). – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 101, 228–229, Wien 1964.
- HUDSON, J. D. & JENKYN, H. C.: Conglomerates in the Adnet limestones of Adnet (Austria) and the origin of the "Scheck". – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1969, 552–558, 2 Fig., Stuttgart 1969.
- JENKYN, H. C.: Speculations on the Genesis of crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic. – Geol. Rdsch., 60 (1), 471–487, Stuttgart 1971.
- JÄGER, V.: Zur geologischen Geschichte des Lammertales. – Mitt. geol. Ges., 9, 1–70, Wien 1868.
- JOHN, C. v.: Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. – Jb. Geol. R.-A., 49, 247–258, Wien 1900.
- KIRCHNER, E.: Vorläufige Mitteilung über eine Pumpellyt-führende Kissenlava vom Grundlsee. – Ber. geol. Tiefbau Ostalpen, 5, Nachtrag, S. 1, Wien (Zentralanst. Meteor. Geodyn.) 1977.
- KOBER, L.: Zur Geologie des Salzkammergutes. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 67, 10–12, Wien 1927.
- KOBER, L.: Der Hallstätter Salzberg. – Sitzber. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 138, 35–45, Wien 1929.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer) 1938.
- KRYSTYN, L.: Zur Conodonten-Stratigraphie in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1970, H. 3, 497–502, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1970.
- KRYSTYN, L.: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaussschichten (Aalenium-Oxford) in den östlichen Nordalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1971, H. 3, 486–509, 1 Abb., 3 Taf., Wien 1971.
- KRYSTYN, L.: Conodonten im Dachstein-Riffkalk (Nor) des Gosaukamms (Salzburg). – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 109, 51–54, Wien 1973 a.
- KRYSTYN, L.: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1973, 113–153, 7 Abb., Taf. 1–5, Wien 1973 b.
- KRYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W.: Stratigraphie und Sedimentationsbild obertriadischer Hallstätter Kalke des Salzkammergutes. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., 105, 329–332, Wien 1969.
- KRYSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W.: Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137, 284–304, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1971.
- LEBLING, C.: Beobachtungen an der Querstörung „Abtenau-Strobl“ im Salzkammergut. – N. Jb. Min. etc., Beil.-Bd., 31, 535–547, 9 Abb., Stuttgart 1911.
- LEBLING, C.: Über die Herkunft der Berchtesgadener Schubmasse. – Geol. Rdsch., 5, 1–23, 5 Abb., Leipzig 1915.
- LEIN, R.: Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 184, 197–235, 6 Abb., Wien 1979.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Hallstätter Zone von Ischl-Aussee. – Mitt. Ges. Bergbaustud., 1, H. 2, 1–27, 1 Kt., 2 Tektonogr., Wien 1949.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). – Mitt. geol. Ges. Wien, 50 (1957), 133–200, Taf. 1–4, Wien 1958.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie des Halleiner Salzberges. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 51, (1958), 197–218, 1 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien 1960.
- MEDWENITSCH, W.: Die Bedeutung der Grubenaufschlüsse des Halleiner Salzberges für die Geologie des Ostlandes der Berchtesgadener Schubmasse. – Z. dtsh. geol. Ges., 113 (1961), 463–494, 3 Abb., 2 Tab., Hannover 1962.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie des Halleiner- und Berchtesgadener Salzberges. – Mitt. natw. Arbeitsgem. Haus Natur Salzburg, 14, 1–13, 2 Abb., Salzburg 1963.
- MEDWENITSCH, W.: Probleme der alpinen Salzlagerstätten. – Z. dtsh. geol. Ges., 115 (1963), 863–866, Hannover 1966.
- MOSTLER, H.: Die Spiculae triassischer Porifera. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 539–546, 5 Abb., Innsbruck 1972.
- MOSTLER, H.: Poriferenspiculae der alpinen Trias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6/5, 1–42, Abbn., Innsbruck 1976.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R.: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in Skythianischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6/2, 1–66, Innsbruck 1977.

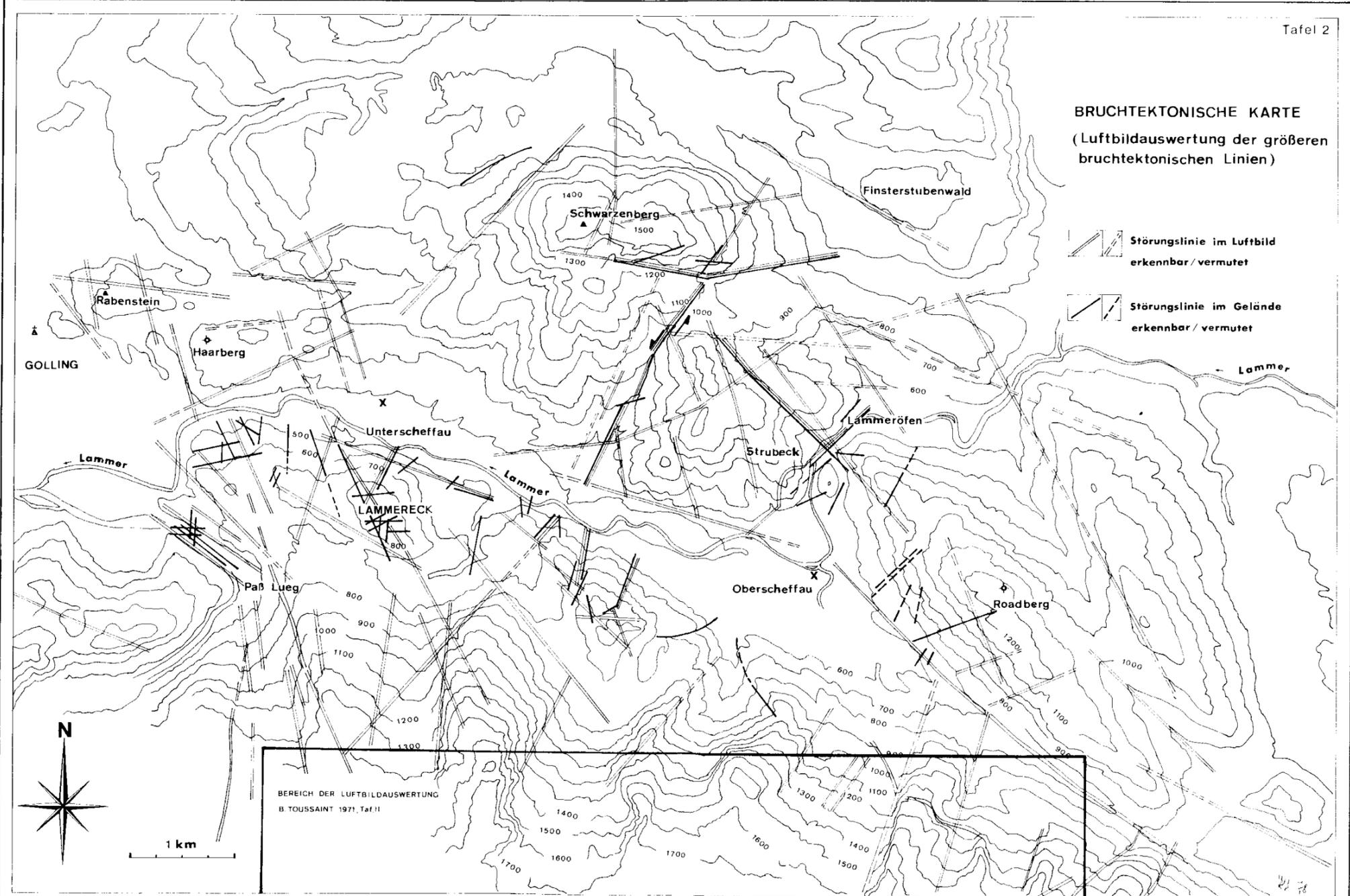
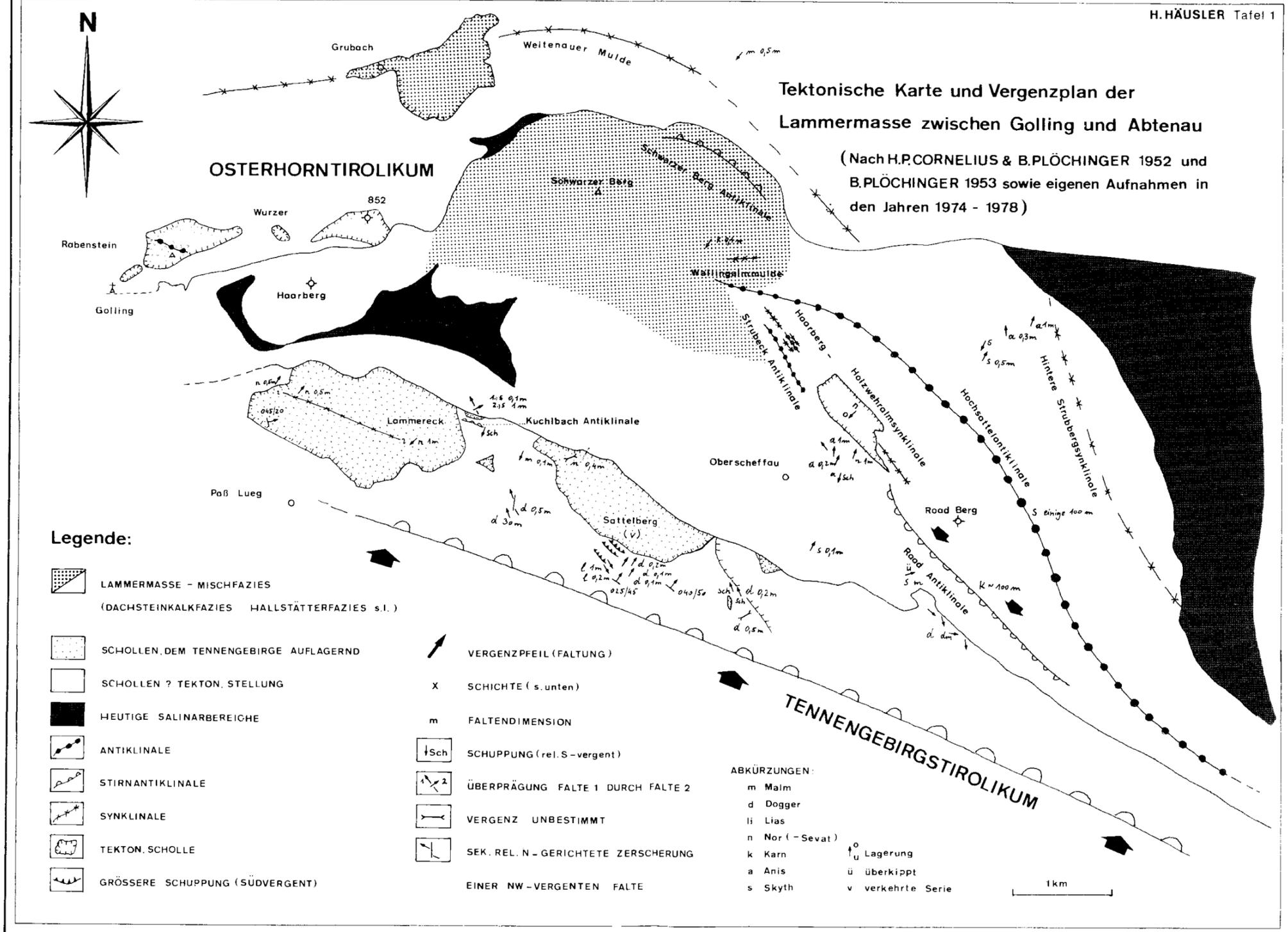
- MOSTLER, H., SCHEURING, B. & URLICHS, M.: Zur Mega-, Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten (alpine Obertrias) von Weißloferbach in Tirol unter besonderer Berücksichtigung der in der suessi- und marshi-Zone auftretenden Conodonten. – *Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss.*, **4**, 141–174, 3 Abb, 3 Taf, 1 Tab, Wien 1978.
- PAK, E. & FELBER, H.: Massenspektrometrische Präzisionsmessung der Schwefelisotopenverhältnisse. – *Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. II*, **183**, 295–308, Wien 1974.
- PISTOTNIK, U.: Zur Mikrofazies und Paläogeographie der Zlambachschichten (O.-Nor-? U. Lias) im Raume Bad Goisern–Bad Aussee (Nördliche Kalkalpen). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **21**, 279–288, 2 Taf., Innsbruck (1972) 1973.
- PISTOTNIK, U.: Fazies und Tektonik der Hallstätter Zone von Bad Ischl–Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – *Mitt. geol. Ges.*, **66/67**, (1973/74), 143–158, 2 Abb, 3 Taf, Wien 1975.
- PLÖCHINGER, B.: Charakterbilder aus der Tektonik der Salzburger Kalkalpen. – *Verh. Geol. B.-A., Sonderh. C.*, 107–111, Wien 1952.
- PLÖCHINGER, B.: Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. – *Jb. Geol. B.-A.*, **96**, 357–372, 3 Abb, Taf. 15, Wien 1953 a.
- PLÖCHINGER, B.: Ein geologisches Profil durch die Salzburger Kalkalpen. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **44**, 256–266, Wien 1953 b.
- PLÖCHINGER, B.: Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; etc. – *Jb. Geol. B.-A.*, **98**, 93–144, 5 Abb, Taf. 5–7, Wien 1955.
- PLÖCHINGER, B.: Probleme aus der Geologie Salzburgs. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **47**, 312–315, Wien 1956.
- PLÖCHINGER, B.: Die Hallstätter Deckscholle östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**, 80–86, 2 Abb, Taf. 1, Wien 1968.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht 1969 über Aufnahmen im Bereich des St. Wolfgang Schafberges und der N-Seite der Osterhorngruppe (Blätter 65, 94, 95). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**, A 45–A 49, Wien 1971.
- PLÖCHINGER, B.: Aufnahmen 1971 im Bereich des Gollinger Schwarzenberges (Blatt 94, Hallein). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972**, A 61–A 63, Wien 1972.
- PLÖCHINGER, B.: Aufnahmen 1972 auf den Blättern St. Wolfgang (95) und Hallein (94). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, A 48–A 51, Wien 1973.
- PLÖCHINGER, B.: Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**, 71–88, 5 Abb, 1 Tab, 3 Phototaf, Wien 1974 a.
- PLÖCHINGER, B.: Aufnahmen 1973 auf den Blättern Berchtesgaden (93), Hallein (94) und St. Wolfgang (95). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**, A 89–A 90, Wien 1974 b.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume von Windischgarsten-St. Gallen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **111**, 175–211, 4 Abb, 2 Tab, 3 Taf, Wien 1968.
- ROSSNER, R.: Die Geologie des nordwestlichen St. Martin Schuppenlandes am Südrand des Tennengebirges (Ober-Ostalpin). – *Erlanger geol. Abh.*, **89**, 57 S., 25 Abb, 1 Tab, 5 Taf., Erlangen 1972.
- ROSSNER, R.: N-Vergenz oder S-Vergenz im Schuppenbau der Werfen-St. Martin Zone (Nordkalkalpen, Österreich)? – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1977**, 419–432, 3 Abb, Stuttgart 1977
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. – 1. Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil, 215 S., 66 Abb, Wien-Innsbruck (Springer) 1948.
- SCHLAGER, M.: Bilder von Sedimentations- und Bewegungsvorgängen im Jura des Tauglgebietes. – *Mitt. natw. Arbeitsgem. Haus Natur Salzburg*, **11**, 7–17, Salzburg 1960.
- SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W.: Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). – *Anz. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, **106**, 178–183, 1 Abb, Wien 1970.
- SCHLAGER, W.: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse. I. Zlambachschichten beim Hinteren Gosausee (Oberösterreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1966**, 93–106, 2 Abb, 1 Taf, Wien 1966.
- SCHLAGER, W.: Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsbundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1967**, 50–70, 3 Taf, Wien 1967 a.
- SCHLAGER, W.: Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **17** (1966), 205–282, 8 Abb, 3 Taf, Wien 1967 b.
- SCHLAGER, W.: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, **59**, 289–308, 8 Abb, Stuttgart 1969.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M.: Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – *Sedimentology*, **20**, 65–89, 13 Abb, Amsterdam 1973.

- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, 66–67, 165–193, 2 Abb., Wien 1975.
- SCHÖLLNERBERGER, W.: Die Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 179 S., 13 Abb., 9 Taf., Wien 1971.
- SCHÖLLNERBERGER, W.: Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt Ischl (96) und Blatt Mitterndorf (97). – Verh. Geol. B.-A., 1972, A 76–A 79, Wien 1972.
- SCHÖLLNERBERGER, W.: Faziesübergänge in der Obertrias am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 277, Innsbruck 1973.
- SCHÖLLNERBERGER, W.: Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22, 95–153, 9 Abb., Taf. 6–9, Wien (1973) 1974.
- SCHWAN, W.: Zur Deutung der Schichtenlagerung und zur Analyse von Falten- und Schuppengebirgen auf Grund des Lageverhältnisses von Schicht- und Schieferungsflächen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 619–634, 11 Abb., Stuttgart 1967.
- SCHWAN, W.: Aufschmelzung und Pressung als Gestalter der alpinotypen Gebirge. – Geotekt. Forsch., 29, 1–25, 7 Abb., Stuttgart 1968.
- SCHWARZACHER, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätter Kalk von Hallstatt und Ischl. – Jb. Geol. B.-A., 91, 1946/47, 1–48, 15 Textabb., Wien 1948.
- SPENGLER, E.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. – Mitt. geol. Ges. Wien, 11 (1918), 1–70, Taf. 1, Wien 1919.
- SPENGLER, E.: Salzburger Alpen. – Sammlung geol. Führer, 26, 152 S., 17 Fig., 10 Taf., Berlin (Borntraeger) 1924.
- SPENGLER, E.: Zur Einführung in die tektonischen Probleme der Nördlichen Kalkalpen. Das Problem der Hallstätter Decke. – Mitt. Reichsanst. Bodenforsch., Zweigst. Wien, 1943, H. 5, 3–17, 2 Abb., Wien 1943.
- SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen etc. – 302–413, 21 Abb. In: F. X. SCHAEFFER (Hrsg.): Geologie von Österreich, 2. Aufl., 810 S., 97 Abb., 5 Ktn., Wien (Deuticke) 1951.
- SPENGLER, E.: Bemerkungen zu der Arbeit: „Die Hallstätter Zone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen“ von A. Tollmann. – Verh. Geol. B.-A., 1961, 176–179, Wien 1961.
- TOLLMANN, A.: Die Hallstätter Zone von Mitterndorf, Salzkammergut. – Mitt. geol. Ges. Wien, 50 (1957), 359–364, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Die Hallstätter Zone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., 103, 37–131, 4 Abb., Taf. 2–5, Wien 1960.
- TOLLMANN, A.: Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. – Mitt. geol. Ges. Wien, 54 (1961), 229–247, Wien 1962 a.
- TOLLMANN, A.: Deckenbau und Fazies im Salzkammergut. – Z. dtsh. geol. Ges., 113 (1961), 495–500, Hannover 1962 b.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – VIII, 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963 a.
- TOLLMANN, A.: Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). – Geol. Rdsch., 53, 153–170, Taf. 16, Stuttgart 1963 b.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“ – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1964, 270–299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1964.
- TOLLMANN, A.: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sonderh. G, 103–133, 1 Abb., Wien 1965.
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch., 21, 1–156, 20 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1966.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. geol. Ges. Wien, 59 (1966), 231–253, Taf. 1–2, Wien 1967 a.
- TOLLMANN, A.: Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. – Ecl. geol. Helv., 60, 109–135, 1 Abb., Taf. 1, Basel 1967 b.
- TOLLMANN, A.: Stirnschuppen und Dachschuppen, wenig bekannte tektonische Strukturformen etc. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 705–730, 9 Abb., Stuttgart 1967 c.
- TOLLMANN, A.: Bemerkungen zu faziellen und tektonischen Problemen des Alpen-Karpaten-Orogens. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18 (1967), 207–248, Taf. 8, Wien 1968 a.
- TOLLMANN, A.: Die Grundbegriffe der deckentektonischen Nomenklatur. – Geotekt. Forsch., 29, 26–59, Stuttgart 1968 b.

- TOLLMANN, A.: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. – *Geologie*, 18, 1131–1155, 2 Taf., Berlin 1969 a.
- TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik in den Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, 59, 278–288, Text-Taf. 1, Stuttgart 1969 b.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelabschnitt. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, 61 (1968), 124–181, Taf. 1, Wien 1969 c.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der westlichen Nordkalkalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 136, 80–133, 1 Abb., Stuttgart 1970 a.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Westabschnitt. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, 62 (1969), 78–170, Taf. 1–3, Wien 1970 b.
- TOLLMANN, A.: Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1970, 324–345, 2 Abb., Wien 1970 c.
- TOLLMANN, A.: Die bruchtektonische Zyklenordnung im Orogen am Beispiel der Ostalpen. – *Geotekt. Forsch.*, 34, 1–90, 21 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Stuttgart 1970 d.
- TOLLMANN, A.: Zur Rehabilitierung des Deckenbaues in den westlichen Nordkalkalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 114, 273–360, 49 Abb., Taf. 11–12, Wien 1971 a.
- TOLLMANN, A.: Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1971, 358–390, 12 Abb., Wien 1971 b.
- TOLLMANN, A.: Vielphasig entstandene orogene Strukturformen anhand von Beispielen aus den Nördlichen Kalkalpen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 141, 116–136, 5 Abb., Stuttgart 1972 a.
- TOLLMANN, A.: Scheinserien. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 1972, 427–447, 7 Abb., Stuttgart 1972 b.
- TOLLMANN, A.: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, 64 (1971), 173–208, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1972 c.
- TOLLMANN, A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – XXIII, 404 S., 170 Abb., Wien (Deuticke) 1973.
- TOLLMANN, A.: Zur Gliederung der triadischen Faziesregionen in den Ostalpen. In: ZAPFE, H. (Hrsg.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. – *Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss.*, 2, S. 183–193, Wien (Springer) 1974.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XVI, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976 a.
- TOLLMANN, A.: Zur Frage der Parautochthonie der Lammereinheit in der Salzburger Hallstätter Zone. – *Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I*, 184, 237–258, 8 Abb., Wien 1976 b.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen etc. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 3, IX, 449 + 7 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke) 1976 c.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Bd. 1. Die Zentralalpen, 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Bemerkungen zur Frage der Berechtigung der rhätischen Stufe. – *Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss.*, 4, 175–177, Wien 1978.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – *Geologica et Palaeontologica*, 4, 87–145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg 1970.
- TOUSSAINT, B.: Hydrogeologie und Karstgenese des Tennengebirges (Salzburger Kalkalpen). – *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, 23, 5–115, 17 Abb., 6 Tab., Taf. 1–14, Graz 1971.
- TRAUTH, F.: Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, 9, 77–86, 1 Abb., Taf. 8, Wien 1916.
- VOGELTANZ, R.: Baugeologischer Bericht über den Ausbau des Bauloses „Lammeröfen“, Lammertal-Bundesstraße (Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1975, 131–136, 2 Abb., Wien 1975.
- ZANKL, H.: Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. – *Z. dtsh. geol. Ges.*, 113, 446–462, 7 Abb., Hannover 1962.
- ZANKL, H.: Zur mikrofaunistischen Charakteristik des Dachsteinkalkes (Nor/Rhät) mit Hilfe einer Lösungstechnik. – *Z. dtsh. geol. Ges.*, 116, 549–567, 3 Phototaf., Hannover 1965.
- ZANKL, H.: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. – *Geol. Rdsch.*, 56, 128–139, 1 Abb., Stuttgart 1967.
- ZANKL, H.: Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – *Abh. senckenb. naturf. Ges.*, 519, 1–123, 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt/M. 1969 a.
- ZAPFE, H.: Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikums. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1959, 122–128, Wien 1959.

- ZAPFE, H.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). – I. Beobachtungen über das Verhältnis der Zlambach-Schichten zu den Riffkalken im Bereich des Großen Donnerkogels. – Verh. Geol. B.-A., 1960, 236–241, Wien 1960.
- ZAPFE, H.: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachstein, Oberösterreich). IV. Bisher im Riffkalk des Gosaukammes aufgesammelte Makrofossilien etc. – Verh. Geol. B.-A., 1962, 346–361, 2 Abb., Wien 1962.
- ZAPFE, H. (Hrsg.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., 2, 251 S., 42 Abb., 15 Tab., 12 Taf., Wien (Springer) 1974.
- ZIRKL, E. J.: Der Melaphyr von Hallstatt. – Jb. Geol. B.-A., 100, 137–178, Taf. 11–14, 5 Textabb., Wien 1957.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 29. Jänner 1979.



Die Lignitvorkommen Südostburgenlands

Von KARL NEBERT*)

Mit 10 Abbildungen, 6 Tabellen und 3 Tafeln (= Beilage 5)

Österreichische Karte 1:50.000
Blätter 137, 138, 167, 168, 193, 194

*Burgenland, Südost
Pannonisches Becken, Westrand
Südburgenländische Schwelle
Steirisches Becken, Ostrand
Braunkohle
Montangeologie
Pannonien, Pontien*

Schlüsselwörter

INHALT

Zusammenfassung	143
1. Einleitung	144
2. Regionalgeologische Lage des untersuchten Gebietes	146
3. Die neogene Schichtfolge	150
3.1. Die neogene Schichtfolge des Pannonischen Beckens und seines Westrandes	150
3.1.1. Die Schichtfolge des Pannonien (Unterpannon)	151
3.1.2. Die Schichtfolge des Pontien (Oberpannon)	153
3.2. Die neogene Schichtfolge der Südburgenländischen Schwelle	155
3.3. Die neogene Schichtfolge des Ostrand des Steirischen Beckens	163
4. Das Quartär	165
4.1. Pleistozäne Ablagerungen	165
4.2. Alluvionen	166
5. Der Bau des untersuchten Gebietes	166
6. Montangeologische Daten	169
6.1. Die Braunkohle des Westrandes des Pannonischen Beckens	169
6.1.1. Die lithostratigraphische Zusammensetzung der Lignit-Folge (op ₂)	169
6.1.2. Die brennstoffchemischen Eigenschaften der Kohle	171
6.1.3. Tiefenlage der Lignit-Folge (op ₂)	174
6.2. Die Braunkohle des Ostrand des Steirischen Beckens	175
7. Bildungsraum und Bildungsbedingungen der neogenen Kohle Südostburgenlands	176
Literaturnachweis	178

Zusammenfassung

Geographisch liegt das untersuchte Gebiet in Südostburgenland, regionalgeologisch im Bereiche dreier Groß-einheiten: des Steirischen Beckens, der Südburgenländischen Schwelle und des Pannonischen Beckens. Die Süd-burgenländische Schwelle, im tieferen Miozän noch Teil des Transdanubischen Festlandmassivs, wurde im Panno-nien und Pontien von diesem Massiv durch die Entwicklung des NE-SW streichenden Raabgrabens getrennt. Bis

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. K. Nebert, 8047 Graz, Riesstraße 58 B/9.

ins mittlere Pontien (Neogengliederung der zentralen Paratethys) war die Schwelle jedoch noch Festland bzw. eine große Insel und trennte das Steirische Becken vom Pannonischen Becken. Durch ein allmähliches Absinken wurde die Südburgenländische Schwelle am Anfang des oberen Pontien vom Wasser überflutet. Damit stellte sich auch eine großräumige Verbindung des Steirischen Beckens zum Pannonischen Becken her; das Steirische Becken wurde zur Randbucht des Pannonischen Beckens.

Während dieses Senkungsvorganges war der Ostrand der Südburgenländischen Schwelle im mittleren Pontien der Bildungsraum für Kohle. Günstige Bildungsbedingungen ermöglichten die Entstehung von etwa fünf bis sechs, im Durchschnitt 2 m starken Lignitbänken innerhalb einer 100 m mächtigen Schichtfolge. Die brennstoffchemischen Eigenschaften der Kohle (Wassergehalt 43%, Aschegehalt 19%, Schwefelgehalt 1%, Heizwert ca. 2000 kcal/kg), die zum Teil im Tagbau gefördert werden könnte, liegen noch im Bereiche einer Bauwürdigkeit.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit faßt die Ergebnisse kohlengeologischer Untersuchungen zusammen, die von mir (NEBERT, 1977 a, 1977 b und 1977 c) in den Sommermonaten der Jahre 1976 und 1977 im Rahmen des Forschungsvorhabens Nr. 2975 des BM f. W. u. F. in Südburgenland durchgeführt wurden. Es war Aufgabe des erwähnten Forschungsvorhabens, „Studien über Faziesverhältnisse, Stratigraphie und Tektonik österreichischer Tertiärbecken, insbesondere in Hinsicht auf ihre Kohleführung und Kohlehöffigkeit“ auszuführen.

Grundsätzlich lassen sich zwei Methoden bei der Braunkohlenprospektion anwenden: die indikative Prospektion und die deduktive Prospektion (LÜTTIG, 1968 und 1971, NEBERT, 1960).

Wie ihr Name besagt, stützt sich die indikative Prospektion auf Indikationen, die sich aus Kohlenausbissen, Brunnenbohrungen, Abbauen etc. ergeben. Mit Hilfe dieser Indikationen kann ein Rückschluß auf die eventuelle Kohlehöffigkeit des betreffenden Gebietes gezogen werden. Verbunden mit detaillierten kohlengeologischen Felduntersuchungen, die die Lithologie, Stratigraphie und Fazies der kohleführenden Schichtfolge zu klären haben, führt die indikative Methode zu einem Erfolg, der sich allerdings zumeist nur auf den engeren Bereich der Indikationen bezieht. Mit anderen Worten: der Erfolg dieser Methode beschränkt sich auf den Nachweis kleinerer Braunkohlenlagerstätten. Die deduktive Prospektion versucht mit Hilfe von großräumig angelegten lithologischen, stratigraphischen, paläontologischen, tektonischen und paläogeographischen Studien zu prüfen, ob in einem größeren Gebiet die Voraussetzungen für einen Bildungsraum und günstige Bedingungen für die Bildung von Braunkohle gegeben sind. Die deduktive Prospektion legt somit ihren Untersuchungen die genetischen Gesetzmäßigkeiten für die Kohlenbildung zugrunde (LÜTTIG).

Das zur Untersuchung gelangte Neogengebiet liegt im Südburgenland, entlang der österreichisch-ungarischen Staatsgrenze (Abb. 1). Im Norden wird es von der Schieferinsel von Rechnitz begrenzt (s. geol. Karte, Tafel 1), Süd- und Ostgrenze verlaufen entlang der erwähnten Staatsgrenze. Die Westgrenze fällt mit dem Westrand der topographischen Kartenblätter (1:50.000) Rechnitz (138), Eberau (168) und Csákánydóroszló (194) zusammen. Flächenmäßig umfaßt das Gebiet ein Areal von ca. 370 km².

Das bearbeitete Gebiet ist ein flachwelliges Hügelland mit Höhen, die um 300 m liegen. Im Nord- und Mittelabschnitt, dort wo das paläozoisch-kristalline Grundgebirge frei zutage tritt, erreichen einzelne Berge Höhen von über 400 m.

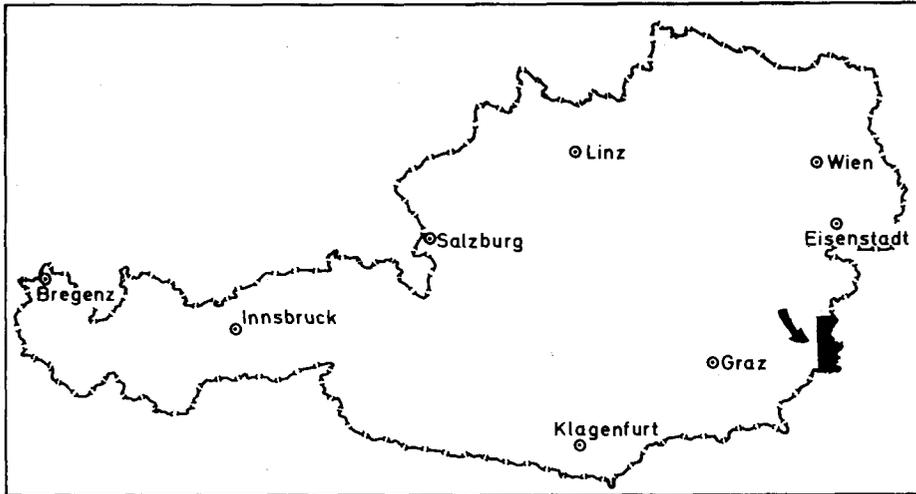


Abb. 1. Geographische Lage des Untersuchungsgebietes.

Ausgedehnte Areale des Gebietes werden von dichten Wäldern bedeckt. Wo dies nicht der Fall ist, erschweren Äcker und Wiesen mit ihrer Aufschlußarmut die geologische Feldarbeit. Im Bereich der paläozoisch-kristallinen Grundgebirgsinseln ermöglichen zahlreiche Steinbrüche einen Einblick in die lithologische Zusammensetzung und in den strukturellen Innenbau der einzelnen Gesteinskomplexe. Die wenigen Sand- und Schottergruben, die im neogenen Teil des Nord- und Mittelabschnittes auftreten, sind zumeist in Müllablagerungsgruben umgewandelt und gewähren keinen Zutritt. Lediglich der Südabschnitt (das Neogengebiet von Strem) des untersuchten Gebietes besitzt einige, zum Teil gute künstliche Aufschlüsse.

Hauptentwässerungsader ist die Pinka (s. geol. Karte). Sie fließt zunächst in annähernd W-E-Richtung, durchsägt in einem Durchbruchstal die Eisenberger Schieferinsel und wendet sich nach einem scharfen Knick nach Süden, gefolgt von einer breiten Alluvialebene. Von Norden und Westen her erhält die Pinka den Tauchenbach und den Strembach, beide begleitet von Alluvialebenen.

Das Konzept, das als Grundlage für die kohlengeologischen Untersuchungen in diesem geographisch umrissenen Raum dienen sollte, war eine kombinierte Anwendung der induktiven und deduktiven Arbeitsweise. Braunkohlen-Indikationen ergaben sich aus einigen Kohlenausbissen (REITHOFER, 1938, RUTTNER, 1949 a, und WINKLER-HERMADEN & RITTER, 1949), aus Brunnenbohrungen (EISENSTÄDTER, 1938) sowie aus einer begrenzten Bohrtätigkeit auf österreichischem Staatsgebiet (BERGBAU-BETRIEBS-GESELLSCHAFT, 1958 und 1959, LECHNER, 1955, PAPP & RUTTNER, 1952, und RUTTNER, 1949 b).

In den Jahren 1946/47 ließ die damalige Sowjetische Mineralöl-Verwaltung (SMV) im Raume Edlitz-Deutschschützen-Höll-Unterbildein-Oberbildein Strukturbohrungen (CF-Bohrungen) durchführen. Nach Auswertung der Bohrprofile dieses CF-Programms führte die Bergbau-Betriebs-Gesellschaft (BBG) 1954 die ersten und 1957 weitere Bohrungen im Raume Höll-Deutschschützen-Eberau aus (BERGBAU-BETRIEBS-GESELLSCHAFT, 1958,

LECHNER, 1955). Dank des Entgegenkommens der geologischen Abteilung der ÖMV-AG konnte ich Einsicht in die Ergebnisse des SMV-Counterflush-Programms nehmen. Auch die Bohrergebnisse der BBG standen mir zur Verfügung. Die Ergebnisse beider Bohrprogramme ließen sich lediglich als Kohlenindikationen und nicht für die kohlengeologische bzw. montangeologische Beurteilung des untersuchten Gebietes verwerten (NEBERT, 1977 a).

In den Jahren 1949/50 hatte die BERGBAU-FÖRDERUNGS-GESELLSCHAFT WIEN (BFG) im südlichen Raum von Rechnitz fünf Bohrungen (R 1–R 5, s. geol. Karte, Taf. 1) abgeteuft. Das Kernmaterial dieser Bohrungen wurde von RUTTNER (1949 b) und von PAPP & RUTTNER (1952) lithostratigraphisch und paläontologisch bearbeitet.

Eine montangeologische Aussage kann nur ein auf Kohle spezifisch ausgerichtetes Bohrprogramm machen, so wie es auf nachbarlichem ungarischen Boden vom Ungarischen Geologischen Staatsinstitut in Budapest in den vergangenen Jahren ausgeführt wurde. Das umfassende Bohrprogramm wurde in bohrtechnischer Hinsicht (durchgehend Kernbohrungen) und hinsichtlich der geologischen und geophysikalischen Betreuung der Bohrungen außerordentlich sorgfältig durchgeführt. Durch das freundliche Entgegenkommen der Direktion des Ungarischen Geologischen Staatsinstitutes in Budapest wurden mir in dankenswerter Weise über die Soproner Zweigstelle des Institutes im Rahmen eines Kooperationsabkommens mit der Geologischen Bundesanstalt in Wien die Profile und brennstoffchemischen Daten jener Bohrungen zur Verfügung gestellt, die sich in nachbarlicher Nähe zur österreichischen Staatsgrenze befanden. Mit den Ergebnissen dieser Bohrungen war auch die Grundlage für eine deduktive Prospektion gegeben.

Eine weitere Unterlage für die deduktive Methode erhielt ich von der geologischen Abteilung der ÖMV-AG in Form einer gravimetrischen Karte im Maßstab 1:200.000 des Burgenlandes, wofür herzlich gedankt sei. Diese Karte gestattete mir, die paläogeographischen Überlegungen zu untermauern.

Die Herren Prof. Dr. Felix Ronner, Direktor der Geologischen Bundesanstalt, und Dr. Otto Thiele, Leiter des Forschungsvorhabens Nr. 2975, haben meine Untersuchungen weitgehend unterstützt, wofür ich bestens danke.

2. Regionalgeologische Lage des untersuchten Gebietes

Regionalgeologisch liegt das untersuchte Gebiet im unmittelbaren Bereich der Südburgenländischen Schwelle sowie zu beiden Seiten dieser Schwelle (Abb. 2).

Die Südburgenländische Schwelle ist ein zum Großteil begrabener Rücken des vortertiären, paläozoisch-kristallinen Grundgebirges, der das eigentliche Pannonische Becken vom Steirischen Becken trennt (JANOSCHEK & GÖTZINGER, 1969, KOLLMANN, 1960 und 1965). Im untersuchten Gebiet setzt sich die Schwelle aus zwei bruchbegrenzten Teilssegmenten zusammen: dem Rechnitzer Segment und dem Eisenberger Segment (NEBERT, 1977 a und 1977 b). Das Rechnitzer Segment ist in südsüdwestlicher Richtung gekippt und tritt in der Rechnitzer Schieferinsel frei zutage. Das Eisenberger Segment hat eine überwiegend südgerichtete Kippung und ist in der Eisenberger Schieferinsel freigelegt. Der Tauchenbach ist die geographische Grenze zwischen beiden Segmenten. Das Eisenberger Segment der Südburgenländischen Schwelle scheint sich im Bereich des österreichisch-ungarischen Grenzgebietes südwärts zu verflachen und in das Pannonische

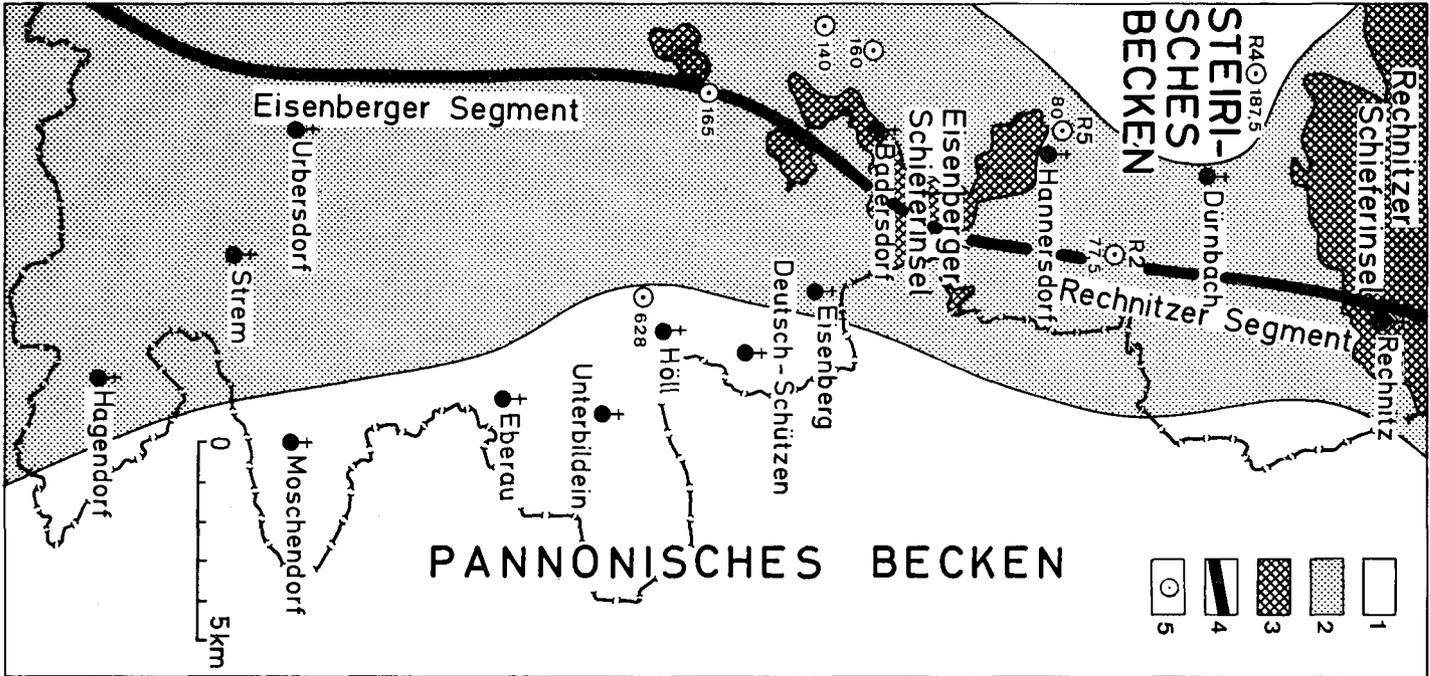


Abb. 2. Regionalgeologische Gliederung des untersuchten Gebietes. 1 = Neogen; 2 = neogenbedeckter Bereich der Südburgenländischen Schwelle; 3 = Ausbiss der Südburgenländischen Schwelle; 4 = Medianlinie der Südburgenländischen Schwelle; 5 = Bohrung mit Tiefenangabe des Grundgebirges.

Becken auszulaufen. Bei Güssing (in Abb. 2 nicht dargestellt) koppelt sich ein neues Schwellensegment, das Güssinger Segment, an das Eisenberger Segment an und setzt so den Verlauf der Südburgenländischen Schwelle südwestwärts fort. Der Strembach bildet die geographische Grenze zwischen dem Eisenberger und Güssinger Segment.

Der Verlauf der Südburgenländischen Schwelle im untersuchten Gebiet ließ sich mit Hilfe einer von der ÖMV angefertigten gravimetrischen Karte festlegen. In Abb. 2 ist die Kulminationsachse und die ungefähre Breite der Schwelle wiedergegeben.

Die Ostabdachung der Südburgenländischen Schwelle geht allmählich in den Westrand des Pannonischen Beckens über. Jene österreichischen Gebietsabschnitte, die sich östlich der Pinka bis zur österreichisch-ungarischen Staatsgrenze erstrecken (s. geol. Karte), gehören bereits zum Westrand (westungarischen Randgebiet) des Pannonischen Beckens.

Westwärts dacht sich die Südburgenländische Schwelle zum Ostrand des Steirischen Beckens ab. Lediglich ein geringer Teil dieses Ostrandes des Steirischen Beckens befindet sich innerhalb des untersuchten Gebietes (Abb. 2).

Demzufolge liegt das bearbeitete Gebiet zum überwiegenden Teil im Bereich der Südburgenländischen Schwelle sowie des Westrandes des Pannonischen Beckens und zu einem kleinen Teil im Bereich des Ostrandes des Steirischen Beckens.

Als paläomorphologisches Bauelement hat die Südburgenländische Schwelle während des Jungtertiärs nicht nur bei der großräumigen Gestaltung des Steirischen und Pannonischen Beckens eine eminente Rolle gespielt, sondern bestimmte zu verschiedenen Zeiten auch den Bildungsraum für Braunkohlen. Aus diesem Grund soll ihre paläographische Entwicklung während des Neogens etwas eingehender besprochen werden.

Ihr Vorhandensein wurde erstmals 1913 von L. LOCZY (zitiert nach K. KOLLMANN, 1965) erkannt. Er gab ihr den Namen „Transdanubische Schwelle“.

Ihre heutige Bezeichnung erhielt die Südburgenländische Schwelle von A. WINKLER-HERMADEN (1921, 1927, 1951), der auch ihre paläogeographische Bedeutung bei der Herausbildung des Steirischen und des Pannonischen Beckens hervorhob. Eine eingehende Beschreibung ihrer neogenen Entwicklungsgeschichte finden wir bei K. KOLLMANN (1960 und 1965), der wiederholt darauf hinweist, daß diese Schwelle Räume verschiedener Absenkungsgeschichte scheidet, wie die Mächtigkeits- und Faziesvergleiche zwischen den gleichaltrigen Ablagerungen des Steirischen und des Pannonischen Beckens zeigen. An der Beckenfüllung des Steirischen Beckens beteiligen sich mächtige Ablagerungen des Unter- und Mittelmiozäns (im Sinne der neu aufgestellten Neogenstufen der zentralen Paratethys) und lediglich eine dünne Decke obermiozäner und pliozäner Sedimente. Demgegenüber sind die unter- und mittelmiozänen Ablagerungen im Pannonischen Becken auf Tieferrinnen beschränkt, und die obermiozänen und pliozänen Sedimente erreichen erhebliche Mächtigkeiten (KOLLMANN, 1960 und 1965).

Noch im Otnangien und Karpatien (Helvet) war die Südburgenländische Schwelle Bestandteil des landfesten westpannonischen Massivs (JANOSCHEK, 1957, KOLLMANN, 1960 und 1965, VADÁSZ, 1960), das den gesamten Raum Transdanubiens (M. VENDEL, 1960) einnahm. Wie sedimentpetrographische Untersuchungen an der Bohrung Übersbach 1 (WOLETZ, 1960) zeigten, war das Westpannonische Massiv zu jener Zeit Abtragungs- und Liefergebiet für das Steirische Becken. Der Sedimenttransport erfolgte vom Westpannonischen Massiv (Mesozoikum der Ungarischen Mittelgebirge) hauptsächlich in Richtung des Steirischen Beckens. Dieser paläogeographische Zustand dauerte bis ins mittlere Badenien (KOLLMANN). Mit dem Oberbadenien und dem Sarmatien beginnt im Westabschnitt

des Westpannonischen Massivs eine schwache und schmale Absenkung, die sich später zum Raabgraben entwickeln wird. Die Sedimentzufuhr erfolgt im Steirischen Becken weiterhin überwiegend aus dem Osten.

Der Raabgraben ist eine über 200 km lange, bis zu 2000 m tiefe und NE-SW streichende Rinne, die das Murbecken mit dem Becken von Győr verbindet (VADÁSZ, 1960, DANK & KOKAI, 1969). Durch die langsame Herausbildung des Raabgrabens wird die Südburgenländische Schwelle allmählich vom Westpannonischen Massiv isoliert, wenngleich schmale Landbrücken zwischen Schwelle und Massiv bestanden haben müssen.

Eine weitgehende Isolierung (etwa in Form einer SW-NE-streichenden Halbinsel oder Insel) vom Westpannonischen Massiv erfährt die Südburgenländische Schwelle jedoch erst im Verlaufe des Pannoniens. Als Vorgang müssen wir uns eine langsame Absenkung randlicher Gebiete des Steirischen und ausgedehnter Teile des Pannonischen Beckens vorstellen. Diese Absenkung führte zur Vertiefung des Raabgrabens (-rinne) und im oberen Pontien zur völligen Überflutung der Südburgenländischen Schwelle (NEBERT). Erst im oberen Pontien stellt sich also die großräumige Verbindung des Steirischen Beckens mit dem Pannonischen Becken her; das Steirische Becken wird zur Randbucht des Pannonischen Beckens.

Während des gesamten Miozäns und bis zum oberen Pontien war die Südburgenländische Schwelle demnach Trockenland mit einem lebhaften Relief, wie dies von den im Bereich der Schwelle niedergebrachten Bohrungen (Abb. 2) nachgewiesen wird.

Das Aufbrechen des kristallinen und paläozoischen Grundgebirges aus der neogenen Sedimentdecke in der Rechnitzer Schieferinsel und der Eisenberger Schieferinsel ist auf jungtektonische Kippungsvorgänge mit nachträglicher Erosion zurückzuführen. Der Gesteinsbestand dieser beiden Schieferinseln wurde von verschiedenen Autoren (z. B. F. KÜMEL, 1957, W. POLLAK, A. PAHR) bearbeitet. Über das Alter dieser Gesteine und deren Position im Orogen der Ostalpen haben sich u. a. F. KÜMEL (1957), A. PAHR (1955, 1963, 1971, 1972 und 1973), W. POLLAK (1962), W. J. SCHMIDT (1954, 1956 a und 1956 b) und A. TOLLMANN (1976, 1977 und 1978) befaßt. Im Rahmen vorliegender Arbeit wird auf eine Diskussion über die Gesteinszusammensetzung und den Bau der beiden Schieferinseln verzichtet.

Wie eingangs gezeigt wurde, gehören die neogenen Sedimente des untersuchten Gebietes regionalgeologisch zu drei Groseinheiten, nämlich zum Steirischen Becken, zur Südburgenländischen Schwelle und zum Westrand des Pannonischen Beckens.

In zahlreichen Publikationen hat A. WINKLER-HERMADEN das Neogen des Steirischen Beckens untersucht und in einigen Monographien (1951, 1957) dargestellt. Neuere, detaillierte Angaben über die neogene Schichtfolge und den Bau des Steirischen Beckens finden wir bei FLÜGEL & HERITSCH (1968) und vor allem bei K. KOLLMANN (1960 und 1965). Beobachtungen und Untersuchungen, die sich auf das Neogen der Südburgenländischen Schwelle beziehen, enthalten die Arbeiten von P. HERMANN (1976), F. KÜMEL (1953 und 1957), PAPP & RUTNER (1952), A. RUTNER (1949 a und 1949 b), F. SAUERZOPF (1950 und 1952), A. F. TAUBER (1952) und R. WEINHANDL (1965). Untersuchungen über die Kohleführung des Neogens im Bereich der Südburgenländischen Schwelle bringen die Arbeiten von A. PAPP & A. RUTNER (1952) sowie jene von K. NEBERT (1977 a, 1977 b und 1977 c). Das Neogen des Pannonischen Beckens wird ausführlich von E. VADÁSZ (1960) in seinem Werk „Geologie von Ungarn“ behandelt. Eine Neogen-Lithostratigraphie des Westrandes des Pannonischen Beckens,

die auf den Ergebnissen eines umfangreichen Bohrprogramms fußt, hat S. JASKÓ (1973, 1975 und 1976) veröffentlicht.

3. Die neogene Schichtfolge

Die Beschreibung der neogenen Schichtfolge erfolgt im vorliegenden Bericht auf lithostratigraphischer Basis. Eine Korrelation der ausgeschiedenen lithostratigraphischen Einheiten mit dem in den letzten Jahren für die zentrale Paratethys aufgestellten biostratigraphischen bzw. chronostratigraphischen System (A. PAPP, 1960 und 1969, A. PAPP et al, 1968, PAPP & STEININGER, 1973, PAPP & STEININGER & RÖGL, 1971, SENES, 1960 und 1971, F. STEININGER, 1977, STEININGER & RÖGL & MARTINI, 1976) soll lediglich als Versuch gewertet werden. Dies um so mehr, als die Grenzziehungen zwischen Sarmatien, Pannonien und Pontien noch mit Fragezeichen behaftet sind (vgl. STEININGER & RÖGL & MARTINI, 1976).

Im vorhergehenden Kapitel wurde gezeigt, daß das untersuchte Gebiet im Sedimentationsraum dreier Großeinheiten, nämlich des Pannonischen Beckens, der Südburgenländischen Schwelle und des Steirischen Beckens liegt, und daß diese regionalgeologischen Großräume während des Jungtertiärs eine unterschiedliche Entwicklung mitgemacht haben. Es ist daher angebracht, bei der Besprechung der neogenen Schichtfolge die drei Sedimentationsräume (Westrand des Pannonischen Beckens, Südburgenländische Schwelle und Ostrand des Steirischen Beckens) gesondert zu behandeln.

3.1. Die neogene Schichtfolge des Pannonischen Beckens und seines Westrandes

In den letzten Jahren wurde vom Ungarischen Geologischen Staatsinstitut (s. Einleitung) am Westrand des Pannonischen Beckens ein umfangreiches Explorationsprogramm auf Lignit durchgeführt. Die lithostratigraphischen und kohlengeologischen Ergebnisse dieses Bohrprogramms sind z. T. in deutschen (JASKÓ, 1973 und 1975) und z. T. in ungarischen Fachzeitschriften (JASKÓ, 1976, OSWALD, 1977) veröffentlicht. Die mir vom Ungarischen Geologischen Staatsinstitut zur Verfügung gestellten Bohrprofile lieferten feinstratigraphische Ergänzungen, insbesondere was die Zusammensetzung der Kohlen-Folge betrifft.

Im vorliegenden Bericht habe ich versucht, sowohl die ungarischen als auch die österreichischen Bohrdaten (BERGBAU-BETRIEBS-GESELLSCHAFT, 1958 und 1959, BERGBAU-FÖRDERUNGS-GESELLSCHAFT WIEN, 1959, PAPP & RUTTNER, 1952, und RUTTNER, 1949 b) zu verarbeiten, wobei als Grundlage die von den ungarischen Geologen aufgestellte Lithostratigraphie (JASKÓ) diene. Sie fußt in der Hauptsache auf den Ergebnissen des erwähnten Bohrprogramms.

Die ungarischen Geologen benutzen noch die alte Stufengliederung und unterteilen die neogene Schichtfolge des abgebohrten Gebietes in Pannon und Levantin, wobei diese beiden Stufen, wie früher üblich, ins Pliozän gestellt werden. Aus Zweckmäßigkeitsgründen wird die ungarische lithostratigraphische Gliederung im vorliegenden Bericht beibehalten. Doch soll, wie bereits erwähnt, versucht werden, die lithostratigraphisch ausgeschiedenen Einheiten mit dem für die zentrale Paratethys aufgestellten bio- bzw. chronostratigraphischen System zu korrelieren.

Levantine Sedimente wurden in einigen Bohrungen des Gebietes von Torony (NEBERT, 1977 a) durchteuft (s. Bohrungen P 13, P 14, J 48 und J 49 des Profils A–B sowie Bohrungen J 51 und J 52 des Profils C–D, Taf. 2). Im untersuchten Gebiet sowie im unmittelbar anschließenden ungarischen Nachbargebiet fehlen levantine Sedimente.

Die weitere Unterteilung des Pannons im westungarischen Raum erfolgt in Unterpannon und Oberpannon (s. Tabelle 1). Gemäß dem für die zentrale Paratethys neu aufgestellten Neogen-System entspricht das westungarische Unterpannon, wie wir noch sehen werden, dem Pannonien, und das westungarische Oberpannon dem Pontien.

3.1.1. Die Schichtfolge des Pannonien (Unterpannon)

Im Innern des Pannonischen Beckens liegen die Schichten des Pannonien (Unterpannon) direkt über fossilführendem Sarmatien. Lithostratigraphisch wird das westungarische Unterpannon (Pannonien) in vier Schichtfolgen (= Formationsglieder) unterteilt (s. Tabelle 1, die Symbolbezeichnungen stammen von mir).

Zuunterst liegt eine Ton-Folge (up_1) mit *Congeria banatica* als Leitform. Darüber folgt eine Tonmergel-Folge (up_2) mit *Congeria ornithopsis*. Eine neuerliche Ton-Folge (up_3) enthält *Congeria partschi* als charakteristisches Fossil. Eine Ton-Sand-Folge (up_4) mit *Congeria subglobosa* und *C. unguilacprae* schließt die unterpannonische Schichtfolge im Beckeninnern ab. Auf Grund ihres Fossilgehaltes lassen sich die ausgeschiedenen lithostratigraphischen Glieder zunächst mit den von A. PAPP (1951) für das Wiener Becken aufgestellten biostratigraphischen Zonen korrelieren. Die up_1 -Folge wird mit Zone A (*Melanopsis impressa*) korreliert. Die Tonmergel-Folge (up_2) wäre der Zone B des Wiener Beckens gleichzustellen. Die up_3 -Ton-Folge entspricht der Zone C. Die Ton-Sand-Folge (up_4) schließlich würde die Zonen D und E des Wiener Beckens enthalten (JASKÓ, 1975). Bezogen auf das für die zentrale Paratethys neu entworfene biostratigraphische Neogensystem würde diese lithostratigraphische Schichtfolge dem Pannonien (A. PAPP, 1960 und 1969, PAPP & STEININGER & RÖGL, 1971) entsprechen (s. Tabelle 1) und dem Obermiozän angehören (PAPP, 1969, PAPP & STEININGER & RÖGL, 1971, STEININGER, 1977, STEININGER & RÖGL & MARTINI, 1976).

Am Westrand des Pannonischen Beckens (s. Tabelle 1) beißt das Pannonien (Unterpannon) nirgends aus. Die erwähnten ungarischen Bohrungen (s. Profile A–B und C–D in Tafel 2) wurden bereits im Pontien (Oberpannon) eingestellt, so daß ein Nachweis über das Vorhandensein oder das Fehlen des Pannonien (Unterpannon) im Untergrund nicht erbracht wurde. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, daß das Pannonien (Unterpannon) am Westrand des Pannonischen Beckens (s. Tabelle 1) fehlt. Dies geht aus einem geologischen Profil hervor, das JASKÓ (1975, Abb. 1) für den Lignitzug Westungarns veröffentlicht hat. Darin liegt das Pontien (Oberpannon) unmittelbar über dem paläozoischen Grundgebirge. Das Pannonien (Unterpannon) tritt erst gegen das Innere des Pannonischen Beckens auf.

Die BFG-Bohrung R 1 liegt etwa im Übergangsbereich zwischen der Südburgenländischen Schwelle und dem Westrand des Pannonischen Beckens (Profil G–H, Taf. 3). PAPP & RUTTNER (1952) haben die Bohrung bearbeitet und scheiden in ihr auch ein Mittelpannon, Zone E (= oberes Unterpannon up_4 nach der ungarischen Gliederung) aus, obwohl für die Bohrung keine Fossilien angegeben werden. Es ist jedoch unwahrscheinlich, daß Bohrung R 1 in die Ton-Sand-Folge (up_4) eingedrungen ist. Vielmehr muß auf Grund der Mächtigkeit

Tabelle 1

WIENER BECKEN		STEIRISCHES BECKEN	OSTRAND DES STEIR. BECKENS	SÜDBURGENLÄNDISCHE SCHWELLE	WESTRAND DES PANNON. BECKENS	PANNONISCHES BECKEN
nach PAPP 1951 PAPP et al. 1971		nach KOLLMANN 1965 (geändert u. vereinf.)	nach PAPP & RUTTNER (geändert)	nach NEBERT 1977	nach JASKÓ 1975	nach JASKÓ 1975
PONTIEN	BUNTE TONE u. SANDE Obere Lignitserie	TONE	Lignitlagen	S A N D - F O L G E (op ₃)		OBERPANNON
	BLAUE TONE <i>Viviparus</i>		Taborer Schotter	Lignitlagen <i>Gastropodenfauna</i> Basalschotter	Lignitlagen <i>Unio wetzleri</i> u. <i>Viviparus</i>	
	TONE u. SANDE Lignit (Zillingdorf u. Neufeld)	LIGNIT-FOLGE (op ₂) Lignitlagen	TON-SAND-FOLGE (op ₁) <i>Congeria neumayri</i>	Karstrelief	LIGNIT-FOLGE (op ₂) <i>Prosodacna vutskitsi</i> , <i>Congeria batatonica</i> Lignitkomplex Torony, Höll-Deuttschschützen	
	<i>Congeria neumayri</i> <i>Congeria croatica</i>				TON-SAND-FOLGE (op ₁) <i>Congeria neumayri</i>	
PANNONIEN	INZESDORFER TON	TONE u. SANDE	TON-SAND-FOLGE (up ₄) <i>Limnocardien</i>		TON-SAND-FOLGE (up ₄) <i>Congeria subglobosa</i> <i>Congeria unguilacaprae</i>	UNTERPANNON
	<i>Congeria partschi</i>	SCHOTTER u. SANDE	TON-FOLGE (up ₃) <i>Congeria partschi</i>			
	<i>Congeria ornithopsis</i>	TONMERGEL <i>Congeria ornithopsis</i>	TONMERGEL-FOLGE (up ₂) <i>Congeria ornithopsis</i>			
	<i>Melanopsis impressa</i>		TON-FOLGE (up ₁) <i>Congeria banatica</i>			

keitsangaben (JASKÓ) angenommen werden, daß die Bohrung R 1 lediglich die Ton-Sand-Folge (op_1) des Pontien erreicht hat (Profil C–H, Taf. 3) und dort eingestellt wurde.

3.1.2. Die Schichtfolge des Pontien (Oberpannon)

Das mehrfach erwähnte Bohrprogramm auf ungarischem Staatsgebiet ermöglichte es, für den Westrand des Pannonischen Beckens eine klare und einfache lithostratigraphische Gliederung des Oberpannon (Pontien) durchzuführen (JASKÓ, 1975 und 1976).

Zuunterst liegt, konkordant über der Ton-Sand-Folge up_4 des Pannonien (Unterpannon), eine rund 200 m mächtige Ton-Sand-Folge (op_1) mit *Congeria neumayri* als Leitfossil. Im untersuchten Gebiet beißt die Ton-Sand-Folge (op_1) nirgends aus. In den mir von ungarischer Seite zur Verfügung gestellten Bohrprofilen (s. Taf. 2) wurden die Bohrungen bereits vor dem Erreichen der Ton-Sand-Folge (op_1) eingestellt.

Über der Ton-Sand-Folge (op_1) liegt ein Lignitkomplex (JASKÓ, 1975), den ich im folgenden unter der Bezeichnung Lignit-Folge (op_2) führen werde. Als Leitfossilien fungieren *Prosodacna vutskitsi* und *Congeria balatonica*.

Der lithologische Aufbau der Lignit-Folge ist insofern heterogen, als er aus einer 150 m mächtigen Wechsellagerung von Sanden, sandigen Tonen und Tonen besteht. Kalkstein und grobklastisches Material fehlen der Lignit-Folge. Dafür treten in ihr verschieden starke Kohlschichten auf. In den mir zur Verfügung gestellten Bohrprofilen ist das Auftreten der Kohlen nicht an ein und dasselbe stratigraphische Niveau gebunden, sondern wechselt von Bohrprofil zu Bohrprofil. Eine Parallelisierung der einzelnen Kohlschichten stößt deshalb auf Schwierigkeiten. Dennoch kommt der Lignit-Folge eine kohlengeologische und wohl auch wirtschaftliche Bedeutung im Gebiet von Torony (Ungarn), Höll, Deutschschützen, Ober- und Unterbildein zu (NEBERT, 1977).

JASKÓ meint, daß die Lignitflöze von Höll–Deutschschützen und Torony gleichaltrig seien mit jenen von Zillingdorf und Neufeld des Wiener Beckens.

Die Lignit-Folge beißt im österreichischen Anteil des Westrandes des Pannonischen Beckens nur in Form eines schmalen Streifens südöstlich von Eisenberg (s. geol. Karte, Taf. 1) aus. Dieser Streifen wird im Westen von den Sanden der op_3 -Folge begrenzt. Im Osten werden die Schichten der Lignit-Folge von den Alluvionen der Pinka bedeckt. Innerhalb dieses Streifens liegt, etwa 800 m SE von Eisenberg entfernt, eine aufgelassene Sandgrube (Aufschl. 1, Taf. 1), die heute mit Müll aufgefüllt ist. In ihr kann man deutlich 15–20 cm starke Lignitlagen erkennen, die zweifelsohne dem oberen Abschnitt der Lignit-Folge (op_2) angehören. Die Lignitlagen wechsellagern mit Tonen und Sanden. Außerdem ist zu sehen, wie die Schichtfolge durch mehrere Verwerfer gestört ist.

Unter der quartären Schotterdecke der Pinka-Ebene haben etliche Bohrungen der BBG die kohleführende Lignit-Folge (op_2) nachgewiesen (s. Bohrungen B 12, B 13 und B 18 in Profil A–B und Bohrungen B 14 und B 16 in Profil C–D, Taf. 2). Die Ergebnisse dieser Bohrungen zeigen, daß die Lignit-Folge (op_2) innerhalb des österreichischen Gebietes eine ähnliche lithologische Zusammensetzung hat, wie jene des westungarischen Randgebietes des Pannonischen Beckens: In wechsellagernden Sanden, tonigen Sanden und Tonen treten verschieden starke Kohlschichten auf.

Das Oberpannon (Pontien) wird am Westrand des Pannonischen Beckens mit der Sand-Folge (op_3) abgeschlossen. Sie besteht überwiegend aus Sanden und sandigen Tonen. Als Leitfossilien kommen *Unio wetzleri* und *Viviparus* vor.

Der Sand-Folge sind ein bis zwei Lignitlagen eingeschaltet (s. Bohrungen P 13, P 14, J 48 und J 49 im Profil A–B sowie Bohrungen J 51 und J 52 im Profil C–D, Taf. 2). Sie würden der „Oberen Lignitserie“ des Wiener Beckens entsprechen (JASKÓ). Die Lignitlagen der Sand-Folge (op_3) haben keine wirtschaftliche Bedeutung. Die Mächtigkeit der Sand-Folge wird von den ungarischen Geologen mit 200 m angegeben.



Abb. 3. Blaugraue Sande der Sand-Folge (op_3), überlagert von pleistozänen Schottern (Aufschl. 3, 1 km NE Oberbildein, s. geol. Karte, Taf. 1).

Im österreichischen Anteil des Westrandes des Pannonischen Beckens beißen die Sande der op_3 -Folge im Gebiet der Ortschaften Ober- und Unterbildein aus (s. geol. Karte). In zwei Sandgruben (Aufschl. 3 und 4, Taf. 1) sind sie freigelegt. Es handelt sich hierbei um blaugraue Sande (Abb. 3), die zum Teil kreuzgeschichtet sind (Abb. 4), und die von pleistozänen Schottern überlagert werden. Im Gebiet der Alluvialebene der Pinka wurden die Schichten der Sand-Folge (op_3) zum Großteil wegerodiert bzw. sie liegen unter den Alluvionen der Pinka.

JASKÓ hat versucht, die lithostratigraphische Unterteilung des westungarischen Oberpannon mit der für das Wiener Becken von A. PAPP (1951) aufgestellten biostratigraphischen Zonengliederung zu korrelieren. Danach entsprechen die einzelnen lithostratigraphischen Folgen des westungarischen Oberpannon im großen und ganzen den Zonen F, G und H, wenn auch die Grenzen im einzelnen nicht genau übereinstimmen (s. Tabelle 1). So entspricht die op_1 -Folge etwa dem unteren Abschnitt der Zone F des Wiener Beckens. Die

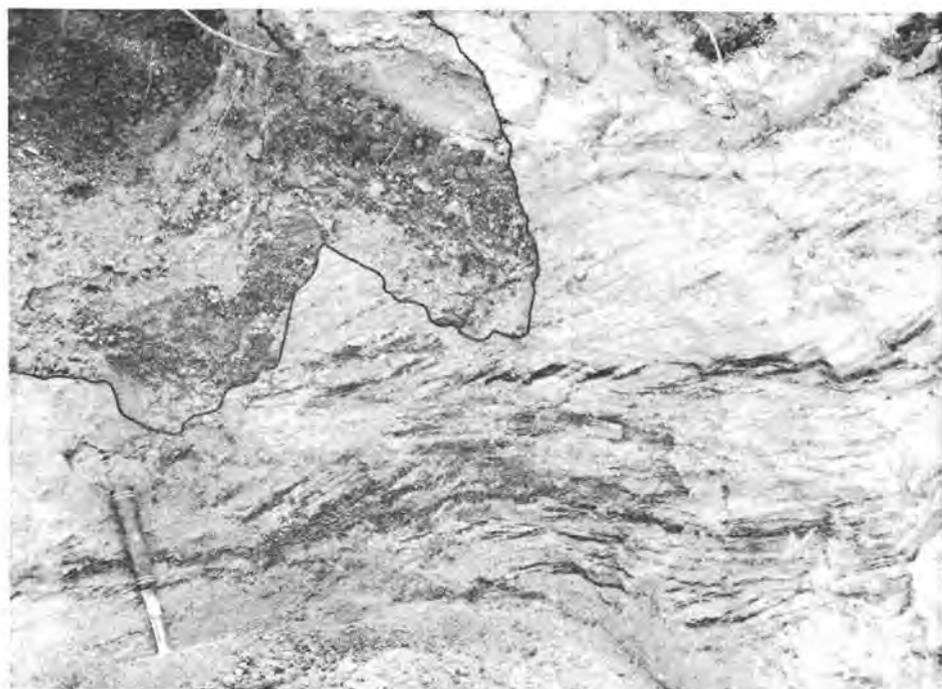


Abb. 4. Kreuzgeschichtete Sande der Sand-Folge (op_3). Linke obere Ecke: quartäre Schotterrinne (Aufschl. 4, ca. 2,5 km SSE Unterbildein; s. geol. Karte, Taf. 1).

Lignit-Folge (op_2) wird mit dem oberen Abschnitt der Zone F plus dem unteren Abschnitt der Zone G korreliert. Mit der Sand-Folge (op_3) mit ihren Leitfossilien *Unio wetzleri* und *Viviparus* wäre ein Korrelat zum oberen Abschnitt der blauen Tone mit *Viviparus* der Zone G und zu den bunten Tonen und Sanden der Zone H des Wiener Beckens gegeben.

Damit besteht die Möglichkeit, die drei lithostratigraphischen Glieder (Ton-Sand-Folge op_1 , Lignit-Folge op_2 und Sand-Folge op_3) des westungarischen Oberpannon mit der neu aufgestellten Gliederung des Neogens der zentralen Paratethys zu korrelieren. Sie wären dem Pontien (A. PAPP, 1960, PAPP & STEININGER & RÖGL, 1971) zuzuordnen und würden den Großteil des obersten Miozäns einnehmen (PAPP, 1969, PAPP & STEININGER & RÖGL, 1971, STEININGER, 1977, STEININGER & RÖGL & MARTINI, 1976).

Die lithostratigraphische Dreigliederung des Pontien (Oberpannon) Westungarns läßt sich auch auf das unmittelbar westlich angrenzende österreichische Neogengebiet übertragen. Für diese Annahme sprechen die konstruierten Profile A–B und C–D (Taf. 2). Damit muß aber für diesen österreichischen Anteil des Westrandes des Pannonischen Beckens auch das Fehlen des Pannonien (Unterpannon) angenommen werden.

3.2. Die neogene Schichtfolge der Südburgenländischen Schwelle

Die Südburgenländische Schwelle hat, wie wir eingangs sahen, eine Sonderentwicklung mitgemacht. Während nahezu der ganzen Neogenzeit war sie Trockenland. Erst im

oberen Pontien wurde die Schwelle vom Süßwasser überflutet, wobei die Sand-Folge (op_3) zur Ablagerung gelangte. Demzufolge fehlt der Südburgenländischen Schwelle nicht nur das Pannonien, sondern auch die Ton-Sand-Folge (op_1) und die Lignit-Folge (op_2) des Pontien.

Die Sedimentdecke der Südburgenländischen Schwelle baut das Hügelland zwischen der Rechnitzer Schieferinsel und dem Strembach auf. Südlich des Strembaches zieht sich die Sedimentdecke, desgleichen ein sanftes Hügelland bildend, bis zur österreichisch-ungarischen Staatsgrenze (geol. Karte, Taf. 1) dahin.

An der Basis dieser Sedimentfolge ist ein Schotterzug entwickelt. Seine Komponenten sind gerundet, erreichen die Größe einer Faust und bestehen überwiegend aus Quarz. Dieser Basalschotter konnte an vielen Stellen beobachtet werden. Instruktive Aufschlüsse liegen jedoch am nördlichen Rand des Eisenberger Segments, entlang des Durchbruchtales der Pinka.

Etwa 0,5 km SE von Woppendorf befindet sich ein aufgelassener Steinbruch (Aufschl. 5, geol. Karte). Das Grundgebirge besteht aus Grünschiefer und bildet eine etwa 20 bis 25 m steile Wand. Über einem welligen Paläorelief, das in die Grünschiefer (Abb. 5, gs) eingeschnitten ist, liegt zunächst eine bis zu 2 m stark werdende, rötlich gefärbte sandige Verwitterungsschicht (a). Darüber folgt der Schotterzug (b), der im Mittel 1 m stark ist und überwiegend aus bis faustgroßen, gut gerundeten Quarz-Komponenten besteht. Die



Abb. 5. Über dem vorneogenen Grundgebirge (gs = Grünschiefer) liegt eine ca. 2 m starke sandige Verwitterungslage (a) und eine ca. 1 m starke Schotterbank (b). c = Sande der op_3 -Folge (Aufschl. 5, aufgelassener Steinbruch 0,5 km SE Woppendorf).

Quarzerölle sind in einer sandigen Matrix eingebettet. Über dem Schotterhorizont folgen rötlich gefärbte Sande der Sand-Folge (op₃).

Auch beim nächsten Aufschluß 6 (0,5 km S Burg) handelt es sich um einen aufgelassenen Steinbruch im Pinkatal. Dort liegt direkt über den Grünschiefern des Grundgebirges eine 1–2 m starke Schotterlage, die bis faustgroße, gut gerundete Komponenten enthält. Die Gerölle bestehen überwiegend aus Quarz, jedoch treten untergeordnet auch Schieferrundlinge auf.

Etwa 1,5 km SSE von der Ortschaft Burg liegt ein Steinbruch (Aufschl. 7), in dem Grünschiefer für den Straßenbau gebrochen werden. Auch dort ist der erwähnte Basal-schotter, unmittelbar über dem Grundgebirge liegend, zu sehen. Er bildet eine etwa 2,5 m starke Schotterbank, die überwiegend aus gut gerundeten, bis hühnereigroßen Quarzelementen zusammengesetzt ist. Schiefergerölle spielen eine untergeordnete Rolle. Die Gerölle sind in einer rostbraunen Sandmatrix eingebettet.

Als letztes Beispiel sei noch Aufschluß 8 erwähnt. Er befindet sich nahe zur ungarischen Grenze im Pinkatal, und zwar am Südrand des Schandorfer Waldes. Über dem gut aufgeschlossenen Grundgebirge (Grünschiefer) tritt eine wenige Meter starke Schotterbank auf. Die nur mäßig gerundeten, bis hühnereigroßen Komponenten bestehen überwiegend aus Quarz.

Der Schotterzug an der Basis der Sand-Folge (op₃) läßt sich auf den Äckern gut verfolgen. So z. B. über dem Grundgebirge des Königsberges (südlich Hannersdorf), wo er in einigen Schottergruben (Aufschl. 9) aus faustgroßen, mäßig bis schlecht gerundeten, überwiegend aus Quarz bestehenden Komponenten zusammengesetzt ist. Schließlich tritt der Schotterzug über dem Grundgebirge in gleicher lithologischer Ausbildung nördlich von Hannersdorf (geol. Karte, Taf. 1) auf.

Von den in den Jahren 1949/50 von der BFG im südlichen Raum von Rechnitz niedergebrachten fünf Bohrungen liegen drei (R 1, R 2 und R 5, s. geol. Karte) im Bereich der Südburgenländischen Schwelle. Von den drei Bohrungen hat R 2 das Grundgebirge in einer Tiefe von 77,5 m und R 5 in einer Tiefe von 80 m erreicht (s. Abb. 2). Gleich über dem Grundgebirge wurde der Basalschotter der op₃-Folge in einer Mächtigkeit von 15 bis 25 m durchteuft (R 5 in Profil E–F, Taf. 3).

Über dem Basalschotter folgen hellgelbe bis rostbraune, zum Teil sehr glimmerreiche, fein- bis mittelkörnige Sande oder tonige Sande. Die verwitterte Oberfläche der Sande hat eine charakteristische ockergelbe, zuweilen auch rostbraune Farbe. Die Sande führen häufig Zwischenlagen von blaugrauen sandigen Tonen oder reinen Tonen, die desgleichen mit einer ockergelben Farbe verwittern. Die Tonzwischenlagen enthalten stellenweise Kalkkondensationen. Die Schichtung ist gut bis mittelmäßig ausgebildet.

Im Bereich des Rechnitzer Segments der Südburgenländischen Schwelle (s. Abb. 2) gibt es kaum einen Aufschluß, der Einblick in die Lithologie und Lagerungsverhältnisse der op₃-Schichtfolge gewährt. Auf den Äckern läßt sich lediglich der lithologische Charakter der Sedimente vermuten. Demgegenüber treten vor allem im Südabschnitt des untersuchten Gebietes (südlich des Strembaches) einige gute Aufschlüsse, zumeist stillgelegte Sandgruben, auf, in denen man den lithologischen Charakter der Feinsande und der zwischengelagerten Tone gut studieren kann. Als Beispiele seien Aufschluß 10 (Nordausgang von Heiligenbrunn) mit glimmerreichen Feinsanden und überlagernden rostbraunen Grob-

sanden, Aufschluß 11 (1 km SE Deutsch-Bieling) mit Sandlagen verschiedenster Korngrößen und Aufschluß 12 (zwischen Sumetendorf und Heiligenbrunn) mit Feinsanden und graublauen Toneinschaltungen angeführt.

In der Sand-Folge (op_3) treten in verschiedenen stratigraphischen Niveaus Schotterzüge und -schnüre in unbestimmbaren Mächtigkeiten auf. Im Gelände ließen sie sich wegen der dichten Waldbedeckung auf größere Strecken hin nicht verfolgen und wurden infolgedessen auf der geologischen Karte nicht ausgeschieden.



Abb. 6. Feinschotterlagen in rostbraun verwitterten Sanden der op_3 -Folge (Aufschl. 13, 800 m SW Sumetendorf).

Besonders typisch ist das Auftreten von Feinschotterlagen im obersten Abschnitt der Sand-Folge (op_3). Hierbei handelt es sich um erbsen- bis haselnußgroße, mäßig gerundete Quarzkomponenten (Abb. 6), die in zumeist rostbraun angewitterten Sanden eingebettet sind. Die Mächtigkeit dieser Schotterlagen liegt gewöhnlich unter 1 m. Im Neogengebiet südlich des Strembaches scheinen diese Feinschotterlagen recht verbreitet zu sein (Aufschl. 13, 800 m SE Sumetendorf). Wald und Wiesen verhindern jedoch ihre kontinuierliche Auskartierung.

Kohlenschmitzen und wirtschaftlich unbedeutende Kohlenlagen treten auch in der Sand-Folge (op_3) der Südburgenländischen Schwelle auf. Sie wurden beispielsweise in der BFG-Bohrung R 2 festgestellt. Die Stärke der Kohlenlagen liegt zumeist unter 50 cm. Nur selten treten Kohlenlagen auf, deren Mächtigkeit 50 cm überschreitet.

Das geologische Alter der Sedimentdecke der Südburgenländischen Schwelle ließ sich mit Hilfe von Fossilien festlegen. In unmittelbarer Nähe des aus paläozoischen Kalken und Dolomiten aufgebauten Grundgebirges treten an der Basis der Sedimentdecke fossilführende Süßwasserkalke auf. Sie wurden an drei Stellen gefunden.

Der erste Fundpunkt (Aufschl. 14, s. geol. Karte) befindet sich im Gebiet des Hohensteinmais-Berges. Aus dem gelblichgrauen Süßwasserkalk wurden die Formen *Planorbis* (*Odontogyrorbis*) *krambergeri krambergeri* HALAVATS, *Pomatias conicus* KLEIN, *Klikia* sp. und *Gastrocopta* sp. bestimmt und mit der Eichkogelfauna (A. WINKLER, 1927 b, und F. KÜMEL, 1957) bzw. mit der Zone H des Wiener Beckens (K. KOLLMANN, 1965) parallelisiert.

Das zweite Vorkommen (Aufschl. 15, s. geol. Karte) liegt im Hangenden des Kalkschiefer-Grundgebirges in einem aufgelassenen Steinbruch in der Nähe des Georgshofes (KÜMEL, 1957, POLLAK, 1962). Der Süßwasserkalk enthielt eine *Cepaea*-Art, die auch in der obengenannten Eichkogelfauna vorkommt, womit der betreffende Süßwasserkalk desgleichen in die Zone H gestellt werden kann.

Das dritte fossilführende Süßwasserkalk-Vorkommen wurde von SAUERZOPF (1950 und 1952) entdeckt und von KÜMEL (1957) eingehender beschrieben. Das Vorkommen liegt südlich von Hannersdorf, und zwar am Südhang des Königsberges (Aufschl. 17, geol. Karte). Aus dem hellgrauen, rauhen Süßwasserkalk hat SAUERZOPF folgende Fossilien gesammelt: *Strobilops* cf. *constata* CLESSIN, *Pomatias* sp. (? *P. conicus* KLEIN), *Carychium sandbergeri* HANDMANN, *Carychium berthae* HALAVATS, *Anisus confusus* SOOS, *Planorbis thiollierei* MICHAUD, *Gastrocopta suevica* SANDBERGER, *Gastrocopta acuminata acuminata* KLEIN, *Clausilia* sp., *Gyalina roemeri* ANDREAE, *Milax fonyodensis* LÖRENTHEY, *Helix* sp. und *Limnaea* (*Galba*) *halavatsi* WENZ. Diese relativ reiche Fossilgesellschaft entspricht jener des Eichkogels und soll gleichaltrig mit der weiter unten zu beschreibenden Fauna aus dem Süßwasseropal des Csaterberges sein, die KÜMEL (1957) in die Zone H stellt.

Der von F. KÜMEL (1957) ausführlich beschriebene Opalfels des Csaterberges (Aufschl. 16, geol. Karte) liegt direkt über dem Serpentin-Grundgebirge und an der Basis der Sedimentfolge. Der Opalfels steht in randlicher Verbindung mit tonigen Sanden. Er wird als eine Randbildung des jungpannonischen Süßwassersees aufgefaßt. Aus ihm hat KÜMEL die folgenden tierischen Versteinerungen gesammelt: *Cepaea* (*Megalotachea*) sp., *Planorbis* (*Anisus*) cf. *confusus* SOOS und *Limnaea* sp. Diese Faunula wurde desgleichen in die Zone H des Wiener Beckens eingestuft (KÜMEL, 1957). An pflanzlichen Versteinerungen wurden aus dem Opalfels folgende Blatt- bzw. verkieselte Holzreste bekannt: *Taxodioxylon taxodioides* CONWENTZ, *Cupressoxylon panonicum* (UNGER) FELIX, *Fraxinus excelsior* L., *Quercinium staudi* FELIX, *Qu. helictoxylodes* FELIX, *Alunoxylon vasculosum* FELIX, *Tilia* sp. und *Lillia viticulosa* UNGER. Es sind dies Vertreter von Taxodien, Sequoien, Sumpfpfyzypressen, Eschen und Eichen.

Aus den bisherigen Darlegungen über die Sedimentdecke der Südburgenländischen Schwelle zwischen der Rechnitzer Schieferinsel und dem Strembach (= Rechnitzer Segment und Eisenberger Segment) sowie südlich von diesem geht eindeutig hervor, daß deren jungtertiäre Schichtfolge aus den Sedimenten der Sand-Folge (op₃) aufgebaut ist. Die Sand-Folge (op₃) wird mit dem oberen Abschnitt der Zone G und mit der Zone H des Wiener Beckens parallelisiert (JASKÓ, Tabelle 1), was von den aufgesammelten Fossilien auch bestätigt wird. Die Sand-Folge (op₃) würde somit die Zeitspanne des oberen Pontien umfassen.

Die op_3 -Schichtfolge beginnt mit einem Basalschotter, der stratigraphisch dem Taborer Schotter (KOLLMANN, WINKLER-HERMADEN) entsprechen würde. Der Basalschotter liegt, soweit dies durch Aufschlüsse und Bohrungen belegt werden konnte, direkt über dem Grundgebirge. Eine bis über 200 m mächtig werdende Sedimentfolge, überwiegend aus Sand bestehend, bildet das Gros der op_3 -Folge, in deren obersten Abschnitt (besonders im Bereich des Hügellandes südlich des Strembaches) ein Feinschotterzug auftritt, den man mit dem Silberberg-Schotter (KOLLMANN, WINKLER-HERMADEN) parallelisieren könnte. Daraus ist zu folgern, daß im Bereich des Rechnitzer und Eisenberger Segments der Südburgenländischen Schwelle das gesamte Pannonien sowie die Ton-Sand-Folge (op_1) und Lignit-Folge (op_2) des Pontien fehlt, denn zu jener Zeit war die Südburgenländische Schwelle Trockenland. Folgende Beobachtungen stützen zusätzlich diese Deutung.

Eine fossile Karstlandschaft im Bereich der Eisenberger Schieferinsel wurde erstmalig von F. KÜMEL (1953) aus einem Kalk-Steinbruch von Burg beschrieben. Schotter und Lehme des Oberpannon (Pontien) bedeckten eine stark verkarstete Oberfläche des aus paläozoischen Kalksteinen bestehenden Grundgebirges. Der Aufschluß war durchsetzt von dicht stehenden und mannsdicken Schloten (= geologische Orgeln), die mit Schotter gefüllt waren. Das Alter der Karstbildungen wird von KÜMEL mit mittel- oder altpannonisch (= Pannonien) angegeben. Leider sind diese Karstformen dem Abbau zum Opfer gefallen.

Eine ähnliche fossile Karstlandschaft liegt über den Kalkstein- und Dolomitmassen, die den Hohensteinmais-Berg südlich von Kirchfidisch (bzw. Kohfidisch) aufbauen. Das betreffende Gebiet ist übersät mit kleinen und großen Dolinen. Der Kalkstein wurde z. T. zum Kalkbrennen abgebaut (BACHMAYER & ZAPFE, 1969).

Im Steinbruch von Kirchfidisch (Aufschl. 2, geol. Karte) wurde durch den Abbau ein fossiles Karstrelief freigelegt. Man erhält dort guten Einblick in dessen morphologische Ausbildung (Abb. 7). Der paläozoische Kalkstein ist an der fossilen Reliefoberfläche buchstäblich zerfressen. Im linken Bildabschnitt (Abb. 7) sieht man eine Residuallage (r), bestehend aus noch nicht ganz zersetzten Kalksteinblöcken. Darüber folgt eine mehrere Meter (2–3 m) starke grobklastische Lage (g). Deren Kalkstein-Fragmente erreichen die Größe einer Faust und stecken in einer blaugrauen Tonmatrix. Eine etwa 10 cm starke hellweiße Tonschicht (Bentonit?) trennt die grobklastische Lage von darüberfolgenden grünlichgrauen, sandigen Tönen (ca. 50 cm). Die Schichtfolge schließt mit einem ca. 50 cm starken, rostbraunen, sandigen, lateritähnlichen Ton (Terra rossa) ab. Die Schichten fallen flach nach ESE ($105^\circ/15^\circ$) ein.

Aus einer ähnlichen Schichtfolge, die über dem Dolomit- bzw. Kalkstein-Grundgebirge des gleichen Steinbruchs von Kirchfidisch (Kohfidisch) lag, haben BACHMAYER & ZAPFE (1969 und 1972) Zähne von *Dinotherium giganteum* KAUP, *Testudo*-Bruchstücke und die fossilen Schnecken *Carychium bertae* (HALAVATS), *Tacheocampylaea* (*Mesodontopsis*) *doderleini* (BRUSINA) und *Planorbis* (*Anisus*) *confusus* SOOS gesammelt. Das Dinotherium, vor allem aber die Schnecken wären kennzeichnend für einen Oberpannon (Pontien). BACHMAYER & ZAPFE (1969) halten den Lehm mit den Schildkrötenresten für ein Moor-Sediment.

An einer anderen Stelle des gleichen Steinbruchs von Kirchfidisch (Aufschl. 2, geol. Karte) ist eine Brandungsbrekzie (Abb. 8) aufgeschlossen. Sie besteht aus leicht verfestigten, unsortierten und kaum gerundeten Fragmenten des Kalkstein-Grundgebirges. Eine deutliche Schichtung ist vorhanden. Zwei Messungen ergaben ein mittelsteiles Einfallen der

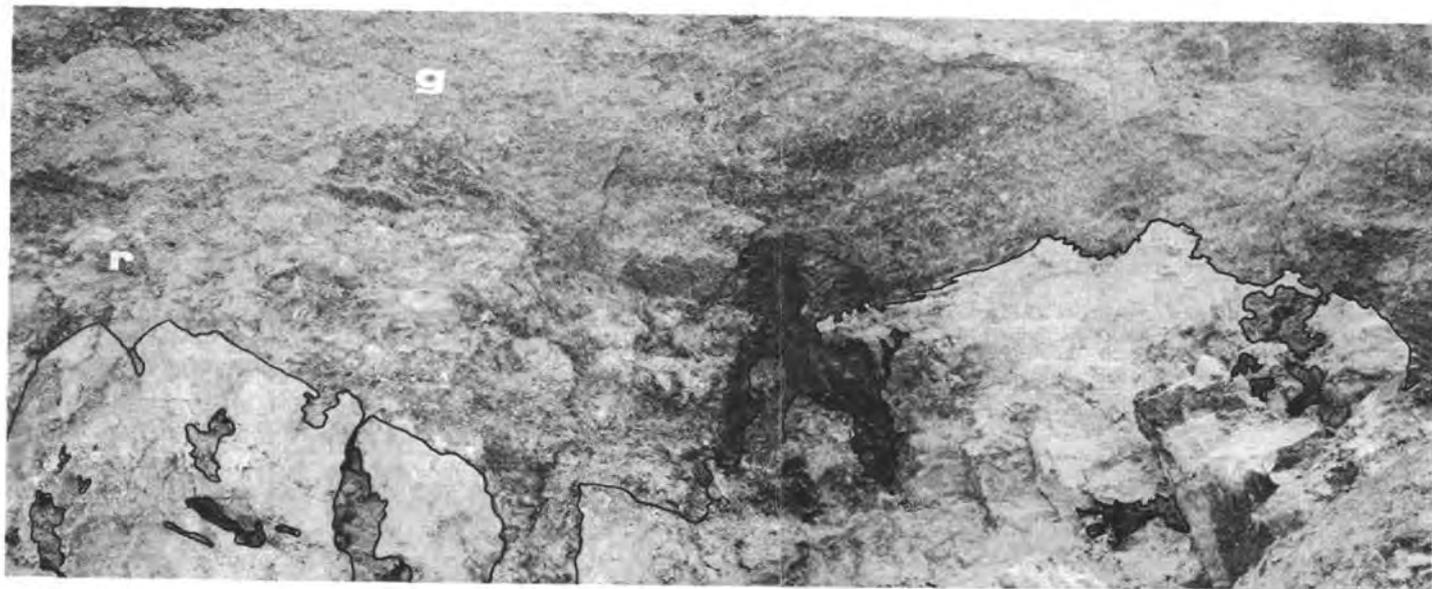


Abb. 7. Fossiles Karstrelief über paläozoischen Kalksteinen und Dolomiten, Steinbruch bei Kirchfisch. Erläuterung im Text.



Abl. 8. Brandungsbrekzie (br) des Pontien über einem fossilen Karstrelief in paläozoische Kalke (p) eingeschnitten. Steinbruch von Kirchfidisch (Aufschl. 2, geol. Karte).

Schichten nach NNE ($018^{\circ}/35^{\circ}$, $025^{\circ}/40^{\circ}$). Die Brandungsbrekzie scheint über der vorstehend beschriebenen Schichtfolge zu liegen.

Aus den Höhlen und Spaltenfüllungen der beschriebenen fossilen Karstlandschaft von Kirchfidisch (bzw. Kohfidisch) wurde eine reiche Fauna von Klein- und Großsäugetieren, Reptilien (Schlangen) und Amphibien von BACHMAYER & ZAPFE (1958 und 1960) gesammelt. Die Bestimmung dieser Fauna (BACHMAYER & ZAPFE, 1969, BACHMAYER & WILSON, 1970) ergab Oberpannon, Zone F des Wiener Beckens, d. h., das Alter dieser Höhlenfauna müßte mit Unterpontien festgelegt werden und würde somit mit jenem der

Eichkogel-Fauna des Wiener Beckens identisch sein. Dieser Einstufung haben sich neuerdings auch STEININGER & RÖGL & MARTINI, 1976) und STEININGER (1977) angeschlossen.

Wenn nun die Höhlenfüllung auf Grund ihres paläontologischen Inhaltes der Zone F angehört, wäre sie mit der Ton-Sand-Folge (op_1) des westungarischen Randgebietes des Pannonischen Beckens zu korrelieren (s. Tabelle 1). Die Höhlen selbst, in denen die Wirbeltierreste aufgesammelt wurden, müßten infolgedessen älter als Zone F sein. Mit anderen Worten: Der Beginn der Verkarstung muß ins Unterpannon (ungarische Gliederung) bzw. ins Pannonien (Neogengliederung der zentralen Paratethys) verlegt werden. Die vorhin beschriebene, unmittelbar über dem Karstrelief liegende Schichtfolge ließe sich sodann in den oberen Abschnitt der Zone F plus unteren Abschnitt der Zone G (s. Tabelle 1) stellen und mit der Lignit-Folge (op_2) des westungarischen Randgebietes des Pannonischen Beckens korrelieren. Die Brandungsbrekzie schließlich würde ein Äquivalent des Basalschotter der Sand-Folge (op_3) darstellen.

Alle diese Beobachtungen sprechen für Festlandverhältnisse der Südburgenländischen Schwelle (innerhalb des untersuchten Gebietes) während des gesamten Pannonien und eines Teiles des Pontien. Mit dem mittleren Pontien (op_2) setzt ein Senkungsvorgang im Bereich der Schwelle ein. Es kommt zu randlichen, geringmächtigen Sumpfbildungen. Im oberen Pontien führt der Senkungsvorgang zur totalen Überflutung der Südburgenländischen Schwelle. Damit gelangte die Schwelle in den Sedimentationsbereich des Pannonischen und Steirischen Beckens. Während einer kontinuierlichen Sedimentation werden überwiegend Sande (Sand-Folge op_3) abgelagert. An der Basis dieser Sande liegt eine Schotterlage (Basalschotter). Örtlich begünstigte das Kalkstein-Grundgebirge die Entstehung von fossilführenden Süßwasserkalken, die über dem Grundgebirge oder in dessen unmittelbaren Nähe und an der Basis der op_3 -Sand-Folge auftreten.

3.3. Die neogene Schichtfolge des Ostrandes des Steirischen Beckens

Wie eingangs gezeigt wurde, nehmen am Bau des untersuchten Gebietes drei regional-geologische Einheiten teil. Außer dem bereits besprochenen Westrand des Pannonischen Beckens und der besprochenen Südburgenländischen Schwelle hat noch das Steirische Becken einen geringen Anteil am Aufbau des Untersuchungsgebietes, wobei es sich um den Ostrand dieses Beckens handelt.

Von den 5 Bohrungen, die von der BFG im Raume Rechnitz niedergebracht und von PAPP & RUTTNER (1952) untersucht wurden, befinden sich lediglich die Bohrungen R 3 und R 4 (s. geol. Karte) im Bereich des Ostrandes des Steirischen Beckens. Von den beiden Autoren wurde Bohrung R 4 für eine detaillierte paläontologische und lithologische Untersuchung gewählt, da diese Bohrung bis ins vortertiäre Grundgebirge vordrang, so daß ein vollständiges Bohrprofil erstellt werden konnte. Im folgenden soll Bohrung R 4 ausführlich besprochen werden.

Das Grundgebirge wurde in einer Tiefe von 187,5 m erreicht. Über dem Grundgebirge lag ein Basisschotter (ohne Mächtigkeitsangabe). Darüber folgte ein etwa 6,5 m starkes Sedimentpaket, in dessen oberen Abschnitt eine relativ reiche Fauna auftrat. Unter den angeführten Fossilien waren es vor allem die Arten *Limnocardium* aff. *boeckhi* HALAVATS und *Candona sieberi* MEHES¹, welche die Einstufung dieses Schichtpaketes in Zone D (nach der

¹ Heute: *Hungarocypris auriculata* (REUSS)

Gliederung im Wiener Becken, PAPP, 1951) ermöglichten. In einer Tiefe von 121 m bis 139 m trat eine Fauna auf, die nach den beiden Autoren weitgehend jener des Halbbrack entspricht, wie sie im Wiener Becken in der Zone E anzutreffen ist. Im unteren Abschnitt dieses 18 m starken Schichtpaketes trat in einer Tiefe von 128 m eine Bank mit *Congeria neumayri* ANDRUSOV auf. Diese Bank kann als ein stratigraphischer Bezugshorizont betrachtet werden, der es ermöglicht, die Schichtfolge des Ostrandes des Steirischen Beckens mit jener des Westrandes des Pannonischen Beckens (ungarische Gliederung, JASKÓ) zu parallelisieren. Die Unterkante der betreffenden Bank mit *Congeria neumayri* stellt die Trennungslinie zwischen Unter- und Oberpannon (ungar. Gliederung) bzw. zwischen Pannonien und Pontien (Neogengliederung der zentralen Paratethys) dar (s. Bohrung R 4, Profile E-F und G-H, Taf. 3). Die im Liegenden dieser Bank auftretenden Sedimente wären mit der Ton-Sand-Folge (up_4) des Pannonien (Unterpannon) zu korrelieren. Die Bank selber und die unmittelbar darüberliegenden Sedimente würden sodann der Ton-Sand-Folge (op_1) des Pontien (Oberpannon) angehören, die als Leitfossil *Congeria neumayri* führt (s. Tabelle 1).

Als zweiter stratigraphischer Bezugshorizont kann jener Schotterzug betrachtet werden, der in Bohrung R 4 in einer Tiefe von ca. 40 m bis 80 m und in einer Stärke von 40 m auftritt (R 4 in Profil E-F und G-H). Er ist zweifelsohne identisch mit dem Basalschotter der Sand-Folge (op_3) des ungarischen Oberpannon (Pontien). Jener stratigraphische Säulenabschnitt, der zwischen der Unterkante des Basalschotters und der Unterkante der Bank mit *Congeria neumayri* liegt, wird von den Sedimenten der Ton-Sand-Folge (op_1) und der Lignit-Folge (op_2) eingenommen. In der Tat, in Bohrung R 3 (Profil E-F, Taf. 3) ist die Lignit-Folge durch Braunkohlenlagen (bis zu 2 m stark) und -schmitzen vertreten. Den überwiegenden Teil dieses Säulenabschnittes stellen PAPP & RUTTNER auf Grund seines Fossilegehaltes in die Zone F des Wiener Beckens. Er würde somit dem Unterpontien (Neogengliederung der zentralen Paratethys) entsprechen.

Im Sedimentationsraum des Ostrandes des Steirischen Beckens treten somit ähnliche, wenn nicht identische lithostratigraphische Einheiten auf wie am Westrand des Pannonischen Beckens (Tabelle 1). Nur beginnt am Ostrand des Steirischen Beckens die Sedimentation (mit der up_4 -Folge) bereits im oberen Pannonien (Unterpannon, ungar. Gliederung). Es folgt sodann die Sedimentation der Ton-Sand-Folge (op_1) und der Lignit-Folge (op_2) des Pontien (Oberpannon, ungar. Gliederung). Während einer kurzen Trockenlegungsphase, die sich in den Profilen (E-F und G-H, Taf. 3) in Form einer schwachen Diskordanz äußert, fallen Teile der Lignit-Formation (op_2) der Abtragung zum Opfer. Durch eine neuerliche Überflutung kommt es zur Ablagerung der Sand-Folge (op_3), an deren Basis ein Schotterzug ein lithotypes Charakteristikum darstellt. Mit dieser letzten Überflutung wird die Verbindung zwischen dem Steirischen Becken und dem Pannonischen Becken hergestellt (Profil G-H, Taf. 3).

Die von den beiden Bohrungen R 3 und R 4 durchteufte Schichtfolge ist recht eintönig. Sie besteht vorwiegend aus hellgrauen, in den tieferen Schichten auch grünlichgrauen Mergeln und Tonmergeln, denen Tone, Sande und Feinschotter zwischengeschaltet sind (PAPP & RUTTNER).

Von den durch die beiden Bohrungen R 3 und R 4 durchteuften lithostratigraphischen Einheiten des Pannonien und Pontien beißen im untersuchten Gebiet lediglich die op_2 -Folge und op_3 -Folge aus. Die op_2 -Folge streicht nördlich von Kotezicken, entlang der

linken Talflanke der Pinka, in Form einer schmalen Zone aus (s. geol. Karte, Taf. 1). Über ihr liegt der Basalschotter der Sand-Folge (op_3). Er läßt sich im Gelände gut verfolgen und wurde auf der geologischen Karte entsprechend ausgeschieden. In Form eines Bandes folgt der Basalschotter auch der Nordflanke des Tauchenbaches, zwischen den Ortschaften Welgersdorf und Hannersdorf. Bei Hannersdorf liegt der Schotter direkt über dem Grundgebirge, das regionalgeologisch bereits der Südburgenländischen Schwelle angehört. Die Sand-Folge (op_3) besteht aus einer monotonen Schichtfolge von Mergeln, sandigen Mergeln, Tonen, sandigen Tonen und Sanden, die überwiegend grau gefärbt sind. Das gesamte Areal nördlich des Tauchenbaches wird über Tage von der Sand-Folge (op_3) eingenommen.

4. Das Quartär

Es soll an dieser Stelle hervorgehoben werden, daß es nicht Ziel und Aufgabe des Forschungsprogramms war, im bearbeiteten Gebiet quartärgeologische Untersuchungen oder geomorphologische Studien durchzuführen. Die folgenden Beobachtungen beziehen sich lediglich auf die lithologische Beschaffenheit der quartären Ablagerungen, die zumeist in Verbindung mit Terrassen oder Verebnungsflächen auftreten.

Die quartären Ablagerungen des Arbeitsgebietes lassen sich in pleistozäne Ablagerungen und in rezente Alluvionen gliedern.

4.1. Pleistozäne Ablagerungen

Fast alle ungarischen Bohrungen haben am Westrand des Pannonischen Beckens pleistozäne Ablagerungen durchteuft. Dieselben bestehen aus Schotter und Sand mit darüberliegendem Lehm. Die Mächtigkeit dieser quartären Bildungen liegt zumeist unter 10 m (s. Bohrungen P 13, P 14, J 48 und J 49 im Profil A-B sowie J 51 und J 52 im Profil C-D, Taf. 2). Eine größere Mächtigkeit haben die pleistozänen Ablagerungen im Gebiet östlich der Pinka, wo sie 15 m überschreiten können (Profil A-B und C-D, Taf. 2).

Gute Aufschlüsse findet man in drei bis vier Sandgruben östlich der Ortschaften Ober- und Unterbildein sowie Eberau (Aufschl. 3 und 4, Taf. 1). Dort liegen die pleistozänen Sedimente über den blaugrauen Sanden der Sand-Folge (op_3) des Pontien (Abb. 3 und 4). Sie bestehen aus Schotter, Sand und Lehm. Die Schotter sind locker gepackt und enthalten gut gerundete, bis hühnereigroße Quarzgerölle, die in einer Sandmatrix stecken. Die Sande sind zumeist mittel- bis grobkörnig und führen stellenweise ein schwarzes, wahrscheinlich manganreiches Pigment, das in Form von horizontalen Lagen den pleistozänen Ablagerungen ein gebändertes Aussehen verleiht. Ein gelber Lehm nimmt in diesem Gebietsabschnitt die größte Fläche ein.

Ähnliche pleistozäne Sedimente sind in zwei Sandgruben (Aufschl. 18) östlich von Moshendorf aufgeschlossen. Auch dort erreichen die locker gepackten, gut gerundeten Quarzgerölle die Größe eines Hühnereis und stecken in einer tonig-sandigen Matrix.

Im Bereich der Südburgenländischen Schwelle sind die pleistozänen Ablagerungen zumeist an Terrassen oder an Verebnungsflächen gebunden.

Im Nordabschnitt des untersuchten Gebietes, im Bereich des Rechnitzer Segments, treten ein paar aufgelassene Schottergruben (Aufschl. 19, 20 und 21, geol. Karte) auf. In all diesen Gruben bestehen die faust- bis kopfgroßen, mittelmäßig gerundeten Komponenten etwa zu gleichen Teilen aus Quarz und Schiefergesteinen (Grünschiefer). Letztere zeigen zumeist eine bessere Rundung als die Quarz-Komponenten. Sortierung und Klassierung sind schlecht. Die Matrix wird von tonigen Sanden geliefert.

In der etwa 1 km S von Rechnitz gelegenen Schottergrube (Aufschl. 22) sind desgleichen pleistozäne Schotter aufgeschlossen. Bis überfaustgroße Komponenten aus Quarz und kristallinen Schiefen stecken in einer tonig-sandigen Matrix. VAN HUSEN (zitiert nach HERRMANN, 1975) meint, daß es sich bei diesem Schotter um einen glazialen Schuttkegel handelt, der spätestens dem Mindel entsprechen müßte. „Während verwitterungsgeschützte Teile des Kegels noch aus Kristallinschutt bestehen, hat in exponierten Teilen eine intensive Verwitterung (Großes Interglazial?) nur noch gelb bis rot angefärbte Quarz- und Quarzitkomponenten übriggelassen“ (HERRMANN, 1975).

Zu erwähnen wäre noch der rezente bis subrezente Schuttmantel, der die Rechnitzer Schieferinsel nahezu kontinuierlich umgibt. Der Mantel besteht aus einem Blockschutt, dessen Elemente überkopfgroße Dimensionen erreichen können. Die Hauptbestandteile des Schutts sind Schiefergesteine des Rechnitzer Kristallins. Quarz-Komponenten treten untergeordnet auf. Der Schutt geht in die pleistozänen grobklastischen Ablagerungen über und ist von diesen kartenmäßig nicht zu trennen. Aus diesem Grund wurde er desgleichen als „Pleistozän“ ausgeschieden.

Im südlichen Abschnitt des untersuchten Gebietes sind die pleistozänen Ablagerungen an eine ausgedehnte Verebnungsfläche gebunden. Die Verebnungsfläche ist im Durchschnitt 1,5 km breit und nimmt die Nordflanke des Stremtales ein (s. geol. Karte, Taf. 1). Ihr topographisches Niveau liegt zwischen 210 und 230 m. Die pleistozänen Sedimente der Verebnungsfläche bestehen aus gelben Lehmen, tonigen Feinsanden und aus vereinzelt auftretenden Schotterlagen. Die nur aus Quarz bestehenden Komponenten des Schotters sind schlecht bis mäßig gerundet und erreichen die Größe eines Hühnereies. Die Sandmatrix ist rostbraun gefärbt. Einen guten Einblick in die Lithologie und in die Lagerungsverhältnisse dieser pleistozänen Ablagerungen gewährt Aufschluß 23 (800 m NW Luisling, geol. Karte). Eine schwarz getönte Mn-Bänderung durchzieht in waagrechter Richtung den Aufschluß.

4.2. Alluvionen

Entlang von Haupt- und Nebenentwässerungsadern findet man Alluvionen als jüngste Ablagerungen. Besonders breite Alluvialebenen haben sich entlang des Tauchen- und Strembaches sowie der Pinka entwickelt. Die Alluvionen bestehen zumeist aus umgelagertem neogenen Material (Schotter, Sande und Lehme). Wie die Bohrungen diesseits und jenseits der österreichisch-ungarischen Grenze gezeigt haben, liegt die Mächtigkeit der Alluvionen unter 10 m.

5. Der Bau des untersuchten Gebietes

Im Bereich des Westrandes des Pannonischen Beckens herrschen im allgemeinen ruhige Lagerungsverhältnisse innerhalb der Schichten des Pontien. Dies geht aus den konstru-

ierten Profilen hervor (A–B und C–D, Taf. 2). In den betreffenden Profilen ließ sich das Einfallen der Schichten des Pontien mit 1–2° nach SE ermitteln. Im Bereich der Alluvialebene der Pinka nimmt das Einfallen geringfügig zu, bleibt jedoch immer unter 5°.

Die Südburgenländische Schwelle stellt in baueologischer Hinsicht ein Bruchschollengebiet dar. Auf diesen Schollenbau hat bereits KÜMEL (1957) hingewiesen. Die einzelnen Schollen werden von einem Bruchsystem abgegrenzt, dessen Brüche NW-SE, NE-SW und N-S ausgerichtet sind.

Eine N-S-verlaufende Dislokation trennt den Westrand des Pannonischen Beckens von der Südburgenländischen Schwelle. An diese Bruchlinie ist die Genese der breiten Alluvialebene des Unterlaufs der Pinka (österr.-ungar. Grenze) gebunden (s. geol. Karte, Taf. 1). Im folgenden wird diese Dislokation unter der Bezeichnung Pinka-Linie geführt.

Der Lauf von zwei Hauptentwässerungsadern im Bereich der Südburgenländischen Schwelle, nämlich der Lauf des Tauchenbaches sowie jener des Strembaches, sind an NW-SE-streichende Dislokationen gebunden. Sie erhalten den Namen des betreffenden Baches: Tauchen-Linie und Strem-Linie. Der Mittellauf der Pinka (bereits außerhalb des auf der geol. Karte dargestellten Gebietes) ist desgleichen an eine NW-SE-streichende Dislokation gebunden. Bei Kotezicken (s. geol. Karte) schwenkt die Pinka, wahrscheinlich von einer NE-SW-streichenden Bruchlinie vorgezeichnet, nach NE ein, ehe sie die Eisenberger Schieferinsel durchbricht.

Die oben beschriebenen Dislokationen begrenzen auch die beiden Segmente der Südburgenländischen Schwelle. So ist beispielsweise die Tauchen-Linie die Südgrenze des Rechnitzer Segments und die Nordgrenze des Eisenberger Segments. Die Strem-Linie ist die Südgrenze des Eisenberger Segments.

Die Segmente bzw. die einzelnen Grundgebirgsschollen haben entlang der genannten Brüche eine SSE- bis SE-Kippung erfahren (s. das nichtüberhöhte Profil E–F der Taf. 3). Durch diesen Kippungsvorgang wurde der NW-Rand des Eisenberger Segments höher geschaltet und das Grundgebirge durch die Erosion entblößt. Das Alter der Kippung muß mit „post-Pontien“, vielleicht mit Pliozän oder Wende-Pliozän-Quartär angenommen werden, denn innerhalb der Sand-Folge (op_3) erzeugte die Kippung Schichtverstellungen und Kleinverwerfer mit Sprunghöhen bis zu 2 m (Abb. 9). In unmittelbarer Nähe der Schieferinsel von Eisenberg wurden die Schichten des Pontien (Sand-Folge op_3) flexurartig verbogen und später abgetragen. Aus diesem Grund fallen die op_3 -Schichten am NW-Rand der Eisenberger Schieferinsel mittelsteil nach NW und an deren Südostrand mittelsteil nach SE und E ein. Weiter südwärts wird das Einfallen der op_3 -Schichtfolge zunehmend flacher (1–5°).

Das relativ junge Alter der Kippung des Eisenberger Segments findet seinen Ausdruck auch in der Entwicklung des Entwässerungsnetzes sowie in der Morphologie des Segments. Der gesamte Bereich des Segments wird durch SE-ausgerichtete Nebenbäche der N-S-fließenden Pinka bzw. durch SSE-ausgerichtete Nebenbäche des Strembaches entwässert (s. geol. Karte). Der Strembach selbst hat einen ausgesprochenen asymmetrischen Talquerschnitt. Die betont flache Nordflanke wird von einer 1,5 km breiten pleistozänen Verebnungsfläche eingenommen, die zwischen 210 und 230 m liegt, während die Südflanke aus der bei 200 bis 210 m liegenden Alluvialebene des Strembaches abrupt auf 320 m hinauf-



Abb. 9. Kleinverwerfer (Sprunghöhe ca. 60 cm) versetzt eine Schotterlage innerhalb der Sand-Folge (op_3). Aufschl. 24 (Südausgang von Höll, s. geol. Karte, Taf. 1).

steigt und nur aus den Sedimenten der op_3 -Folge aufgebaut wird. Das südlich der Strem-Linie gelegene Neogengebiet gehört regionalgeologisch bereits dem Güssinger Segment an. Die SE- bis SSE-Ausrichtung der Nebenentwässerungsadern ist zweifelsohne eine Folgeerscheinung des Kippvorganges der gesamten Eisenberger Scholle (bzw. Segments).

Das Rechnitzer Segment der Südburgenländischen Schwelle hat eine S-Kippung erfahren. Die Kippung findet ihren Ausdruck zunächst in dem SSE- bis S-Verlauf der Nebengewässer des Tauchenbaches. Das Alter des Kippungsvorganges ist desgleichen jung: Pliozän bis Wende-Pliozän-Quartär. PAPP & RUTTNER fanden in den Bohrkernen der Bohrung R 2 Harnische und Schichteinfallen von $12-15^\circ$, was das Vorhandensein von tektonischen Bewegungen postpontienen Alters bestätigt.

Die Schieferinsel von Rechnitz wird im Süden gegen das Neogen vermutlich von einem jungen Bruch abgegrenzt, der in der geologischen Karte nicht eingezeichnet ist. Entlang dieses Bruches wurde sie allmählich herausgehoben. Auf diesen Hebungsvorgang ist die Bildung des breiten Schuttmantels, der den Südrand der Schieferinsel völlig einhüllt, zurückzuführen.

Daß auch der Westrand des Steirischen Beckens durch eine etwa N-S-verlaufende Dislokation von der Südburgenländischen Schwelle getrennt ist, ist wahrscheinlich, läßt sich jedoch nicht nachweisen (Profil G-H, Taf. 3).

6. Montangeologische Daten

Die folgende Besprechung der lithostratigraphischen Zusammensetzung und Tiefenlage der Lignit-Folge (op_2) sowie der brennstoffchemischen Eigenschaften der Braunkohlenlagen fußt auf den eingangs erwähnten Bohrprofilen und brennstoffchemischen Daten, die mir vom Ungarischen Geologischen Staatsinstitut zur Verfügung gestellt wurden. Der Vollständigkeit halber wurden auch einige Bohrprofile berücksichtigt, die von der BERGBAU-BETRIEBS-GESELLSCHAFT (1958 und 1959) für das Gebiet von Höll und Deutschschützen angefertigt wurden. Zur montangeologischen und brennstoffchemischen Charakterisierung jener Lignitlagen, die im Bereich des Ostrand des Steirischen Beckens auftreten, wurden Daten der BERGBAU-FÖRDERUNGS-GESELLSCHAFT WIEN (1959) sowie die Publikation von PAPP & RUTTNER (1952) verwendet.

6.1. Die Braunkohle des Westrandes des Pannonischen Beckens

6.1.1. Die lithostratigraphische Zusammensetzung der Lignit-Folge (op_2)

Am Westrand des Pannonischen Beckens setzt sich die Lignit-Folge (op_2) aus Kohlen-schmitzen (Stärke < 10 cm), Kohlenlagen (Stärke = 10–50 cm) und Kohlenbänken (Stärke > 50 cm) zusammen. Diese Kohlenschichten werden durch Begleitgestein (Sand, Ton) voneinander getrennt. Die Zahl der Flöze, deren Mächtigkeit 1 m überschreitet, ist innerhalb der Lignit-Folge auf 6 bis 8 beschränkt. Die Durchschnittsmächtigkeit dieser Lignit-flöze beträgt 2 m. Stellenweise schwellen die Flöze auf 4–5 m an (z. B. Flöz I, Bohrung P 14, Abb. 10). Im günstigsten Fall könnte die bauwürdige Kohlensubstanz eine Mächtigkeit von ($2 \times 8 \Rightarrow$) 16 m haben.

Zwar wird die Mächtigkeit der Lignit-Folge (op_2) von ungarischen Geologen mit 150 m angegeben (JASKÓ, 1975), jedoch ist die Bauwürdigkeit auf die oberen zwei Drittel der Folge (etwa 100 m) beschränkt. Aus diesem Grund wurden die auf ungarischem Boden niedergebrachten Bohrungen nach Durchteufung der oberen zwei Drittel der Lignit-Folge zumeist eingestellt (s. Profile A–B und C–D, Taf. 2).

Aus dem Gesagten geht als lithostratigraphisches Charakteristikum hervor, daß wir es bei der Kohlen-Folge (op_2) nicht mit einem geschlossenen, einheitlichen und 16 m starken Lignitkörper bzw. Kohlenflöz zu tun haben, sondern mit einzelnen Kohlenflözen, die auf eine 100 m starke Schichtfolge verteilt sind. Auf Durchschnittswerte umgerechnet: acht 2 m starke Lignitbänke sind durch sieben 12 m starke sterile Zwischenlagen (Begleitgestein) voneinander getrennt.

Bezieht man die summierte Gesamtmächtigkeit der bauwürdigen Kohlensubstanz (= 16 m) auf die sterilen Zwischenlagen, deren summierte Gesamtmächtigkeit (100–16 \Rightarrow) 84 m beträgt, so gelangt man zu einem Verhältnis von Abraum:Kohle wie 5:1. Hierbei ist die Überdeckung mit Schottern, Sanden und Tonen der Sand-Folge (op_3), des Levantins und des Quartärs nicht berücksichtigt. In manchen Bohrungen (z. B. J 49, Profil A–B, und J 52, Profil C–D, Taf. 2) erreicht diese Überdeckung nahezu 150 m. Führt man diesen Wert in die Berechnung ein, so ergibt sich ein Verhältnis von Abraum:Kohle wie 15:1.

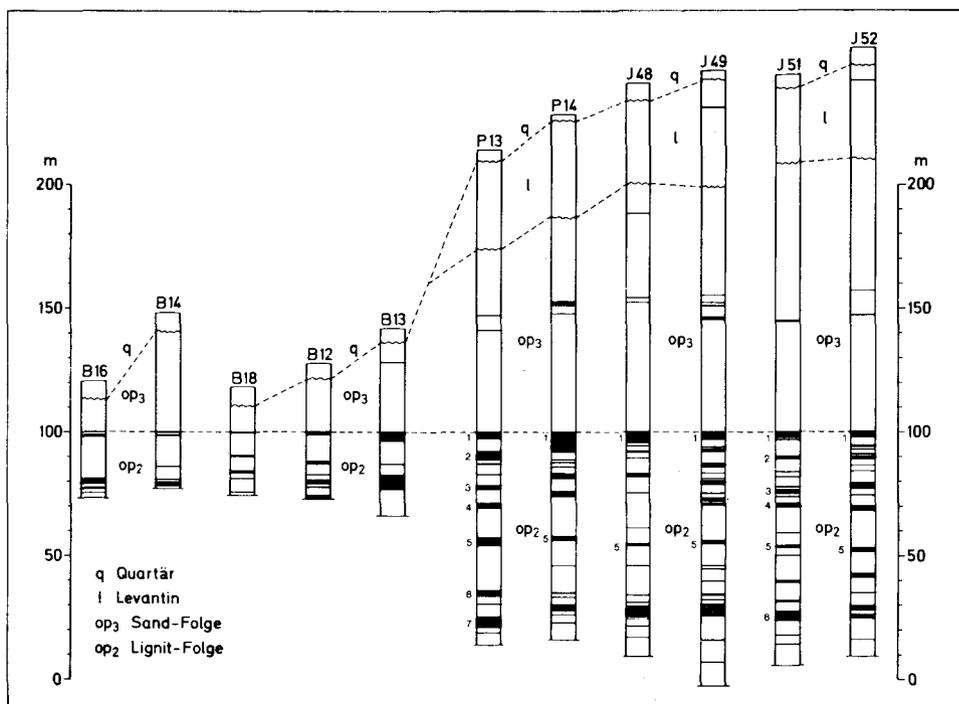


Abb. 10. B = Bohrprofile der BBG; P und J = Bohrprofile des Ung. Geol. Staatsinstitutes. Erläuterungen im Text.

Mächtigkeit und Zusammensetzung der einzelnen Lignitlagen und -bänke sind in horizontaler und vertikaler Richtung erheblichen Schwankungen unterworfen, d. h., die bauwürdigen Lignitflöze sind innerhalb der Lignit-Folge (op_2) absetzig und unbeständig. Diese für einen Tagbau nachteiligen Eigenschaften zeigen uns die Bohrprofile (P 13, P 14, J 48, J 49, J 51 und J 52) der Abb. 10. In den betreffenden Bohrprofilen (die jeweils 1 km voneinander entfernt sind) läßt sich nur Kohlenbank 5 durchgehend verfolgen. Die darüber- und darunterliegenden Kohlenbänke zeigen laterale Aufspaltungen und Auskeilungen, ein Umstand, der eine Parallelisierung erschwert.

Auf österreichischem Staatsgebiet wurden von der BERGBAU-BETRIEBS-GESELLSCHAFT (1958 und 1959) im Raume Höll-Deutschschützen und Ober- und Unterbildein etwa 23 Bohrungen durchgeführt. Wie eingangs erwähnt, war die Dokumentation der Bohrungen äußerst mangelhaft. Die konstruierten Profile (A–B und C–D, Taf. 2) zeigen, daß mit den Bohrungen jeweils nur ein Teilausschnitt der Gesamtmächtigkeit der Lignit-Folge erfaßt wurde. Die Bohrungen wurden noch vor Durchteufung der gesamten Lignit-Folge eingestellt. Das BBG-Bohrprogramm wies im Gebiet von Höll-Deutschschützen 1 bis 2 Lignitflöze mit einer summierten Gesamtmächtigkeit von 2,9 m nach. Das Verhältnis A:K ist mit 6,4:1 günstig für einen Tagbau.

Im Lichte der heutigen Erkenntnisse über den Aufbau und die lithostratigraphische Zusammensetzung der Lignit-Folge (op_2) auf ungarischem Boden müssen die im Gebiet von Höll-Deutschschützen und Ober- und Unterbildein erbohrten Flöze als ein Teilausschnitt der Lignit-Folge (op_2) aufgefaßt werden. Da die Schichten des Pontien sich aus Ungarn

nach Österreich fortsetzen, wird die Lignit-Folge im Bereich der Alluvialebene der Pinka, d. h. auf österreichischem Boden, eine ähnliche lithostratigraphische Zusammensetzung aufweisen wie jene des ungarischen Gebietes. Infolgedessen gelten für die auf österreichischem Boden auftretende Lignit-Folge die gleichen kohlengeologischen Merkmale wie für jene des ungarischen Gebietes: Eine etwa 100 m mächtige Kohlenfolge besteht aus 6–8 Lignitflözen. Die durchschnittlich 2 m starken Einzelflöze werden von sterilen Zwischenlagen von etwa 12 m Stärke voneinander getrennt. Die einzelnen Lignitflöze sind in horizontaler Richtung absetzig und in vertikaler Richtung unbeständig.

6.1.2. Die brennstoffchemischen Eigenschaften der Kohle

Makroskopisch hat die Kohle eine schwarze Farbe und ist von weicher Konsistenz und blättriger Beschaffenheit. In den Bohrkernen ist die Schichtung gut ausgeprägt. Ein hoher Wassergehalt der Kohle ist bereits im Bohrkern zu erkennen.

Im Rahmen des eingangs erwähnten Kooperationsabkommens stellte mir die Direktion des Ungarischen Geologischen Staatsinstitutes die Ergebnisse der brennstoffchemischen Analyse jener Bohrungen zur Verfügung, die im Nachbargebiet von Höll-Deutschschützen und Ober- und Unterbildein abgeteuft wurden. Bei den brennstoffchemischen Analysen handelt es sich um die Immediatanalyse (w, a, fl. Best. und C-fix) sowie um die Bestimmung des Schwefelgehaltes (S) und des Heizwertes (H). Die Ergebnisse sind auf die Roh-Substanz bezogen. Die Probenentnahme an den Lignitkernen erfolgte in Abständen von 30 cm.

Zwei Bohrungen (P 13 und J 51, Abb. 10) wurden herangezogen, um die brennstoffchemischen Eigenschaften der Kohle auf ungarischem Boden zu besprechen. Die einzelnen bauwürdigen, zur Analyse gelangten Kohlenflöze wurden von oben nach unten numeriert. (Kohlenlage 5 in Bohrung J 51 ist nicht bauwürdig.)

Zunächst die Ergebnisse von Bohrung P 13 (Profil A–B, Taf. 2 und Abb. 10). Der Ansatzpunkt der Bohrung befindet sich in unmittelbarer Nähe zur österr.-ungar. Grenze (s. geol. Karte, Taf. I).

Kohlenbank 1 (s. Abb. 10) stellt ein zusammengesetztes Flöz dar (Tabelle 2), das aus einem 1,80 m starken oberen Abschnitt besteht, dessen brennstoffchemische Analyse gute

Tabelle 2
Brennstoffchemische Eigenschaften der in Bohrung P 13 auftretenden Kohlenflöze

Flöz Nr.	Flöztiefe m	Flözstärke m	w %	a %	fl. Best. %	C-fix %	S %	Heizwert kcal/kg
1	113,20–116,10	2,90	40,6	28,9	19,1	10,8	0,5	1423
2	121,25–124,55	3,40	44,3	21,3	21,4	12,8	0,8	1775
3	134,90–136,80	1,90	39,9	27,0	21,0	12,1	0,9	1683
4	141,20–143,10	1,90	42,7	20,6	22,2	14,5	1,0	1927
5	155,80–159,10	3,30	41,8	31,8	15,8	8,5	1,3	1118
6	177,50–180,00	2,50	43,7	18,3	22,6	15,3	1,0	2021
7	187,60–193,00	5,40	38,6	29,6	20,1	11,6	0,9	1578
Summierte Flözstärke:		21,30						
arithm. Mittel:			41,7	25,4	22,6	12,2	0,9	1646

Durchschnittswerte ergeben hat: Asche (a) = 12,4%, Heizwert (H) = 2128 kcal/kg. Der 1,10 m starke untere Abschnitt der Kohlenbank 1 ist verunreinigt und führt cm-starke Zwischenmittel. Dadurch steigt der durchschnittliche Aschengehalt (a) auf 45,4% und H sinkt auf 718 kcal/kg. Würde dieser untere Abschnitt allein auftreten, dann käme er für einen Abbau nicht in Frage. Zusammen mit dem oberen Abschnitt ergibt er indessen ein 2,90 m starkes Flöz, dessen Kohle mit a = 28,9% und H = 1423 kcal/kg noch im Bereich der Bauwürdigkeit liegt (Tabelle 2).

Einen ähnlichen Aufbau zeigt Kohlenbank 2. Nur ist dort der 1,95 m starke obere Abschnitt verunreinigt (a = 32,1% und H = 1330 kcal/kg), während der 1,43 m starke untere Flözabschnitt eine Kohle von besserer Qualität (a = 10,6%, H = 2220 kcal/kg) enthält. Zusammen ergeben die beiden Abschnitte ein 3,40 m starkes bauwürdiges Flöz, dessen Kohle in brennstoffchemischer Hinsicht akzeptable Durchschnittswerte aufweist (a = 21,3%, H = 1775 kcal/kg).

Kohlenbank 3 (Tabelle 2) hat eine Stärke von 1,90 m und führt einige Lagen Zwischenmittel, wodurch die durchschnittliche Qualität sinkt (a = 27,0%, H = 1683 kcal/kg). Die 1,90 m starke Kohlenbank 4 ist einheitlich aufgebaut. Dies drückt sich auch in der Qualität der Kohle aus (a = 20,6%, H = 1927 kcal/kg).

Kohlenbank 5 erreicht eine Gesamtstärke von 3,30 m, sie ist jedoch aus einem minderwertigen unteren Abschnitt (1,70 m, a = 45,0%, H = 521 kcal/kg) und einem qualitativ besserem oberen Abschnitt (1,60 m, a = 18,6%, H = 1715 kcal/kg) aufgebaut. Die Kohle der beiden Abschnitte zusammen erreicht brennstoffchemische Durchschnittswerte (a = 31,8%, H = 1118 kcal/kg), die knapp über der Bauwürdigkeitsgrenze liegen.

Kohlenbank 6 (Tabelle 2, Bohrung P 13 in Abb. 10) zeigt einen homogenen Aufbau. Die Kohle besitzt eine gute Qualität (a = 18,3%, H = 2021 kcal/kg).

Kohlenbank 7 hat in lithologischer Hinsicht einen ausgesprochen heterogenen Aufbau. Es handelt sich somit um ein zusammengesetztes Flöz, dessen lithologische Bestandteile bei der brennstoffchemischen Analyse sehr unterschiedliche Werte geliefert haben. Der heterogene Aufbau wird in Tabelle 3 gesondert wiedergegeben. In ihrer Gesamtheit ergeben die einzelnen Lagen ein 5,40 m starkes bauwürdiges Flöz von noch annehmbarer Qualität (a = 29,6%, H = 1578 kcal/kg).

Tabelle 3
Zusammensetzung der Kohlenbank 7 in Bohrung P 13

Stärke der durchteuften Lage m	w %	a %	fl. Best. %	C-fix %	S %	Heizwert kcal/kg
1,00	43,0	10,3	27,8	18,9	0,9	2623
0,50	32,4	46,5	13,6	6,9	0,7	839
1,80	44,9	7,4	28,5	19,2	1,0	2665
0,95	40,8	26,0	21,9	11,3	1,0	1690
0,75	28,0	61,7	10,3	—	0,1	47
0,40	42,5	25,6	18,7	13,1	1,8	1607
Flözstärke: 5,40 arithm. Mittel:	38,6	29,6	20,1	11,6	0,9	1578

In Bohrung P 13 wurden somit 7 eingelagerte Flöze durchteuft. Es handelt sich hierbei um zusammengesetzte Flöze, an deren Aufbau reine Kohle, unreine Kohle, kohlenführende Zwischenmittel und reine Zwischenmittel in verschiedener Stärke und Anzahl teilnehmen. Zusammen ergeben die sieben Flöze eine bauwürdige Substanz von 21,30 m Stärke. Deren durchschnittlicher Aschegehalt liegt bei 25,4%, ihr durchschnittlicher Wassergehalt bei 41,7% und ihr durchschnittlicher Heizwert bei 1646 kcal/kg (Tabelle 2). Die Qualität der Kohle ist nicht hervorragend, trotzdem ließe sie sich, entsprechend aufbereitet, als Energieträger für ein kalorisches Kraftwerk verwenden.

Tabelle 4
Brennstoffchemische Eigenschaften der in Bohrung J 51 auftretenden Kohlenflöze

Flöz Nr.	Flöztiefe m	Flözstärke m	w %	a %	fl. Best. %	C-fix %	S %	Heizwert kcal/kg
1	144,05–146,50	2,45	45,2	15,9	23,9	14,9	0,7	2032
2	154,20–155,40	1,20	40,0	14,8	26,7	18,5	1,4	2533
3	167,80–169,30	1,50	43,7	18,7	22,7	14,9	1,1	2008
4	173,15–175,15	2,00	40,3	23,9	21,8	13,7	1,2	1866
6	218,25–221,10	2,85	38,5	22,0	23,3	16,2	1,7	2176
Summierte Flözstärke:		10,00						
arithm. Mittel:			41,5	19,1	23,7	15,6	1,2	2123

Zum Vergleich seien noch die Analysenergebnisse der Kohle in Bohrung J 51 (Profil C–D, Taf. 2) tabellarisch zusammengestellt (Tabelle 4). Bohrung J 51 liegt außerhalb der geologischen Karte (Taf. 1), etwa 1 km von der öster.-ungar. Grenze entfernt. Sie hat insgesamt 5 bauwürdige Flöze von verschiedener Stärke durchteuft. (Kohlenbank 5 ist nicht bauwürdig und wurde infolgedessen in Tabelle 4 nicht berücksichtigt.)

Der lithologische Aufbau der Flöze in Bohrung J 51 ist homogener. Zwischenmittel treten seltener auf. Die bauwürdige Substanz erreicht in Bohrung J 51 eine Mächtigkeit von 10 m. In brennstoffchemischer Hinsicht besitzt die Kohle gute Durchschnittswerte (a = 19,1%, H = 2123 kcal/kg).

Tabelle 5 bringt das arithmetische Mittel der Analysenwerte von vier Bohrungen, die alle in der Nähe der österr.-ungar. Grenze liegen. Mit den Werten der Tabelle 5 läßt sich die Lignit-Folge (op₂) kohlengeologisch und brennstoffchemisch folgendermaßen charakte-

Tabelle 5

Bohrung Nr.	Gesamtflözstärke m	w %	a %	fl. Best. %	C-fix %	S %	Heizwert kcal/kg
J 51	10,00	41,5	19,1	23,7	15,6	1,2	2123
P 13	21,30	41,7	25,4	22,6	12,2	0,9	1646
P 2	6,90	44,5	17,1	23,7	14,7	1,0	2046
P 3	5,05	45,3	17,9	23,2	14,2	1,2	1972
arithm. Mittel:	10,80	43,2	19,8	23,3	14,1	1,0	1946

risieren: Die Lignit-Folge enthält etwa fünf bis sechs eingelagerte und zusammengesetzte Flöze, deren summierte Gesamtmächtigkeit über 10 m erreichen kann. Die durchschnittliche Stärke eines Flözes liegt bei 2 m. Der lithologische Aufbau der einzelnen Flöze ist Schwankungen unterworfen. Treten Zwischenmittel in größeren Mengen auf, dann sinkt die Flözqualität beachtlich. Die bauwürdige Kohle hat einen erheblichen Wassergehalt (43,2%), der allerdings durch entsprechende Aufbereitung gesenkt werden kann. Der Aschegehalt ist mit 19,8% als mittelmäßig, der Schwefelgehalt mit 1% als günstig zu bezeichnen. Der Heizwert ist mit 1946 kcal/kg desgleichen zufriedenstellend.

Brennstoffchemische Untersuchungen der Kohle im Raume Höll-Deutschschützen verdanken wir der BBG (LECHNER, 1955, BERGBAU-BETRIEBS-GESELLSCHAFT, 1958). Aus fünf Bohrungen (Tabelle 6) wurde je eine Kohlenprobe analysiert. Die erhaltenen brennstoffchemischen Werte unterscheiden sich nur geringfügig von jenen der Tabelle 5. Wassergehalt (41,1%) und S-Gehalt (0,8%) differieren unwesentlich. Aschegehalt (15,2%) und Heizwert (2478 kcal/kg) zeigen bessere Analysenwerte, was darauf zurückzuführen ist, daß ausgewählte reine Kohlenproben zur Analyse gelangten.

Tabelle 6

Bohrung Nr.	w %	a %	S %	Unt. Heizwert kcal/kg
B 21	45,7	16,5	0,7	1990
B 32	46,3	12,5	0,9	2270
B 54	35,1	13,8	0,7	2875
B 36	34,6	17,9	0,7	2635
B 35	38,9	15,5	0,9	2620
arithm. Mittel:	41,1	15,2	0,8	2478

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die lithologische Zusammensetzung und die brennstoffchemischen Eigenschaften der Kohlenflöze der auf österreichischem Boden auftretenden Lignit-Folge (op₂) ähnlich jener sind, die auf ungarischem Gebiet durch das mehrfach erwähnte Bohrprogramm nachgewiesen wurden.

6.1.3. Tiefenlage der Lignit-Folge (op₂)

Infolge des allgemeinen SE-Einfallens der Schichtfolge des Pontien erreicht die Lignit-Folge (op₂) ihre tiefste Lage gegen das Innere des Pannonischen Beckens. In den mir zur Verfügung gestellten Bohrprofilen liegt die Oberkante der Lignit-Folge in einer Tiefe von 150 m (z. B. Bohrungen J 48 und J 49, Profil A–B, und Bohrungen J 51 und J 52, Profil C–D, Taf. 2). In der Nähe der österr.-ungar. Grenze liegt die gleiche Oberkante in einer Tiefe von etwa 100 m (z. B. Bohrung P 13, Profil A–B, Taf. 2) oder noch weniger. Weiter nördlich streicht die Schichtfolge des Pontien auf ungarischem Boden etwa im Gebiet der Ortschaft Horvátlövö (nicht eingezeichnet auf der geol. Karte, Taf. 1) an die Oberfläche aus und wird von Alluvionen bedeckt. Dort fiel die Lignit-Folge zum Teil der Erosion zum Opfer.

Südlich und nördlich des Kohlengebietes von Torony (nicht eingezeichnet auf der geol. Karte, Taf. 1) scheint die Zahl der Lignitbänke durch Vertaubung abzunehmen.

Im Gebiet der Dörfer Ober- und Unterbildein (s. geol. Karte) ist die Lignit-Folge (op_2) in ihrer Gesamtmächtigkeit erhalten geblieben. Infolge des generellen Südosteinfallens der Schichtfolge des Pontien gelangt die Oberkante der Lignit-Folge zusehends in größere Tiefen. Liegt im Bereich der Alluvialebene der Pinka die Oberkante der Lignit-Folge noch in einer Tiefe von ca. 20–40 m (Bohrungen B 12, B 13 und B 18 in Profil A–B sowie Bohrungen B 14 und B 16 in Profil C–D, Taf. 2), so erreicht sie in unmittelbarer Nähe der österr.-ungar. Grenze eine Tiefe von rund 120 m (s. Profil A–B und C–D, Taf. 2). Die von der BBG abgeteufte Bohrung B 15 hätte die Oberkante der Lignit-Folge in einer Tiefe von rund 120 m erreicht. Die Bohrung wurde jedoch in einer Tiefe von 65 m eingestellt (Profil C–D) und für „nichtfündig“ erklärt. Die Bohrungen B 14 und B 16 (Profil C–D) wurden in einer Tiefe von 70 m bzw. 45 m abgebrochen. Dadurch konnte nur der oberste Abschnitt die Lignit-Folge erbohrt werden. Eine ähnliche Situation liegt bei den Bohrungen B 12, B 13 und B 18 (Profil A–B) vor. Alle drei Bohrungen haben lediglich den oberen Abschnitt der Lignit-Folge erbohrt.

Der weiter nördlich liegende Gebietsabschnitt von Höll-Deutschschützen wird zur Gänze von den Alluvialsedimenten der Pinka bedeckt. Während die Lignit-Folge jenseits der österr.-ungar. Staatsgrenze noch in ihrer Gesamtmächtigkeit vorhanden ist, streicht sie, infolge des generellen SE-Einfallens ihrer Schichten, auf österreichischem Boden aus, und ihr oberer und z. T. auch ihr mittlerer Abschnitt fiel der Eorsion zum Opfer. Die Alluvionen der Pinka überdeckten die verbliebenen Reste der Lignit-Folge. Infolgedessen ist die Lignit-Folge im Höll-Deutschschützer Abschnitt nicht mehr in ihrer bauwürdigen Gesamtmächtigkeit von 100 m vorhanden. Die von der BBG in diesem Gebiet niedergebrachten Bohrungen lagen hinsichtlich ihres stratigraphischen Niveaus bereits im mittleren bzw. unteren Abschnitt der Folge.

Im Gebiet von Moschendorf und Hagendorf (s. geol. Karte) gibt es keine Kohlenindikationen, die auf das Vorhandensein der Lignit-Folge (op_2) hinweisen würden. Somit kann in diesem Gebietsabschnitt die deduktive Prospektionsmethode zur Anwendung gelangen. Aus der allgemeinen regionalgeologischen Lage dieses Gebietes muß angenommen werden, daß die Lignit-Folge (op_2), unter den quartären Sedimenten begraben, in einer größeren Tiefe vorhanden sein muß. Dies zu beweisen, wäre Aufgabe einiger Basisbohrungen.

6.2. Die Braunkohle des Ostrand des Steirischen Beckens

Von den fünf BFG-Bohrungen liegen, wie bereits gezeigt wurde, zwei (R 3 und R 4) im Sedimentationsraum des Steirischen Beckens (Profil E–F, Taf. 3), besser gesagt in dessen östlichem Randbereich. Bohrung R 3 hat eine Kohlenbank von 2,05 m und eine von 1 m durchteuft (PAPP & RUTTNER). Daneben treten zahlreiche Kohlenschmitzen und etliche Kohlenlagen in verschiedenen stratigraphischen Niveaus auf. Zweifelsohne haben wir es hierbei mit der op_2 -Lignit-Folge zu tun. Bohrung R 4, die bereits etwas im Innern des Steirischen Beckens liegt (Profil E–F und G–H, Taf. 3), ist bis auf zwei 20 cm starke Lignitlagen und einigen Schmitzen praktisch kohlenfrei.

Über brennstoffchemische Eigenschaften der Kohle des Ostrand des Steirischen Beckens sind in der Literatur keine Angaben zu finden.

Aus dieser kurzen Darstellung ergibt sich die Schlußfolgerung, daß dem Ostrand des Steirischen Beckens im untersuchten Gebiet in kohlengeologischer Hinsicht keine wirt-

schaftliche Bedeutung zukommt, sei es, daß die einzelnen Kohlenbänke nicht zur Entwicklung gelangten, oder daß ein Teil der Kohlen-Folge (op_2) während einer kurzen Trockenlegungsphase abgetragen und vom Basalschotter der nachfolgenden Sand-Folge (op_3) überlagert wurde (s. Profil E-F, Taf. 3).

7. Bildungsraum und Bildungsbedingungen der neogenen Kohle Südostburgenlands

In seinem umfassenden Werk „Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten“ hatte W. PETRASCHECK (1922/24) erstmalig die Kohlenlagerstätten Österreichs nach regionalgeologischen und regionaltektonischen Gesichtspunkten gegliedert. WINKLER-HERMADEN (1937) hatte diese Gliederung übernommen und weiter ausgebaut. Bei dieser Gliederung wurde in erster Linie das Alter und die Stellung der Lagerstätten in bezug auf das Alpenorogen berücksichtigt. So unterscheiden die beiden Autoren z. B. Kohlen der nordalpinen Vortiefe (Molasse-Zone), Kohlen der zentralalpinen Senken (intramontane Becken) usw. Paläogeographische Überlegungen hatten eine zweitrangige Bedeutung. Dabei spielt die paläogeographische Entwicklung eines Gebietes bei der Kohlengeneese eine entscheidende Rolle (LÜTTIG, 1971, LÜTTIG & MARINOS, 1962).

In regionalgeologischer Hinsicht sind die südostburgenländischen Lignitvorkommen an den Westrand des Pannonischen Beckens bzw. an den Ostrand der Südburgenländischen Schwelle gebunden (NEBERT).

Die durchgeführte Detailkartierung sowie die vorhandenen Lignitindikationen ermöglichen es, eine Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung des südostburgenländischen Raumes vorzunehmen. Bei der Besprechung der regionalgeologischen Lage des untersuchten Gebietes (Kapitel 2) wurde gesagt, daß die Südburgenländische Schwelle während des tieferen Miozäns Bestandteil jenes landfesten Westpannonischen Massivs war, das den gesamten Raum Transdanubiens einnahm. Gegen Ende des Sarmatien entwickelte sich der Raabgraben, der im Pannonien und Pontien die Südburgenländische Schwelle vom Westpannonischen Massiv allmählich isolierte. Während des Pannonien und eines Teiles des Pontien war die Schwelle Festland oder zumindest eine große Insel. Diese Folgerung ergibt sich aus den *Dinotherium-giganteum*-Funden und anderen, unbestimmbaren Proboscider-Resten (BACHMAYER und ZAPFE, 1969 und 1972, KÜMEL, 1957), die bereits besprochen wurden. Diese Riesensäugetiere benötigten einen entsprechend großen Lebensraum, der kleine Inseln ausschließt.

Damit stellt die Ostabdachung der Südburgenländischen Schwelle den Bildungsraum für die Lignitvorkommen am Westrand des Pannonischen Beckens dar. Diese Erkenntnis hat eine Bedeutung für die deduktive Prospektion auf Kohle, denn die Gebietsabschnitte von Moschendorf und Hagendorf (s. geol. Karte) liegen regionalgeologisch noch im Bereich des Westrandes des Pannonischen Beckens. Diese Gebiete müssen als Hoffungsgebiete betrachtet und infolgedessen mit Hilfe von Basisbohrungen weiter erkundet werden.

Die Westflanke der Südburgenländischen Schwelle, die die Abdachung gegen das Steirische Becken herstellt, war der Bildungsraum für jene Lignitvorkommen, die von den Bohrungen der BFG südlich von Rechnitz nachgewiesen wurden. Daß es dort lediglich zur Bildung von Kohlenlagen und -schmitzen kam, muß wohl den Bildungsbedingungen zuge-

schrieben werden. Sie verhinderten die Entstehung von Kohlenlagen von wirtschaftlicher Bedeutung. Vielleicht lag dieser Abschnitt des Ostrandes des Steirischen Beckens im Mündungsbereich eines Flusses, der die Entstehung von größeren Mooren verhinderte.

Unter den Bildungsbedingungen spielen zunächst die klimatischen Voraussetzungen bei der Bildung der Ausgangssubstanz eine wesentliche Rolle (LÜTTIG, 1968 und 1971, M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER, 1959). Die bei der Besprechung der Schichtfolge des Pontien eingehend beschriebene fossile Karstlandschaft zeugt von einem humiden Klima. Eine fossile Flora, die an der Basis des Oberpontien (op₃) gefunden wurde, enthält subtropische Elemente (KÜMEL, 1957), deren Nachkommen heute in den Sumpfwäldern (swamps) der Vereinigten Staaten gedeihen. Unter einem humid-subtropischen Klima waren somit günstige Voraussetzungen für die Bildung des Ausgangsmaterials der Kohle gegeben. Das vorhandene Karstrelief muß, wie neueste Erkenntnisse (LÜTTIG, 1971) über den Einfluß des verkarsteten Untergrundes auf die Produktion von organischer Substanz zeigen, die Bildung organogenen Materials begünstigt haben.

Die Anhäufung organischer Substanz ist in erster Linie von einer geringen Reliefenergie des Hinterlandes (M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER, 1959, THOMSON, 1956) bzw. vom Gleichgewicht der Sedimentationsgeschwindigkeit zur vertikalen Grundwasserbewegung (LÜTTIG, 1971) abhängig. Mit dem Pontien setzt eine Senkung der Südburgenländischen Schwelle ein. Anfänglich ist die Senkungsgeschwindigkeit so groß, daß es zu dem erwähnten Gleichgewicht nicht kommen kann. Infolgedessen gelangt nur klastisches Material (Ton-Sand-Folge op₁) zur Ablagerung. Im mittleren Pontien vermindert sich die Sedimentationsgeschwindigkeit und es kommt zu dem genannten Gleichgewichtszustand, wodurch die Voraussetzungen für die Anhäufung von organischem Ausgangsmaterial optimal waren. So kam es zur Ablagerung der Lignit-Folge (op₂).

Die Senkungsbewegung der Südburgenländischen Schwelle war nicht ein kontinuierlicher Vorgang, sondern verlief in Form von Oszillationen. Dadurch kam es nicht zur Bildung eines einheitlichen, geschlossenen und mächtigen Kohlenlagers, sondern es entstanden mehrere eingelagerte Flöze. Bis zu einem gewissen Grad stellen die Flöze Produkte einer rhythmischen Sedimentation, d. h. sie stellen Faziesglieder von Sedimentationszyklen dar. Ein einzelner Zyklus bestand aus folgenden Faziesgliedern: Sand – toniger Sand – Ton – lignithaltiger Ton – Lignit. Die Dauer der einzelnen Zyklen war unregelmäßig. Entsprechend sind auch die Zyklen untereinander nicht gleich lang. Am häufigsten kommen 4–5 m lange Zyklen vor. Daneben treten auch 8–10 m lange Sedimentationszyklen auf (JASKÓ, 1975).

Schließlich war auch die dritte Bedingung für die Entstehung einer Kohlenlagerstätte, nämlich die Konservierung des angehäuften organischen Materials durch Überdeckung, erfüllt. Diese Überdeckung übernahmen die Sedimente der Sand-Folge (op₃).

Für die genetische Typisierung einer Lignit-Lagerstätte gehört noch die Ermittlung des Moortypus, aus dem sie hervorgegangen ist, so wie sie beispielsweise mit Hilfe vergleichender mikroskopischer und chemischer Untersuchungen am Hauptflöz der nieder-rheinischen Braunkohle vorgenommen wurde (M. TEICHMÜLLER, 1958, M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER, 1959, M. TEICHMÜLLER & P. W. THOMSON, 1958). Obwohl die Ergebnisse mikroskopischer Untersuchungen (Pollenanalyse, Kutikularanalyse, Kohlenperographie usw.) noch nicht vorliegen und von der brennstoffchemischen Analyse lediglich die Immediatanalyse, die Schwefelgehaltbestimmung und die Heizwertbestimmung durchgeführt wurden, werde ich versuchen, den Moortypus zu rekonstruieren.

Wie wir gesehen haben, ist der Westrand des Pannonischen Beckens bzw. die Ostabdachung der Südburgenländischen Schwelle der Bildungsraum der in Frage stehenden südburgenländischen Lignitvorkommen. Die zu jener Zeit trockengelegte Südburgenländische Schwelle begrenzte somit im Westen den Rand des Pannonischen Beckens. Man kann sich nun vorstellen, daß entlang der Südburgenländischen Schwelle ein mehrere Kilometer breiter Saum eines Sumpfmoores dahinzog. Wahrscheinlich handelte es sich hierbei um ein Riedmoor mit offenen Wasserflächen, etwa so wie wir es heute in den Everglades von Florida finden: ein baumloses Moor mit dichtwachsenden Riedgräsern. Gegen das Innere der Schwelle ging das Riedmoor in einen Sumpfwald über, ähnlich wie der Nyssa-Taxodium-Sumpfwald der Svamps von Florida. An den Sumpfwald schloß sich sodann ein Sequoia-Moor an. Für die Existenz eines Sumpfwaldes sprechen versteinerte Reste der Sumpfzypresse *Taxodioxylon taxodioies* CONWENTZ, und für die Existenz eines Sequoia-Moors die fossilen Hölzer der Sequoie *Cypressoxylon pannonicum* (UNGER) FELIX sowie der Eichen *Quercinium stanbi* FELIX und *Qu. helictoxyloides* FELIX, der Erle *Alnoxyylon vasculosum* FELIX und schließlich der Esche *Fraxinus excelsior* L. All diese fossilen Reste wurden im engeren Bereich der Südburgenländischen Schwelle gefunden (KÜMEL, 1957).

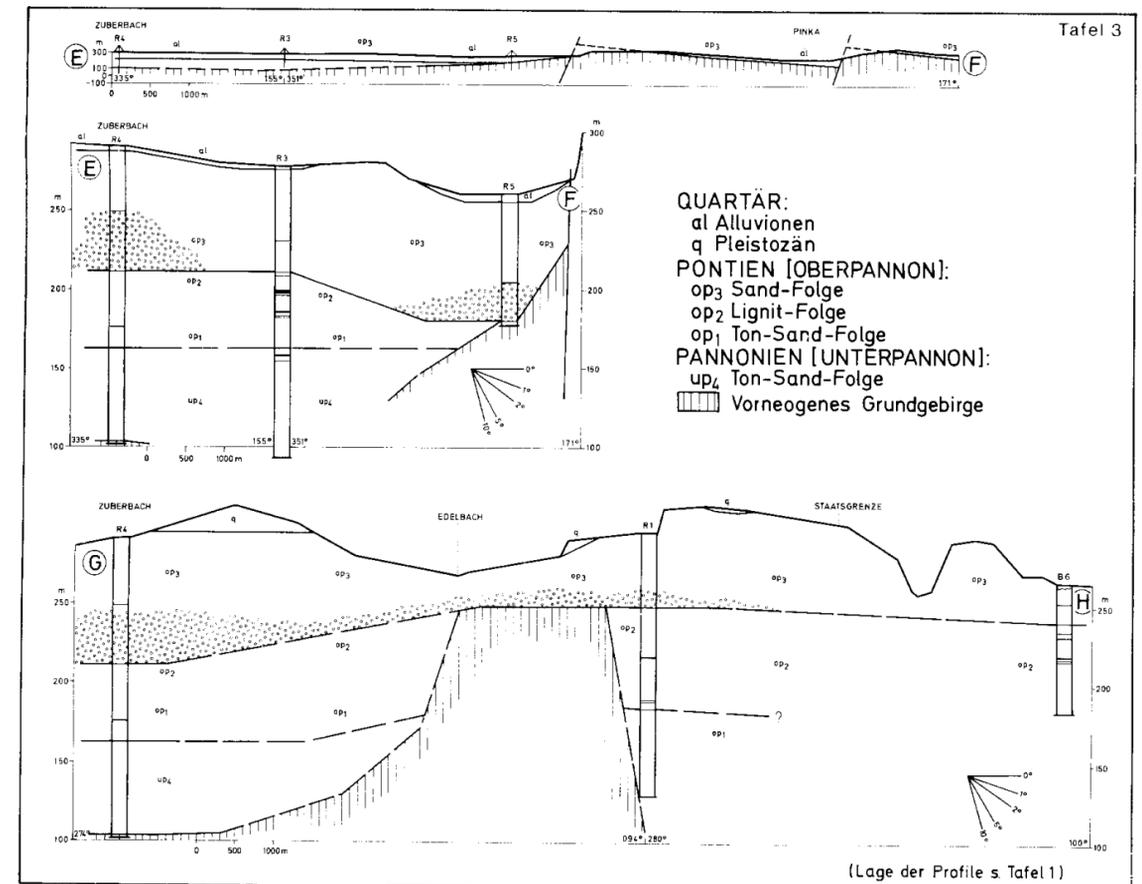
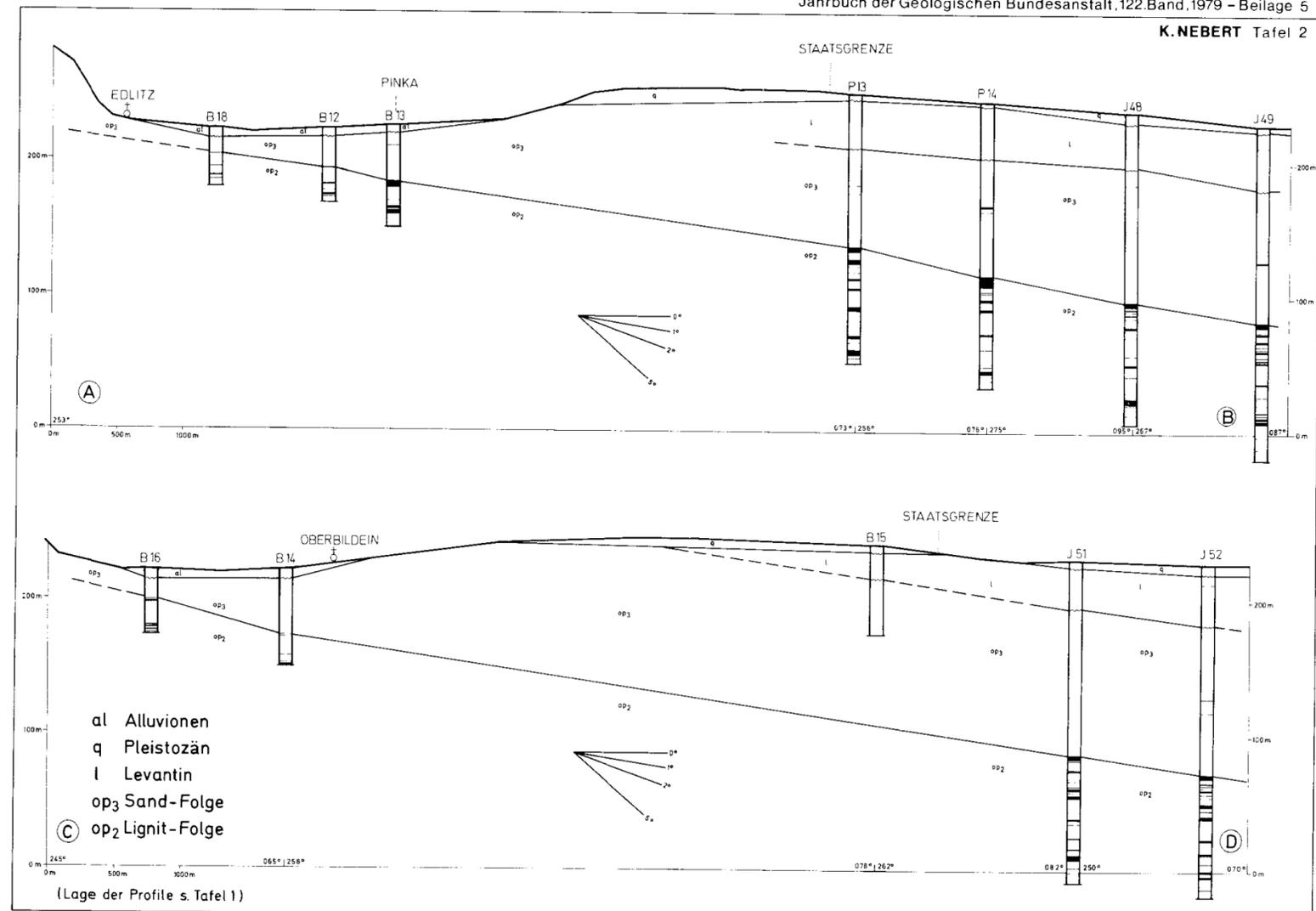
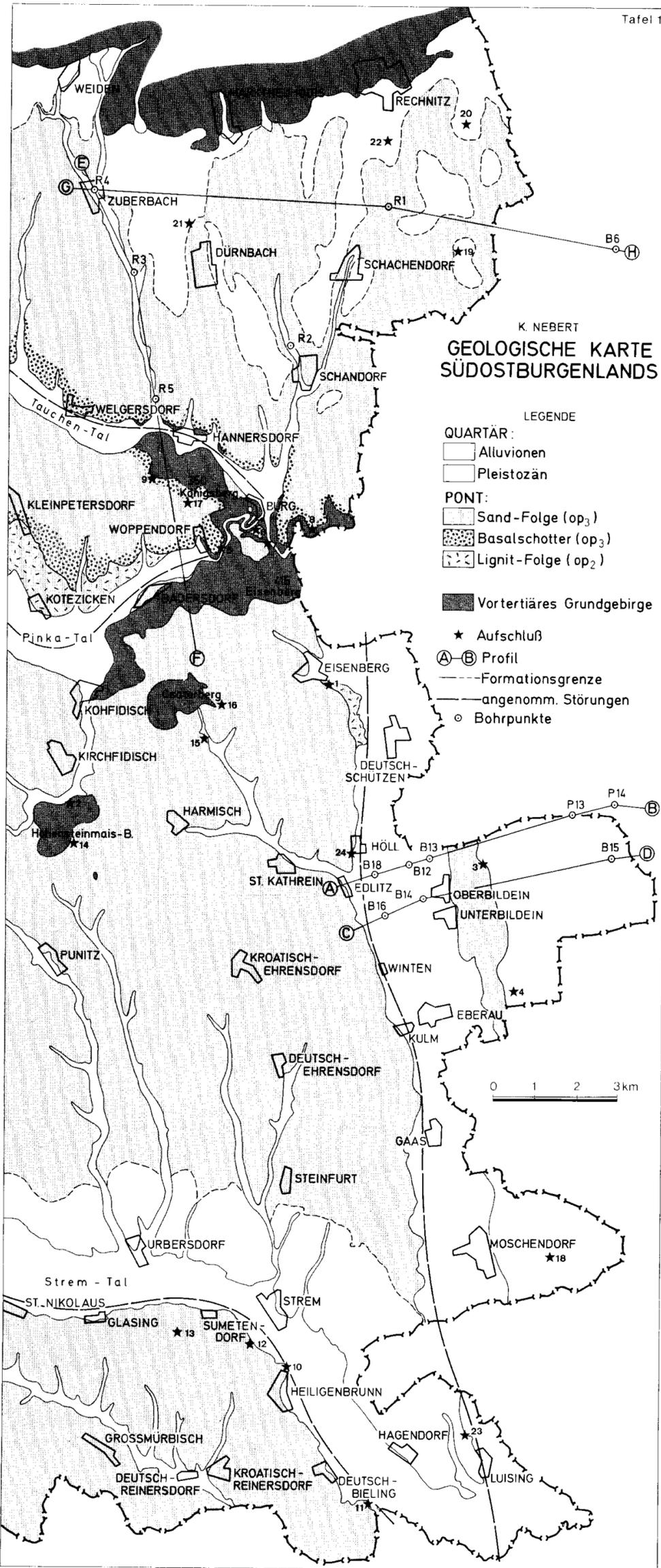
Literaturnachweis

- BACHMAYER, F. & WILSON, R. W.: Small Mammals (Insectivora, Chiroptera, Lagomorpha, Rodentia) from the Kohfidisch fissures of Burgenland, Austria. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, 74, 533–587; Wien 1970.
- BACHMAYER, F. & ZAPFE, H.: Eine Höhle vor 10 Millionen Jahren – Die Ausgrabung einer vorzeitlichen Tierwelt. – Veröff. Naturhist. Museum, Neue Folge Nr. 1, 6–9, Wien 1958.
- BACHMAYER, F. & ZAPFE, H.: Paläontologische Ausgrabungen des Naturhistorischen Museums – Erschließung einer neuen Fundstelle. – Veröff. Naturhist. Museum, Neue Folge Nr. 3; Wien 1960.
- BACHMAYER, F. & ZAPFE, H.: Die Fauna der altpliozänen Höhlen- und Spaltenfüllungen bei Kohfidisch, Burgenland (Österreich). – Ann. Naturhist. Museum Wien, 73, 123–139; Wien 1969.
- BACHMAYER, F. & ZAPFE, H.: Die Fauna der altpliozänen Höhlen- und Spaltenfüllungen bei Kohfidisch, Burgenland (Österreich). Proboscidea. – Ann. Naturhist. Museum Wien, 76, 19–27; Wien 1972.
- BERGBAU-BETRIEBS-GESELLSCHAFT: Kohlenlagerstätte Höll-Deutschschützen, südliches Burgenland. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1958.
- BERGBAU-BETRIEBS-GESELLSCHAFT: Bericht an die Geologische Bundesanstalt. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1959.
- BERGBAU-FÖRDERUNGS-GESELLSCHAFT WIEN: Bohrprofile des Freischurfgebietes Rechnitz. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1959.
- DANK, V. & KOKAI, J.: Oil and gas exploration in Hungary. – In: The exploration for petroleum in Europe and North Africa, Hrsg. HEPPLÉ, 131–145, Institute of Petroleum; London 1969.
- EISENSTÄDTER, A.: Mitteilung über Mineralvorkommen Umgebung Rechnitz, Burgenland. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1938.
- FLÜGEL, H. & HERITSCH, H.: Das Steirische Tertiär-Becken. – Sammlung geologischer Führer, Hrsg. F. LOTZE, Bd. 47, 196 S.; Berlin-Stuttgart (Bornträger) 1968.
- HERRMANN, P.: Geologische Aufnahme (Tertiär) Blatt 138, Rechnitz. – Verh. Geol. B.-A., 1975, A 92; Wien 1975.
- JANOSCHECK, R.: Das Grazer Becken. – In: Erdöl in Österreich, 86–92; Wien (Natur u. Technik) 1957.
- JANOSCHECK, R.: Das Tertiär in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, (2), 319–360; Wien 1964.
- JANOSCHECK, R. H. & GÖTZINGER, K. G. H.: Exploration for oil and gas in Austria. – In: The exploration for petroleum in Europe and North Africa, Hrsg. HEPPLÉ, P., 161–180, Institute of Petroleum; London 1969.
- JASKÓ, S.: Lignitbildung im Pliozän in Südost-Europa. – Braunkohle 1973, (3), 67–70; Düsseldorf 1973.
- JASKÓ, S.: Stratigraphie, Tektonik und Lithologie der pliozänen Lignitlagerstätten von Ungarn. – Braunkohle 1975, (10), 307–314; Düsseldorf 1975.
- JASKÓ, S.: Magyarországi pliocén lignitelfordulásainak teleptani jellegzetességei (ung., Die geologische Bedeutung der pliozänen Lignitvorkommen Ungarns). – Bányászat, Jg. 109, (7), 453–462; Budapest 1976.

- KOLLMANN, K.: Das Neogen der Steiermark (mit besonderer Berücksichtigung der Begrenzung und seiner Gliederung). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, 159–167; Wien 1960.
- KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 479–632; Wien 1965.
- KÜMEL, F.: Eine pliozäne Karstlandschaft im südlichen Burgenland. – Die Höhle, Jg. 4, (1), 1–6; Wien 1953.
- KÜMEL, F.: Der Süßwasseropal der Csatherberge im Burgenland. – Jahrb. Geol. B.-A.; 100, (1), 1–66; Wien 1957.
- LECHNER, K.: Lagerstättenkundliche Aufnahmen 1954. – Verh. Geol. B.-A., 1955, 45–52; Wien 1955.
- LÜTTIG, G.: Stand und Möglichkeiten der Braunkohlen-Prospektion in der Türkei. – Geol. Jb., 85, 585–604; Hannover 1968.
- LÜTTIG, G.: Typen von Braunkohlen-Lagerstätten. – Geol. Jb., 89, 407–417; Hannover 1971.
- LÜTTIG, G. & MARINOS, G.: Zur Geologie der neuen griechischen Braunkohlen-Lagerstätte von Megalopolis. – Braunkohle, 14, (6), 222–231; Düsseldorf 1962.
- NEBERT, K.: Vergleichende Stratigraphie und Tektonik der lignitführenden Neogengebiete westlich und nördlich von Tavşanlı. – MTA-Bull. Nr. 54, 8–37; Ankara 1960.
- NEBERT, K.: Die Ergebnisse der kohlengeologischen Untersuchungen im Neogengebiet südlich der Schieferinsel von Eisenberg. – Unveröff. Bericht, Forschungsvorhaben 2975, Geol. B.-A.; Wien 1977 a.
- NEBERT, K.: Die Ergebnisse der kohlengeologischen Untersuchungen im Neogengebiet zwischen der Schieferinsel von Rechnitz und jener von Eisenberg. – Unveröff. Bericht, Forschungsvorhaben 2975, Geol. B.-A.; Wien 1977 b.
- NEBERT, K.: Die Ergebnisse der kohlengeologischen Untersuchungen im Neogengebiet von Strem, Südburgenland. – Unveröff. Bericht, Forschungsvorhaben 2975, Geol. B.-A.; Wien 1977 c.
- OSWALD, G.: A Dunántúl lignitbázisa: Torony (ung., Die Lignitbasis jenseits der Donau: Torony). – Élet és Tudomány, 1977, (11), 328–329; Budapest 1977
- PAHR, A.: Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel (Burgenland). – Unveröff. Diss. Nr. 865397-C, Univ. Wien; Wien 1955.
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1962, Blatt Rechnitz (138), kristalliner Anteil. – Verh. Geol. B.-A., 1963, A 35; Wien 1963.
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1970, Blatt Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., 1971, A 49–A 50; Wien 1971.
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1971, Blatt Rechnitz (138) und Oberwart (137). – Verh. Geol. B.-A., 1972, A 55; Wien 1972.
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1972, Blatt Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., 1973, A 37–A 38; Wien 1973.
- PAPP, A.: Das Pannon des Wiener Beckens. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 39–41 (1946–1948), 99–193; Wien 1951.
- PAPP, A.: Umfang und Gliederung des oberen Miozäns im Mittelmeergebiet und in Mitteleuropa. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, 169–176; Wien 1960.
- PAPP, A.: Die Koordinierung des Miozäns in der Paratethys. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1969, (1), 2–6; Wien 1969.
- PAPP, A. & GRILL, R. & JANOSCHEK, R. & KAPOUNEK & KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K.: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1968, 9–27; Wien 1968.
- PAPP, A. & RUTTNER, A.: Bohrungen im Pannon südwestlich von Rechnitz (Südliches Burgenland). – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1952, 191–200; Wien 1952.
- PAPP, A. & STEININGER, F.: Die stratigraphischen Grundlagen des Miozäns der zentralen Paratethys und die Korrelationsmöglichkeiten mit dem Neogen Europas. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1973, (1), 59–65; Wien 1973.
- PAPP, A. & STEININGER, F. & RÖGL, F.: Bericht über die Ergebnisse der 3. Sitzung der Arbeitsgruppe Paratethys des Comitée Méditerranéenne Neogene Stratigraphy 1970 in Wien. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1971, (1), 59–62; Wien 1971.
- PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. – Bd. 1; Wien 1922/24.
- POLLAK, W.: Untersuchungen über Schichtfolge, Bau und tektonische Stellung des österreichischen Anteils der Eisenberggruppe im südlichen Burgenland. – Unveröff. Diss. Nr. 20669, Univ. Wien; Wien 1962.
- REITHOFER, O.: Bericht über ein Kohlenvorkommen bei Schachendorf S von Rechnitz im Burgenland. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1938.
- RUTTNER, A.: Bericht über eine geologische Untersuchung des Tertiärgebietes südlich und westlich von Rechnitz (Burgenland) hinsicht seiner Kohlenhöflichkeit. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1949 a.
- RUTTNER, A.: Kurzer Bericht über die bisherigen Ergebnisse der Bohrungen bei Rechnitz. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1949 b.
- RUTTNER, A.: Zur Geologie niederösterreichischer und burgenländischer Kohlenvorkommen. – Verh. Geol. B.-A., 1952, Sonderbd C, 67–71; Wien 1952.

- SAUERZOPF, F.: Fauna und Gliederung der Schichten des Pannon im südlichen Burgenland. – Unveröff. Diss. Nr. 17826, Univ. Wien; Wien 1950.
- SAUERZOPF, F.: Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des südburgenländischen Pannons. – Burgenländ. Heimatblätter, Jg. 14, H. 1, 1–16; Eisenstadt 1952.
- SCHMIDT, W. J.: Die Schieferinsel am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, 360–365; Wien 1954.
- SCHMIDT, W. J.: Aufnahmebericht 1955 über das Pannin auf Blatt Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., 1956, 87–89; Wien 1956 a.
- SCHMIDT, W. J.: Aufnahmebericht 1955 über das Paläozoikum auf Blatt Güssing (167) und Eberau (168). – Verh. Geol. B.-A., 1956, 89–92; Wien 1956 b.
- SENES, J.: Entwicklungsphasen der Paratethys. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, 181–187; Wien 1960.
- SENES, J.: Korrelation des Miozäns der zentralen Paratethys (Stand 1970). – Geol. Sbornik, 22, (1), 3–9; Bratislava 1971.
- STEININGER, F.: Integrated assemblage-zone biostratigraphy at marine-nonmarine boundaries: Examples from the Neogene of Central Europe. – In: Concepts and methods of biostratigraphy, Hrsg. KAUFMANN, E. G. & HAZEL, J. E. 235–256; 1977.
- STEININGER, F. & RÖGL, F. & MARTINI, E.: Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys (Middle Europe). – Newsl. Stratigr., 4, (3), 174–202; Berlin-Stuttgart 1976.
- TAUBER, A. F.: Grundzüge der Geologie von Burgenland. – In: Burgenland, Landeskunde, Hrsg. Bgld. Landesregierung, 39–86; Wien 1952.
- TEICHMÜLLER, M.: Rekonstruktion verschiedener Moortypen des Hauptflözes der niederrheinischen Braunkohle. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 2, 599–612; Krefeld 1958.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R.: Die paläogeographische Stellung und Fazies-Gliederung der Braunkohlenmoore in der Niederrheinischen Bucht. – Freib. Forschh., C 57, 106–124; Berlin 1959.
- TEICHMÜLLER, M. & THOMSON, P. W.: Vergleichende mikroskopische und chemische Untersuchungen der wichtigsten Fazies-Typen im Hauptflöz der niederrheinischen Braunkohle. – Fortschr. Geol. Rheinl.-Westf., 2, 573–598; Krefeld 1958.
- THOMSON, P. W.: Die Braunkohlenmoore des jüngeren Tertiärs und ihre Ablagerungen. – Geol. Rdsch., 45, (1), 62–70; Stuttgart 1956.
- TOLLMANN, A.: Neue Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. – In: Geologischer Tiefbau der Ostalpen, 3. Bericht, 1975, Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodynamik, Publ. Nr. 212, 58–64; Wien 1976.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – 766 S.; Wien (Deuticke) 1977.
- TOLLMANN, A.: Eine Serie neuer tektonischer Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 68 (1975), 129–142; Wien 1978.
- VADÁSZ, E.: Magyarország földtana (ung.; Geologie von Ungarn). – 646 S.; Budapest (Akademia) 1960.
- VENDEL, M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 51 (1958), 281–294; Wien 1960.
- WEINHANDL, R.: Bericht 1964 über Aufnahmen auf den Blättern Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., 1965, A 55–A 56; Wien 1965.
- WINKLER, A.: Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns. – Jahrb. Geol. Staatsanstalt, 71, (1 u. 2), 1–50; Wien 1921.
- WINKLER, A.: Über die samatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des Steirischen Beckens. – Jahrb. Geol. B.-A., 77, 393–456; Wien 1927 a.
- WINKLER, A.: Aufnahmebericht über die Blätter Fürstenfeld (5156), Unterdrauburg (5354) und Marburg (5355). – Verh. Geol. B.-A., 1927, 61–63; Wien 1927 b.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die Kohlenlager Österreichs, ihre geologische und wirtschaftliche Bedeutung. – Z. deutsch. geol. Ges., 88, 357–379; Berlin 1937.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. – In: Geologie von Österreich, Hrsg. F. X. SCHAFFER, 414–522; Wien (Deuticke) 1951.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. – 822 S.; Wien (Springer) 1957.
- WINKLER-HERMADEN, A. und RITTLER, W.: Erhebungen über artesische Wasserbohrungen im Steirischen Becken unter Berücksichtigung ihrer Bedeutung für die Tertiärgeologie. – Geologie und Bauwesen, Jg. 17, (2–3), 33–96; Wien 1949.
- WOLETZ, G.: Bericht über sedimentpetrographische Arbeiten im Jahre 1959. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1960, A 123–124; Wien 1960.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 29. Jänner 1979.



Zur Fazies-Abhängigkeit alpiner Trias-Foraminiferen

Von WERNER RESCH*)

Mit 3 Abbildungen, 2 Tabellen und 5 Phototafeln

*Ostalpen
Trias
Mikrofazies
Paläökologie
Foraminiferen*

INHALT

Zusammenfassung	182
Summary	182
I. Vorwort	183
II. Einleitung	184
III. Bemerkungen zur Arbeitsmethode	187
IV. Beispiele aus der Unter- und Mitteltrias	190
1. Die südalpinen Werfener Schichten	190
a) Stratigraphie und Faziesentwicklung	190
b) Die Foraminiferen-Fauna	194
Allgemeines	194
Kurze Notiz zum nordalpinen Skyth	196
Südtiroler Dolomiten und Etschbucht-Gebirge; Kärnten	197
c) Ergebnis der Proben-Untersuchungen	202
2. Die siltige Karbonat-Mergel-Fazies im Anis des Etschbucht-Gebietes	205
a) Stratigraphische Stellung	205
b) Lage des Profils und fazielle Ausbildung	207
c) Die Foraminiferen-Fauna	209
d) Zusammenfassung und Vergleich mit den Werfener Schichten	212
e) Bemerkungen zum Vorkommen der Gattung <i>Tolypammina</i> in der älteren Trias	212
3. Die Beckenfazies im Illyr der Nordtiroler Kalkalpen und des Drauzuges	214
a) Allgemeines	214
b) Nordtiroler Kalkalpen (Innsbrucker Nordkette)	215
c) Drauzug (Dobratsch)	219
d) Diskussion der Befunde und Hinweise auf ähnliche Vorkommen	220
e) Schlußfolgerungen	222
4. Die oberostalpine Riffazies des Ladin und Cordevol (Wettersteinkalk)	223
a) Allgemeines	223
b) Bisherige Untersuchungen zur Foraminiferen-Führung der Wetterstein-Riffkalke	225
c) Die Foraminiferen der Lagunenfazies des Ladin und Cordevol	226
d) Regionale Beispiele aus Wetterstein-Riffkalken	227
1. Innsbrucker Nordkette; Hafelekar-Riffkörper	227
2. Kaisergebirge, östlich Kufstein/Tirol	229
3. Dobratsch, östliche Gailtaler Alpen/Kärnten	230
e) Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	232
Literaturverzeichnis	233

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. WERNER RESCH, Institut f. Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

Zusammenfassung

Ein einleitender Überblick über den derzeitigen Stand der Forschung zum gestellten Thema zeigt, daß für die in ihrer Faziesvielfalt schon gut erforschte Trias der Ostalpen die Foraminiferen taxonomisch und biostratigraphisch erst seit kurzem wieder intensiver bearbeitet werden. Bei der Besprechung der Arbeitsmethoden wird auf die Abhängigkeit paläokologischer Untersuchungen von möglichst genauen mikrofazial-sedimentologischen Vorarbeiten hingewiesen. Demnach ist besonders kritisch zu verfahren bei der taxonomischen Bearbeitung der Foraminiferen und der eventuell als Faziesindikatoren herangezogenen anderen Fossilien sowie bei der Ausdeutung der Ergebnisse fazial-sedimentologischer Arbeiten. Die derzeitigen Probleme sind für die Unter- und Mitteltrias im noch weitgehenden Fehlen statistischer Grundlagenarbeit auf diesen Gebieten begründet, die auch eine genaue Beachtung der Vorgänge der Fossilumlagerung und der Fossil- und Gesteinsdiagenese voraussetzen.

Im Hauptteil werden die Untersuchungsergebnisse über einige ausgewählte Faziesentwicklungen der Unter- und Mitteltrias mitgeteilt. Kennzeichnend für die weit über die Ostalpen hinaus verbreitete Werfener Fazies des Skyth als Beispiel einer Schelfmeer-Ablagerung dieser Zeit ist das Vorherrschen weniger Gattungen einfacher, kleinwüchsiger Milioliden (*Cyclogyra*, *Meandrospira*, *Rectocornuspira*, *Ophthalmidium*) und Sandschaler (*Glomospira*, *Glomospirella*, *Reophax*). Diese fehlen in ausgesprochenen Stillwasser-Sedimenten; *Meandrospira* und *Cyclogyra* bevorzugen etwas flacheres Wasser als die anderen Formen. Wo in den Südtiroler Dolomiten im Anis örtlich noch eine ähnliche Lithofazies vorkommt wie in den höheren Werfener Schichten, zeigt sie auch eine ähnliche, aber entsprechend weiter entwickelte Foraminiferen-Fauna. Das völlige Fehlen der Gattung *Tolypamma* trotz der Häufigkeit des ebenfalls sessilen (?) Polychaeten „*Spirorbis*“ *phlyctaena* BRÖNNIMANN & ZANINETTI in dieser Fazies könnte als Ursache zu geringe Wassertiefe haben; Sediment-Umlagerungen bewirkten außerdem ein unruhiges Substrat.

Aus den nordalpinen Reiflinger Schichten und ähnlichen Sedimenten des Drauzuges als Beispiele einer karbonatischen Beckenfazies sind für das Illyr nicht zuletzt durch die Gunst einer bestimmten Fossildiagenese reiche Nodosariaceen-Faunen in Steinkern-Erhaltung gewinnbar. Die Nodosariacea als wichtiger Bestandteil auch moderner, fazial den tieferen Schelf und Kontinentalrand besiedelnder Foraminiferen-Faunen waren also im Anis schon weit entwickelt, was der sonst zwischen Anis und Ladin gelegten Grenze von altertümlichen und sogenannten höher entwickelten Foraminiferen-Faunen einiges an Schärfe nimmt.

Mit der Riffentwicklung im Ladin-Cordevol bildeten sich in den Lagunen und Plattform-Environments die Involutinidae als beherrschende, schon gut erforschte Foraminiferen heraus, während in den eigentlichen Riffarealen und ihren grobklastischen Randsedimenten erst eine spärliche Foraminiferen-Fauna entwickelt ist; es dominieren hier außer den sessilen, am Riffaufbau aber nicht wesentlich beteiligten Foraminiferen einige dickschalige Sandschaler und einige Vertreter der Duostominidae.

Im ganzen kann für die Unter- und Mitteltrias eine Abhängigkeit der Foraminiferen-Faunen, bei der gegebenen, mehr oder weniger normalen Salinität, in erster Linie von der Wassertiefe, dem Energie-Index und dem Substrat festgestellt werden. Diese auch die Gesteinsfazies stark beeinflussenden Faktoren bewirken die ziemlich markante Faziesabhängigkeit der Trias-Foraminiferen. Von den Foraminiferen her bedingt die entsprechende Evolutionshöhe aber mit das Angebot an möglichen Besiedlern der verschiedenen Faziesräume. Bei kurzfristig wiederholtem Fazieswechsel im selben Ablagerungsraum kommt es oft nicht zur Einwanderung bzw. Herausbildung einer zeit- und faziesgerechten Foraminiferen-Fauna.

Summary

In the introduction a general view on the recent situation of investigation is given. The facies variety of the Triassic of the Eastern Alps is already well explored, but the foraminifera have been intensively examined for a short time with regard to taxonomy and biostratigraphy. The methods of investigation are discussed and the dependence of paleocological analysis from exact microfacial-sedimentological preliminary studies is pointed out. The recent problems result from the rather complete lacking of statistical work. Exact consideration of reworking of fossils and diagenesis of fossils and rocks is very important.

In the main chapter of this paper the foraminifera of some selected facies developments of the Lower and Middle Triassic are analysed. The facies of the Werfen beds of the Skythian, also well known in a larger area than the Eastern Alps is a typical shelf deposit, which is characterized by the occurrence of a few genera of simple and small miliolids (*Cyclogyra*, *Meandrospira*, *Rectocornuspira*, *Ophthalmidium*) and arenaceous foraminifera (*Glomospira*, *Glomospirella*, *Reophax*). All these foraminifera are more or less missing in deposits of very calm environment. *Meandrospira* and *Cyclogyra* prefer more shallow water than the other genera. In the Anisian stage of the Dolomites of South Tyrol locally a facies similar to that of the Werfen beds may be recognized. In this case the Anisian beds are bearing similar foraminifera, but of a more advanced level of development. In this facies the complete lacking

of the genus *Tolypamina* in spite of the frequency of "*Spirorbis*" *phlyctaena* BRÖNNIMANN & ZANINETTI, an attached (?) polychaete worm, could be the result of too low depth of water and very intensive sedimentation-processes.

From the Reifling beds of the Northern Limestone Alps and from similar sediments of Carinthia – examples of carbonatic basin facies of the Illyrian substage – rich faunas of Nodosariacea could be solved out by using acetic acid. Until now only casts could be found. Thus, in the Anisian the Nodosariacea were already well developed. Therefore the Anisian/Ladinian boundary in the evolution of foraminifera is not as significant as it was supposed until now.

During Ladinian-Cordevolian time reefal facies gets very important. In shallow parareefal sediments and platform sediments the Involutinidae get very common and are already well proved. In the reef core facies and the immediate neighbourhood foraminifera are rather rare. Attached foraminifera are important, but do not take part in the reef construction. Thick shelled arenaceous foraminifera and representatives of Duostominidae are even more remarkable in this environment.

In common in the Lower and Middle Triassic distinct dependence of foraminifera from water depth, energy index and substratum could be recognized. Therefore also the dependence from the lithofacies is obvious. Caused by a quick change of facies in the same area the foraminifera, which are typical for a certain facies sometimes are not able to immigrate.

I. Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist sowohl das Ergebnis gezielter mikropaläontologischer Untersuchungen an speziell aufgesammeltem Material, wie auch von Untersuchungen an Proben, die bei stratigraphisch und regionalgeologisch ausgerichteten Geländearbeiten angefallen sind. Zum Großteil werden hier aber auch Befunde weiter ausgewertet und eingebaut, die im Laufe der Zeit bei der mikropaläontologischen Bearbeitung zahlreicher Proben für Kollegen und Dissertanten angefallen sind. Teilweise wurden auch am Institut für Geologie und Paläontologie Innsbruck deponierte Dünnschliffserien zu Arbeiten berücksichtigt, die seinerzeit wegen primär anderer Fragestellungen und mangels verschiedener Voraussetzungen nicht speziell mikropaläontologisch ausgewertet worden sind. So wird das dieser Arbeit zugrunde liegende Material, auch wenn dessen ursprüngliche Bearbeitung unter fallweise etwas verschiedenen Fragestellungen erfolgte, hier kapitelweise erstmals einer Zusammenschau unterzogen. Dabei mußten einige bisher nur als Fossilisten vorliegende Unterlagen anhand des Originalmaterials auch einer neuerlichen taxonomischen Revision unterzogen werden.

Demgemäß gilt mein Dank hier in erster Linie den Fachkollegen, deren Arbeitsmaterial neben meinen eigenen Aufsammlungen für die vorliegenden Untersuchungen zur Verfügung stand, namentlich den Herren Dr. B. BATMAN, Dr. E. COLINS, Dr. K. FIPPER, Dr. W. NACHTMANN und Dr. P. TOSCHEK. Soweit im folgenden auf deren teilweise nicht veröffentlichte Dissertationen verwiesen wird, sei hier ein Hinweis auf die größtenteils publizierten Dissertations-Kurzfassungen (H. MOSTLER, Hrsg., 1977 a) angefügt. Den Herren Dr. R. BRANDNER und Univ.-Prof. Dr. H. MOSTLER sei für verschiedenes, mir im Laufe der Zeit zur Untersuchung zugänglich gemachtes beziehungsweise zur Bearbeitung überlassenes Material besonders gedankt, ebenso für Literaturhinweise und für die Diskussionsmöglichkeiten.

Diese Arbeit verdankt ihre Entstehung sehr wesentlich den Ermutigungen zu ihrer Abfassung durch Herrn Univ.-Prof. Dr. W. HEISSEL. Ihm gilt daher mein besonderer Dank für das stete Interesse am Arbeitsfortgang und ebenso dafür, daß für die Anfertigung von Dünnschliffen aus dem Gebiet der Innsbrucker Nordkette eine finanzielle Unterstützung der Alpinen Forschungsstelle Obergurgl zur Verfügung stand.

Schließlich möchte ich auch Herrn K. GROSSKOPF für die Ausarbeitung der Fotos, Herrn W. HANKE für die Herstellung der Gesteinsdünnschliffe und Herrn Dr. W. SADEDDIN für die Hilfe bei der Probenaufbereitung danken.

Die Arbeit stellt eine geringfügig ergänzte Habilitationsschrift an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Innsbruck (eingereicht Nov. 1977) dar, wobei die inzwischen erschienene einschlägige Literatur außer in das Literaturverzeichnis meist nur noch als Zitate in den Text eingebaut werden konnte. Das der Arbeit zugrunde liegende Material ist unter den hier verwendeten Nummern am Institut f. Geologie u. Paläontologie der Universität Innsbruck hinterlegt.

II. Einleitung

Ziel dieser Arbeit ist es, die Faziesabhängigkeit bestimmter Foraminiferenarten und -gattungen aus der Trias zu untersuchen und daraus unter gewissen Vorbehalten palökologische Schlüsse zu ziehen.

Die Trias der Ostalpen umfaßt Sedimente terrigener bis verschieden stark terrestrisch beeinflusster Natur mit allen Übergängen zu hochmarinen klastischen bis rein biogenen Ablagerungen sowie evaporitische Bildungen. In den Südalpen erlangen auch magmatische Gesteine große Bedeutung. Es wird hier kein allgemeiner Überblick über die Faziesentwicklung der Trias gegeben, weil in den letzten Jahren gerade für die interessierenden Faziesräume der Nördlichen Kalkalpen und Südalpen neuere zusammenfassende Arbeiten erschienen sind. Für die Nordalpen ist diesbezüglich in erster Linie auf A. TOLLMANN (1976), für die Südalpen auf P. LEONARDI (1968) zu verweisen, wobei hier auch in der Schreibung der Schichtnamen diesen Werken gefolgt wird.

Wenn also auf einen Überblick über die Faziesentwicklung der Trias der Ostalpen in ihrer ganzen Mannigfaltigkeit verzichtet wird – unter Hinweis auf die obzitierte Literatur – so wird es im folgenden trotzdem nötig sein, wenigstens bei den bezüglich der Foraminiferen-Führung untersuchten Faziestypen auf die wichtigsten faziellen Merkmale und ihre Bedeutung für palökologische Aussagen einzugehen.

Die moderne Erforschung der Trias-Foraminiferen ging zu einem sehr wesentlichen Teil von den Ostalpen aus. Hier lagen die Untersuchungsgebiete bedeutungsmäßig in fast gleicher Weise im Oberostalpin der Nördlichen Kalkalpen wie in den Südalpen, in letzteren besonders für die Zeitabschnitte Skyth und Cordevol, Pionierarbeiten aus diesen Gebieten sind insbesondere mit den Namen E. KRISTAN (1957) bzw. E. KRISTAN-TOLLMANN (1960, 1964), R. OBERHAUSER (1957, 1960), W. FUCHS (1967, 1975) und L. KOEHN-ZANINETTI (1969) verbunden.

Außer in den Ostalpen liegen hier interessierende besondere Schwerpunkte biostratigraphischer Foraminiferen-Forschung für die tethydale Trias in den Karpaten durch J. SALAJ et al. (1967), in der Tatra durch A. GAŹDZICKI (1974) und Mitarbeiter, im Balkan-Gebirge durch E. TRIFONOVA (1961, 1977), in Slowenien durch A. RAMOVŠ (1973), in Ungarn durch A. ORAVECZNÉ-SCHEFFER (1966), in der Türkei durch J. M. SELLIER DE CIVRIEUX & T. F. J. DESSAUVAGIE (1965) im Iran durch die Genfer Schule um P. BRÖNNMANN, die unter anderem auch aus den Westalpen wichtige Arbeiten beige-steuert hat und im südlichen China durch Y. HO (1959).

Vom Material, also den untersuchten Proben her ging man, besonders solange noch vorwiegend taxonomische und rein biostratigraphische Fragestellungen im Mittelpunkt des Interesses standen, natürlich von möglichst foraminiferenreichen Proben aus, auch wenn dadurch Ablagerungen aus gewissen, an Foraminiferen ärmeren Biotopen lange unberücksichtigt blieben. So nahm die moderne mikropaläontologische Bearbeitung der Trias entsprechend den allgemein üblichen Arbeitstechniken gerade von Schlammproben mergelig-toniger Gesteine ihren Ausgang; für die Ostalpen waren dies besonders die Rhät-Mergel der Plackesschichten von der Hohen Wand südl. Wien, die obertriadischen Mergel der Zlambachschichten im Salzkammergut, die ebenfalls oft sehr makrofossilreichen, in der Hauptsache cordevolen Mergel der südalpinen Cassianer Schichten und die Mergel bis Tonsteine der Raibler Schichten z. B. im Gebiet der Hohen Wand und aus dem Helenental bei Baden. Für diese gut erforschten, besonders reichen Foraminiferen-Vorkommen in pelitischer Lithofazies kann ebenfalls auf die obzitierte Literatur verwiesen werden unter besonders in taxonomischer Hinsicht ergänzendem Hinweis auf J. HOHENEGGER (1974).

Demgegenüber gewann auch die Dünnschliff-Untersuchung triadischer Karbonatgesteine gerade mit dem Aufkommen mikrofazieller Arbeitsweisen sehr an Bedeutung. Die parallel damit angestellten mikropaläontologischen Untersuchungen und schließlich auch gezielt auf die Foraminiferen-Führung hin vorgenommenen Studien fanden für die Ostalpen ihren Niederschlag vor allem in den Arbeiten von L. KOEHN-ZANINETTI (1969) und A. PAPP & K. TURNOVSKY (1970) beziehungsweise schon relativ früh z. B. für obertriassisch-jurassische Sedimente bei R. WEYNSCHENK (1950). Daneben erforderte das Studium orientierter Schnitte durch Einzelobjekte natürlich schon immer eine Untersuchung der Trias-Foraminiferen im Dünnschliff, wie z. B. bei R. OBERHAUSER (1964) deutlich aufgezeigt wird, bzw. die Anfertigung von ganzen Schliffserien durch Einzelobjekte unter Anwendung der Lackfilm-Methode (E. FLÜGEL, 1967).

Schließlich lieferte auch die neben anderen besonders von H. MOSTLER intensiv angewandte und wiederholt erläuterte bzw. diskutierte (H. MOSTLER, 1968 b, S. 5–6; T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1974, S. 47 ff.) Methode der Aufbereitung von triassischen Karbonatgesteinen mittels Essigsäure (evtl. Monochloressigsäure) reiches Material an Foraminiferen (vgl. W. RESCH, 1973; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1973; E. TRIFONOVA, 1977 a, 1977 b; J. HOHENEGGER & R. LEIN, 1977).

Über die Trias-Foraminiferen des europäischen-asiatischen Tethysraumes erschien erst 1976 eine ausführliche Abhandlung von L. ZANINETTI, die den letzten Stand unserer Kenntnisse zusammenfaßt und auf die hier besonders hingewiesen sei. Diese Arbeit wird künftig eine unentbehrliche Hilfe bei der praktischen Beschäftigung mit Trias-Foraminiferen sein; der ausdrückliche Hinweis auf sie gestattete es auch, den historischen Teil der vorliegenden Einleitung möglichst kurz zu halten. L. ZANINETTI (l. c.) behandelt 273 der insgesamt über 500 aus dem oben erwähnten Gebiet bekannten Triasforaminiferen-Arten und -Unterarten und bringt ein sehr umfangreiches Literaturverzeichnis, auf das ergänzend zu dem hier gegebenen ebenfalls verwiesen sei.

Fortschritte auf dem Gebiet der Biostratigraphie der Trias brachte neben den Untersuchungen an Foraminiferen noch mehr die Berücksichtigung der Conodonten (H. KOZUR & H. MOSTLER, 1973) und zum Teil auch der Echinodermen vor allem mit den Schwebcriinoiden (D. A. DONOFRIO & H. MOSTLER, 1975, S. 24–27, Tab. 3) und Holothurien-Resten (dazu siehe z. B. A. TOLLMANN, 1976, S. 92–95). Auch die Rolle der Palynologie (W. KLAUS, 1973) in der Trias-Biostratigraphie und die Bedeutung der Dasycladaceen (E. OTT,

1973) ist nicht zu übersehen. Alle erwähnten, in der modernen Biostratigraphie verwendeten Mikrofossilgruppen sind, wie auch die ihre Bedeutung in der Orthochronologie beibehaltenden Ammoniten aber mehr oder weniger faziesgebunden. Mit Recht bemerkt daher L. ZANINETTI (1976, S. 1), daß „die Entwicklung von aufeinander abgestimmten Zeitskalen, die jeweils Foraminiferen, Conodonten und Ammoniten benützen, noch im Anfangsstadium sich befindet. Das größte Hindernis, das der Erarbeitung einer solchen Zeitskala im Wege steht, liegt in der palökologischen Unvereinbarkeit der erwähnten Organismengruppen“ (Übersetz. des Verf.).

Hand in Hand mit der modernen mikropaläontologischen Erforschung der Trias, besonders was die aus Dünnschliffuntersuchungen erwachsenen Erkenntnisse betrifft, ging auch eine eingehende mikrofazielle Bearbeitung der Gesteine der Nord- und Südalpen, ebenfalls und von sich aus mit Schwergewicht auf den Triasablagerungen. Die Ergebnisse der mikrofaziellen Arbeitsweise haben in sehr vielen Publikationen ihren Niederschlag gefunden. An zusammenfassenden Arbeiten insbesondere über die Nordalpen, aber auch allgemein die Arbeitsmethoden betreffend sei auf E. FLÜGEL (1963, 1973) verwiesen, mehr mikropaläontologisch-stratigraphisch betont ist das Werk von A. PAPP & K. TURNOVSKY (1970); auch bei A. TOLLMANN (1976) finden mikrofazielle Daten Berücksichtigung. Da für die Südalpen in mikrofazieller Hinsicht ähnlich zusammenfassende Werke mit gebührender Berücksichtigung der Trias bis auf die Arbeit von A. BOSELLINI & D. ROSSI (1974) noch fehlen, sei auf die Bedeutung gerade der Dolomiten für diese Arbeitsrichtung eigens hingewiesen. Eine Reihe diesbezüglich einschlägiger Arbeiten findet sich im Symposiumsband Mikrofazies und Mikrofauna der Alpenen Trias und deren Nachbargebiete, T. 1 (T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, Schriftl., 1973).

Erst aus der gegenseitigen Ergänzung von mikropaläontologischen und mikrofaziellen Untersuchungen erwachsen für die Trias-Foraminiferen aussagekräftige palökologische Arbeiten. Für die Obertrias der Ostalpen z. B. sind diesbezüglich besonders J. HOHENEGGER & H. LOBITZER (1971) und J. HOHENEGGER & W. PILLER (1975 a) zu erwähnen. Ein gewisser Vorsprung in den palökologischen Forschungen, besonders über die mitteltriassischen Foraminiferen, besteht für die Karpaten und die Tatra (O. JENDREJÁKOVÁ, 1973; Z. BELKA & A. GAŹDZICKI, 1976), für das Rhät aus diesem Raum ist besonders auf A. GAŹDZICKI (1974) hinzuweisen. Auch L. ZANINETTI (1976) widmet mehrere Kapitel palökologischen Überlegungen.

Daneben finden in neueren mikropaläontologischen Arbeiten verschiedener Autoren immer mehr auch die Gesamtfauen und nicht nur spezielle Mikrofossilgruppen Berücksichtigung. Über manche an Foraminiferen reichen Sedimente – z. B. die Cassianer Schichten (z. B. F. T. FÜRSICH & J. WENDT, 1977) und die Zlambachschichten – mit gut studierten Gesamtfauen (einschließlich der palökologisch oft aussagekräftigen Ostrakoden und bei den Makrofaunen unter Berücksichtigung eventuell vorkommender Kalkalgen) formt sich so aus der Fülle neuerer Literatur allmählich ein genaueres Bild der Ablagerungsbedingungen und damit auch über das Biotop zumindest der benthonischen Organismen heraus.

III. Bemerkungen zur Arbeitsmethode

Im einleitenden, unter Bezugnahme auf L. ZANINETTI (1976) sehr kurz gehaltenen Überblick über die neuere Geschichte der Erforschung der Trias-Foraminiferen ist auch schon der Weg angedeutet worden, der methodisch bei der gegebenen Zielsetzung mit dem Untersuchungsmaterial und den Ergebnissen der einzelnen Bearbeitungsschritte gegangen werden muß.

Das zu untersuchende Material wird im Gelände entsprechend den bei mikropaläontologischen beziehungsweise mikrofaziellen Arbeitsweisen üblichen Verfahren möglichst profilmäßig, oder gezielt nach bestimmten interessierenden Lithofazies-Typen, aufgesammelt (H. FREUND, Hrsg., 1958; B. KUMMEL & D. RAUP, Ed., 1965). Es wurden hier in erster Linie deshalb karbonatische Sedimente herangezogen, weil für diese durch die sehr weit fortgeschrittene Entwicklung der Mikrofazies-Interpretation meistens verlässlichere Aussagen über die Bildungsbedingungen des Sediments und schließlich Gesteins gemacht werden können, als über tonige bzw. mergelige Sedimente. Für letztere haben etwa M. SARNTHEIN & E. WALGER (1973) am Beispiel des Persischen Golfes Untersuchungsmethoden aufgezeigt, die allerdings an so alten, diagenetisch oft schon stärker veränderten Sedimenten, wie es die der alpinen Trias sind, noch nicht mit der entsprechenden Genauigkeit zur Anwendung kamen. Wie einleitend schon angedeutet, wäre für manche mergeligen, durch Foraminiferen-Reichtum bekannten Sedimente die palökologische Betrachtung zu einem nicht geringen Teil eine kompilatorische Arbeit und nicht nur eine Frage weiterer Studien (mikro- und makropaläontologisch, lithofaziell, tonmineralogisch, geochemisch) am Material selbst. Allerdings haben J. HOHENEGGER & W. PILLER (1977 b, S. 5) gezeigt, daß jedenfalls Lithofazies und Mikrofossilführung nicht immer schon korrelierbare Abhängigkeiten zeigen müssen und daher oft eine Beprobung und Untersuchung Bank für Bank erforderlich ist. Um bei palökologischen Untersuchungen weiterzukommen, darf man sich jedenfalls nicht nur immer auf möglichst fossilreiche Proben und Profile beschränken, sondern muß auch bloß faziestypisches, wenn auch fossilärmeres Material berücksichtigen; schließlich muß auch primäre Armut an Foraminiferen einen Grund haben.

Die labormäßige Behandlung der Proben geschah ebenfalls nach den in der oben und einleitend zitierten Literatur angeführten üblichen Methoden. Das Aufschließen des stärker mergeligen Materials geschah meist mittels eines kombinierten Verfahrens unter Verwendung von Leichtbenzin, Wasserstoffperoxid und Bradophen (resp. auch Beloran als Handelsbezeichnung; s. R. HERB & L. HOTTINGER, 1965, S. 140). Die primär oft für mikrofazielle Untersuchungen angefertigten Dünnschliffe mußten für die mikropaläontologische Bearbeitung fallweise nachbehandelt werden. Bei der Aufbereitung der Karbonate mittels Säuren war die Ausbeute an Foraminiferen oft mehr ein Nebenergebnis, nicht eigentliches Ziel der Probenbehandlung.

Zum Material ist noch anzumerken: Bei Proben aus fremdem Arbeitsmaterial, was stets angegeben ist, werden hier die jeweils ursprünglichen Proben-Nummern beibehalten, diesen aber wenn nötig, der Name des ersten Bearbeiters vorangestellt. Bei fremden Einzelproben ist fallweise der genaue Fundpunkt in der Originalarbeit nachzulesen.

Hier ist auch noch die sehr wichtige Frage anzuschneiden, wann eine Probe überhaupt als repräsentativ für den Bereich – vertikal im Profil, das heißt für einen bestimmten Zeitabschnitt und horizontal in der paläogeographischen Erstreckung – zu betrachten ist, auf den die bei ihrer Untersuchung gewonnenen Daten aussagemäßig ausgedehnt werden

sollen. Dieses Problem erfordert eine gewissenhafte Auswahl der Proben schon im Gelände, unter möglicher Beachtung der Homogenitätsbereiche für die einzelnen interessierenden Merkmale. Dabei ist auch zu berücksichtigen, daß bei der weiteren Probenbehandlung die Untersuchung im räumlich meist bestimmt orientierten Dünnschliff und das Schlämmen größtmäßig ganz andere Probenbereiche erschließen. Vom Gesteinsvolumen her wird beim Schlämmen, also auch durch die Aufbereitung mittels Säuren, ein viel größerer Probenbereich erfaßt.

Die vorliegende Arbeit will dem Thema gemäß kein wesentlicher Beitrag zur Taxonomie und Biostratigraphie der Trias-Foraminiferen sein. Diesbezüglich wird weitgehend L. ZANINETTI (1976) gefolgt bzw. können deren Ergebnisse, wenn nicht anders vermerkt, bestätigt werden. Wenn Aufzählungen oder die tabellarische Erfassung von Foraminiferen hier nicht nach anderen Gesichtspunkten (z. B. Häufigkeit, Erhaltungszustand, Alter) erfolgen, wird nach A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN (1964; ergänzt 1974) vorgegangen, obwohl gerade für die Trias-Foraminiferen oder ausgehend von diesen, phylogenetische Fragen in der neueren Literatur immer wieder behandelt werden (z. B. W. FUCHS, 1975; J. HOHENEGER, 1974; J. HOHENEGER & W. PILLER, 1977 a; J. SALAJ, 1976; H. TAPPAN, 1976).

Ansonsten ist die taxonomische Bearbeitung von triassischen Foraminiferen mit den üblichen Problemen fossilen, doch schon relativ alten Materials behaftet, unter anderem mit dem fallweise schlechten Erhaltungszustand (z. B. wegen Umlagerung; Fossilidiagenese, die vor allem Fragen der Wandstruktur und des primären Baumaterials zu klären erschwert), ungünstigen Schnittlagen im Schliff, Mangel an genügend Material überhaupt usw.

Außerdem hat man sich dessen immer bewußt zu sein, daß bei so merkmalsarmen Organismenresten, wie es die Hartteile morphologisch einfach gebauter Foraminiferen sind, für erdgeschichtlich lange Zeitabschnitte zitierte „Arten“ (bei Foraminiferen auch Paläozoiikum bis rezent; siehe z. B. die sicher sehr gewissenhafte Arbeit von W. GRÜN et al., 1964, S. 255–258, 261–262) gerade vom Standpunkt der Systematik und Evolutionsforschung aus zu gewissen Bedenken Anlaß geben müssen.

Soweit hier Angaben zur mikrofaziellen Kennzeichnung der Karbonatgesteine gemacht werden, wird in etwas veränderter Form, vor allem vereinfachend bezüglich der Nomenklatur, nach W.-U. MÜLLER-JUNGLUTH & P. TOSCHEK (1969) vorgegangen. Fallweise werden aber die lithofaziell-deskriptiven, in ihrer diesbezüglichen Aussage sicher prägnanteren Mikrofazies-Bezeichnungen bewußt nicht verwendet, sondern dafür die anschaulicheren und palökologisch-faziell aussagekräftigeren konventionellen Gesteinsnamen gebraucht. Aus der Mikrofazies – und wo möglich ihrer Einbindung in die Profile, um die Tendenzen der Faziesänderungen zu erfassen – wurde versucht, über die genetische Interpretation der Gesteinsfazies und aller sich bietenden paläontologischen Daten zu palökologischen Aussagen für die vorgefundenen Foraminiferen zu kommen.

Bei rezenten Foraminiferen werden, sehr oft angeregt durch Fragestellungen von paläontologischer Seite, ökologische Forschungen schon lange gepflegt, meist von Forschern, die auch mit fossilem Material gut vertraut sind (E. BOLTOVSKOY & R. WRIGHT, 1976; J. W. MURRAY, 1973, F. B. PHLEGER, 1965; zahllose Einzelarbeiten namhafter Forscher). Diesbezüglich kann aber sinnvolle Arbeit an rezentem Material meist nur bei Berücksichtigung der Unterarten-Gliederung der jeweils maßgebenden systematischen Gruppen geleistet werden, was in der Taxonomie oft die Anwendung biometrisch-statistischer Methoden voraussetzt. Auch sonst kommen bei Untersuchungen an rezentem Material neben dem

Studium an Zuchten, Methoden mit großem Erfolg zum Einsatz (z. B. die Lebend-Färbung der Foraminiferen mit Bengalrot), die bei fossilem Material nicht anwendbar sind.

Wie weiter oben dargestellt wurde, begegnet die taxonomische Arbeit an triassischen Foraminiferen oft erheblichen, materialbedingten Schwierigkeiten und biometrisch-statistische Untersuchungen im Dienst der Taxonomie sind noch eine große Ausnahme (z. B. J. HOHENEGGER, 1974). Dabei sind derartige Untersuchungen oft selbst nur eine der grundlegendsten Voraussetzungen für die sinnvolle Anwendung statistischer Methoden bei ökologischen bzw. palökologischen Arbeiten. Durch diese Vorbehalte soll aber nicht prinzipiell bestritten werden, daß fallweise auch die Gruppierung in höhere systematische Kategorien bei palökologischen Untersuchungen brauchbare Ergebnisse liefert (vgl. W. RESCH, 1973, S. 529).

Schließlich ist hier noch eine kritische Stellungnahme zur mikrofaziellen Ausdeutung des Arbeitsmaterials, soweit sie die Bildungsumstände des Sediments, also zugleich des Substrates für die meisten benthonischen Foraminiferen betrifft, angebracht. Dieser sehr wichtige Punkt soll unter Hinweise auf diesbezügliche kritische Überlegungen bei E. FLÜGEL (1973, Tab. 1 und S. 27–35) aber so kurz als möglich gehalten werden. Brauchbarste Anhaltspunkte bilden für palökologische Überlegungen, gerade wenn man für weiter zurückliegende Zeitabschnitte Aussagen machen will, physikalische (chemische) Gegebenheiten bzw. stark auf deren Auswirkungen beruhende Daten: z. B. der Energie-Index als Hinweis auf die Stärke der Wasserbewegung, evtl. auch in Abhängigkeit von der Wassertiefe, aus vektoriiellen Sedimentgefügen ablesbare Hinweise auf Strömungsrichtungen und Reliefverhältnisse, Lichteindringtiefe in Wasser als maßgebender Faktor für die Lebensmöglichkeit assimilierender Kalkalgen, Evaporite als Hinweis auf hypersalinare Verhältnisse. Über diese Daten gewonnene und das Ablagerungsmilieu der Sedimente betreffende Aussagen können mit aktualistischen Beobachtungen gut in Beziehung gebracht werden.

Schwieriger ist es, mikrofaziell überlieferte physikalische (chemische) Parameter über die palökologisch ebenfalls oft interessierende Wassertiefe unterhalb des flachen Subtidals, über die Wassertemperatur, über die Salinität vom normal salinaren zum brackischen Bereich und oft auch über bestimmte Eigenschaften des Substrats sowie über das Sauerstoff- und Nahrungsangebot für das zu studierende Benthos zu erhalten. Hier sind auch paläontologische, aus Mikro- und Makrofossilien sowie von Spurenfossilien ableitbare Hinweise nützlich, durch eventuelle Änderungen der Ansprüche der betreffenden Organismen an ihr Biotop im Laufe der Erdgeschichte aber stets kritisch anzuwenden.

In der vorliegenden Arbeit kann nur ein kleiner Teil des im Lauf der Zeit bearbeiteten Materials berücksichtigt werden. Es ist daher unvermeidlich, daß vermutlich auch Erfahrungen und Beobachtungen gedanklich zum Tragen kamen, die nicht immer nur den in der Arbeit unterbreiteten Fakten allein entsprungen sind; insofern ist sie nicht nur ein Arbeitsbericht, sondern auch ein Diskussionsbeitrag zu den angeschnittenen Problemen.

IV. Beispiele aus der Unter- und Mitteltrias

1. Die südalpinen Werfener Schichten

a) Stratigraphie und Faziesentwicklung

Die skythische Stufe zeichnet sich in den Ostalpen und nach Osten noch weit darüber hinaus durch eine im großen ziemlich einheitliche Faziesentwicklung, nämlich die der Werfener Schichten aus. Nur in den westlichsten Nordalpen sowie in den Lombardischen Alpen und in den Zentralalpen ist das ganze oder zumindest das tiefere Skyth durch eine Fazies vertreten, die in ihren lithologischen Merkmalen dem außeralpinen Buntsandstein ziemlich ähnlich ist. Die letztere, gröberklastische Entwicklung des Skyth – in den Nordalpen als Alpiner Buntsandstein bezeichnet – bleibt im folgenden außer Diskussion. Da sich das Skyth in der Fazies der Werfener Schichten durch eine typische Foraminiferen-Vergesellschaftung auszeichnet, die sich im tethydialen Ablagerungsraum sogar noch weiter nach Osten als die Bezeichnung Werfener Schichten in Verwendung ist, in stets fast gleicher Zusammensetzung vorfindet, werden der Gesteinsbestand der Werfener Schichten und deren mutmaßliche Bildungsbedingungen im folgenden kurz besprochen. Was lithologisch und letztlich palökologisch für die Werfener Schichten gilt, trifft dabei grundsätzlich auch für diese alpenferneren, mit anderen Schichtbezeichnungen belegten skythischen Bildungen ähnlicher bis fast gleicher Faziesentwicklung zu.

Obwohl die Bezeichnung für diese Schichten, die abgewandelt als „Werfenien“ statt „Skyth“ auch als Stufenname von manchen Autoren verwendet wird, aus dem nordalpinen Raum stammt, sei im folgenden entsprechend der Herkunft des hier untersuchten Materials, das Schwergewicht auf die südalpinen Verhältnisse gelegt. Dort zeigen die Werfener Schichten ihre lithologisch bunteste und fossilreichste, daher auch orthochronologisch am besten faßbare Entwicklung.

Während für die Nordalpen eine Verweisung auf A. TOLLMANN (1976, S. 57–65) an genügend Information über die dortigen Werfener Schichten heranführt bzw. diese durch die zitierte weiterführende Literatur erschließt, ist für die Südalpen in erster Linie auf P. LEONARDI (1968, S. 107–128) sowie auf R. ASSERETO et al. (1973) und G. PISA (1974) hinzuweisen. Die in den südalpinen Werfener Schichten zuerst eingeführte Zweiteilung in Seiser Schichten unten und Campiler Schichten oben – entsprechend Seis und Campil als Unterstufen – ist nicht immer deutlich genug ausgebildet, und die Fossilführung reicht oft nicht für eine scharfe Grenzziehung zwischen beiden Unterstufen aus. Die in letzter Zeit in den Südtiroler Dolomiten für das Skyth eingeführte Unterscheidung von sieben lithostratigraphischen Abfolgen macht für die vom tieferen Seis abgetrennten jedenfalls in der Anwendung weniger Schwierigkeiten, weil die Unterteilung nach in sich lithofaziell homogeneren Gesteinseinheiten erfolgt. Man unterscheidet heute von unten nach oben – unter Verwendung der Kurzbezeichnung – die Abfolgen Tesero, Mazzin, Andraz, Seis, Gastropoden-, „Oolith“, Campil, Badia (siehe Abb. 1). Der als Gesteinsbezeichnung schon lange eingeführte Begriff Gastropoden-Oolith wird in der ganzen maßgeblichen Fachliteratur beibehalten – auch als Schicht-Bezeichnung –, obwohl sich alle Bearbeiter bewußt sind, daß es sich meistens mehr um Gastropodenkalke handelt, fallweise begleitet von echten Oolithbänken, aber seltener um Sedimente mit ooidisch umkrusteten (Klein-)Gastropoden. Häufiger noch beobachtet man Zusammenschwemmungen von Kleingastropoden und Ooiden

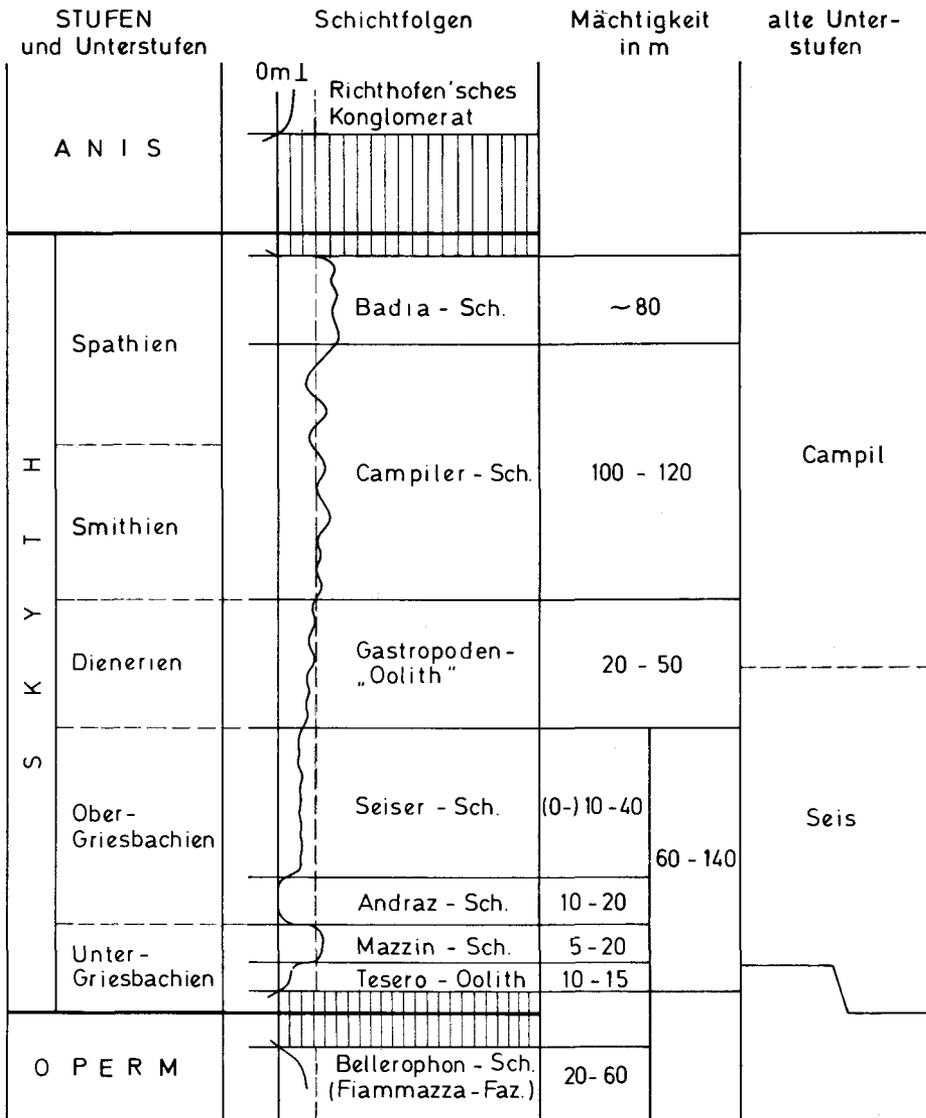


Abb. 1. Gliederung des Skyth in den Südtiroler Dolomiten. Die Korrelation der Unterstufen-Gliederung mit den (lithostratigraphischen) Schichtfolgen wurde nach G. PISA (1974) vorgenommen. Die bathymetrische Kurve (hauptsächlich nach den Angaben in R. ASSERETO et al., 1973; etwas modifiziert) ist nur relativ aufzufassen und soll sich auf die jeweils mehr tieferen Ablagerungsräume beziehen; Annäherung an die 0m-Oordinate bedeutet vorwiegend Wattfazies; Verlauf der Kurve rechts von der gestrichelten Vertikallinie bedeutet eine Wassertiefe generell unter der Welleneinwirkungstiefe (in Anlehnung an M. SARNTHEIN, 1970, hier auf ca. 30 bis 50 m Tiefe geschätzt). Die Mächtigkeitsangaben wurden im wesentlichen A. BOSELLINI (1968), im Detail für das Griesbachien der westlichen Dolomiten und des Etschbuchtgebietes R. ASSERETO et al. (l. c., S. 191) entnommen. Diesbezüglich vergleiche man aber auch D. ROSSI in A. BRONDI et al. (1973, S. 148–151), wo abweichend von den hier berücksichtigten Werten z. B. der Mazzin-Schichtfolge eine Mächtigkeit von 50–60 m zugeschrieben wird.

im gleichen endgültigen Ablagerungsraum. Der faziellen Ausbildung der Gastropodenkalke und Oolithe hat M. FEUERBACH (1970, S. 120–125) eingehendere Untersuchungen gewidmet, ebenso G. A. VENZO (1962, S. 101–116).

Eine moderne, außerhalb Europas erarbeitete, verfeinerte Zonengliederung des Skyth mittels Ammoniten und eine darauf beruhenden Einteilung in 4–5 Unterstufen ist auf die Werfener Schichten noch nicht genügend genau übertragbar und bei der vorliegenden Fragestellung wegen der vorrangig interessierenden Faziesausbildung bzw. dem verhältnismäßig einheitlichen Trend in der Faziesentwicklung hier auch nicht wichtig. Auf jeden Fall hat man aber die skythische Stufe in den Südalpen biostratigraphisch auf Grund der reicheren Fossilführung viel besser im Griff als in den Nord- und Zentralalpen.

Biostratigraphisch wichtig ist die von L. KRYSZYN (1974) aus einem faziell mehr beckenbetonten Skythvorkommen in Jugoslawien abgeleitete Erkenntnis, daß die Werfener Schichten zumindest nach oben nicht das ganze Skyth umfassen. Die Obergrenze des Skyth ist in die die Werfener Schichten – und auch den alpinen Buntsandstein (vergl. A. TOLLMANN, 1976, Taf. 1) – jeweils überlagernden Schichtfolgen hinein zu verlegen, die in den letzten Jahrzehnten von fast allen Bearbeitern bereits zum Anis gerechnet wurden, vorausgesetzt, daß zwischen den Werfener Schichten und ihrem Hangenden keine bedeutendere Schichtlücke liegt. H. MOSTLER & R. ROSSNER (1977, S. 15) ist für die basalen Gutensteiner Schichten der Salzburger Kalkalpen der Nachweis skythischen Alters mittels Conodonten bereits gelungen.

Die überlieferte Mächtigkeit der Werfener Schichten beträgt in den Südalpen innerhalb der Dolomiten zwischen weniger als 50 m und mehr als 500 m (vergl. P. LEONARDI, 1968, S. 413), was auf primär verschieden mächtiger Bildung und teilweisem bis gänzlichem nachträglichem Abtrag, vor allem gegen das Ende ihrer Sedimentation hin, beruht. Die folgende Aufzählung des Gesteinsbestandes der südalpinen Werfener Schichten, für die eine vor allem lithofazielle Terminologie bevorzugt sei, ist für die Diskussion der Bildungsbedingungen der Werfener Schichten und damit des Lebensraumes der in diesen Schichten überlieferten Foraminiferen notwendig. Es handelt sich um horizontal ihren Faziescharakter meist länger beibehaltende, dünn geschichtete bis etwas dicker gebankte, oft etwas bunte, vor allem rötliche Abfolgen von tonig-mergeligen bis einerseits feinsandigen, andererseits mehr karbonatischen Sedimenten, die durch mannigfache Übergänge und stoffliche Mischungen in variablen Verhältnissen miteinander verbunden sind. In etwa mittlerer Höhe oder wenig darunter findet sich oft ein intraformationelles Konglomerat (Kokenches Konglomerat; auch als Scharung mehrerer dünnerer Konglomeratbänke), das außer dem etwa mit gleichem Niveau häufigeren Auftreten von an Kleingastropoden reichen Kalkbänken (Gastropoden-, Oolith“) die Grenze zwischen Seiser und Campiler Schichten markiert. Neben echten Oolithbänken – z. B. als Tesero-Horizont schon an der Basis – und deutlicher Glaukonitführung mancher Schichten kommt es auch zur Bildung von leicht rauhwackig anwitternden Dolomiten („Zellendolomit“) und evaporitischen Bildungen mit Gips und Anhydrit. Erwähnenswert ist, daß gebietsweise, gern in Zusammenhang mit den Evaporiten, laminierte Dolomite auftreten, typische Stromatolithe aber kaum eine Rolle spielen. Mehr ins einzelne gehende und zugleich profilmäßige Gesteinsbeschreibungen finden sich u. a. bei M. FEUERBACH (1971), F. ULCIGRAI (1966) und G. A. VENZO (1962). An faziell interessanten Sedimentstrukturen beobachtet man in den sonst im allgemeinen mehr ebenflächig geschichteten Bänken fallweise Rippelmarken – nach A. FUGANTI (1965) meist symmetrische Rippeln – und stellenweise Trockenrisse, häufiger noch Schrägschich-

tung und bei subaquatischer Sedimentgleitung entstandene Rutschfalten sowie Ausfüllungen kleindimensionaler Erosionsrinnen an der Basis mancher Sandsteinbänke.

Einen guten Überblick über die Makrofossil-Führung der Werfener Schichten in den Dolomiten gibt P. LEONARDI (1968, S. 121–123), woraus die von L. KRYSZYN (1974) hervorgehobene Tatsache deutlich ersichtlich ist, daß es sich um eine ausgeprägt endemische marine Faunengesellschaft handelt, die in ihrer typischen Zusammensetzung aber paläogeographisch über ein größeres Areal verbreitet ist. Ein endemischer Charakter ist auch den zumindest für eine Dreiteilung der Werfener Schichten brauchbaren Conodonten, die von R. ASSERETO et al. (1973) auch für palökologische Aussagen herangezogen wurden, eigen. Relativ untypische Lebensspuren – diese meist an der Sohlfläche der Bänke – sind nicht selten, genauer ansprechbare, z. B. *Laevicyclus* und Ruhespuren von Ophiuroideen (dazu siehe auch H. MOSTLER, 1977 b, S. 15) nur örtlich und bankweise häufiger.

Der kurz geschilderte Gesteinsbestand und die Sedimentmarken, die Fossilführung und Lebensspuren sowie der ganze paläogeographische Rahmen, teilweise nur erschließbar aus den großräumigen Faziesänderungen in der Horizontalen (letztlich wäre das Oberostalpin den gängigen deckentheoretischen Überlegungen entsprechend in Süd-Nord-Anordnung faziell leicht zwischen dem Südalpin und mittelostalpinen Zentralalpin einzubinden), lassen als Ablagerungsraum des Skyths der Südalpen eine nach Osten bis Südosten offene, große, seichte Bucht eines Schelfmeeres annehmen. Über die Entwicklung dieses Sedimentationsraumes vom Oberperm bis höheren Skyth finden sich ausgereifte Überlegungen vor allem bei R. ASSERETO et al. (1973). Die noch flachere Wattfazies zu diesem Schelfmeer ist weiter im Westen gegen das judikarische Gebiet hin – und nach Norden teilweise ausgeprägt im oberostalpinen Skyth – entwickelt, prägte aber zur Ablagerungszeit der Andraz-Schichtfolge infolge einer leichten Regression vorübergehend den ganzen Raum nach Osten bis über die Dolomiten hinaus. Faziesbedingt treten daher auch in dieser Schichtfolge gehäuft Rippelmarken, Kreuzschichtung und Trockenrisse auf.

Da eine normale Salinität und für die tethydale Trias normale Wassertemperatur generell mehr oder weniger verwirklicht blieben, war nach den Überlegungen von L. KRYSZYN (1974), die sich hauptsächlich auf das Campil beziehen, eine relativ geringe Wassertiefe des südalpinen Schelfmeeres der Untertrias der Hauptgrund für den endemischen Charakter der Fauna. Außer für die Bildungszeit der Andraz-Schichtfolge und gebietsweise im höheren Campil war die Wassertiefe sicher weitgehend subtidal und jedenfalls so groß, daß die Wasserzirkulation zwischen Schelf und offenerem Meer auf ersterem noch normale Salinität gewährleistete (R. ASSERETO et al., 1973, S. 187). Ein leichtes Relief am Schelfboden (vermutlich mit Niveau-Unterschieden etwa im 5–10-Meter-Bereich) war sicherlich vorhanden, wie die von Ort zu Ort, wenn auch nur sehr allmählich und oft wenig auffallend sich ändernde Abfolge der Schichten in den zahlreichen publizierten Profilen zeigt. Auch die Slumping-Erscheinungen sind nicht nur einfach von einem Gefälle des Seebodens in Richtung zur Mitte des Sedimentationsraumes hin diktiert. Dieses Relief, das besonders während der mehr regressiven Abschnitte neben dem Umsichgreifen der Wattfazies auch lagunäre, evaporitische Areale – im Westen gehäuft durch die distalere Lage zum offenen Meer – entstehen ließ und die Bildung und Bereitstellung der Ooidsande für die Oolithe begünstigte, kann entstehungsmäßig verschiedene Ursachen haben: Wasserströmungen, verschieden starke Materialanlieferung und Sedimentsetzung, ungleiche epirogene Absenkungen, die evtl. schon die für die Bildung des intraformationellen Richthofenschens Konglomerates im tieferen Anis erforderlichen wesentlich stärkeren Reliefunterschiede voran-

kündigten. Jedenfalls kam dieses Kleinrelief gerade bei niedrigem Wasserstand durch schnelleren räumlichen Fazieswechsel des Sediments zur Geltung, während es sich bei tieferem Wasserstand lithofaziell weniger deutlich abbildete.

Die Ablagerungen am Seegrund waren weithin mehr oder weniger schlammige, kieselig-karbonatische bis feinsandige Lockersedimente. Die Zufuhr des relativ feinkörnigen terrestrischen Materials ist vor allem aus dem Westen, z. T. vermutlich aber aus dem Norden – wie für das Anis R. BRANDNER (1972) wenigstens für mehr nordöstliche Bereiche zeigen konnte – erfolgt.

Wenn ASSERETO et al. (1973, S. 195) für die Schichtfolge des Andraz als Vergleich auch ein vermutlich passendes rezentes Modell mit den Watten des nordwestlichen Golfes von Kalifornien heranziehen, so kann vor allem für die Ablagerungen der Seiser und Campiler Schichten e. S., also neuerer Auffassung, vorläufig noch nicht mit gleich guter Begründung auf ein eventuelles aktualistisches Modell verwiesen werden. Falls für deren Ablagerungsraum an eine Art „subtidal-mud-flat“ gedacht werden dürfte, könnten aber mit dieser Bezeichnung bathymetrisch und morphologisch keine so engen Vorstellungen verbunden werden wie bei R. W. THOMPSON (1968). Die Sedimente wären nach R. N. GINSBURG, Ed. (1976) für das Watt und Subtidal vorwiegend als „mixed carbonate-siliciclastic muds“ zu bezeichnen, wobei die Herkunft des Karbonatanteiles noch ein teilweise eher ungelöstes Problem ist. Wenn man von den Oolithbänken, Gastropodenkalken und Muschel-Lumachellen absieht, fehlen in den Werfener Schichten konkrete Hinweise auf eine bedeutendere biogene Kalkproduktion, die für den Mikritanteil vor allem von bakterieller oder Algentätigkeit herrühren müßte.

b) Die Foraminiferen-Fauna

Allgemeines

Wenn hier, durch das untersuchte Material bedingt, nur die südalpinen Werfener Schichten genauer abgehandelt werden, so sei vorausgeschickt, daß in den Alpen bisher überhaupt nur die Werfener Fazies im Skyth (konventionellen Sinnes) Foraminiferen geliefert hat. Sehr früh ist die diese Fazies charakterisierende Eintönigkeit der Foraminiferen-Fauna aufgefallen, die zuletzt auch von L. ZANINETTI (1976, S. 28–38) hervorgehoben wurde.

Es handelt sich fast nur um Vertreter einkammeriger Sandschaler der Unterfamilie Ammodiscinae und einkammeriger Milioliden der U.-Fam. Cyclogyrinae. Den bei auffälliger Artenarmut oft massenhaft vorkommenden Vertretern dieser systematischen Gruppen gesellen sich als erwähnenswert nur noch die im System ebenfalls ziemlich am Anfang stehenden Gattungen *Reophax* von den gekammerten Sandschalern und *Ophthalmidium* unter den gekammerten Milioliden bei. Man vermißt in den Südalpen fast gänzlich Vertreter der Endothyracea, die nach ihrem oft sehr häufigen Vorkommen in den oberpermischen Bellephonschichten (vgl. C. LORIGA, 1960) erst etwas höher in der Trias wieder hervortreten, zugleich mit vor allem zu den Nodosariacea zu stellenden Rotaliina.

Wenn man das Paläozoikum des variszischen Sedimentationszyklus im später alpidischen Ablagerungsraum außer Betracht läßt, ist die Untertrias gegenüber dem Oberkarbon und Perm – gedacht sei dabei vor allem an das Jungpaläozoikum im Karnischen Kamm und in

den Karawanken, aber auch an die Bellerophon-Schichten der Dolomiten – jedenfalls durch eine ganz auffallende Verarmung der Foraminiferen-Fauna gekennzeichnet. Die zuletzt von R. ASSERETO et al. (1973, S. 193, 195) hervorgehobene, nur verhältnismäßig kurze Regression an der Wende Perm-Trias war also von um so nachhaltigerer Wirkung auf die Foraminiferen-Fauna. Allerdings kommt mit dem Wechsel Perm-Trias in den Südalpen auch ein einschneidender und in dieser Beziehung vermutlich maßgebender Umschwung in der Sedimentfazies zur Geltung dadurch, daß das höhere Perm in den Bellerophon-schichten im Gegensatz zu den dann meist völlig konkordant darüber transgredierenden Werfener Schichten in weiten Gebieten noch völlig frei von terrestrischen Einschwemmungen war. Auf diese Tatsache weisen auch R. ASSERETO et al. (1973, S. 195–196) hin, ohne deren palökologischen Aspekt im Auge zu haben. Als Ursache für diese mit dem Skyth plötzlich einsetzende und während der ganzen Ablagerungszeit der Werfener Schichten anhaltende Zufuhr terrestrischen Materials geben die obzitierten Autoren eine Änderung von einem vorher rein ariden zu einem leicht humiden Klima als am wahrscheinlichsten an.

In den Werfener Schichten spiegelt die durchgehende Eintönigkeit der Foraminiferen-Fauna die generell anhaltende Flachwassersituation zur Zeit der Ablagerung dieser Schichten wieder. Mit gewissem Vorbehalt kann diese Eintönigkeit sogar umgekehrt den dahingehenden Schluß erlauben, daß der schichtfolgen- und bankweisen lithologischen Variabilität für die benthonischen Foraminiferen ökologisch jedenfalls weniger Bedeutung zukam, als es der lithologische Gesteinswechsel eventuell noch vermuten ließe.

Einen Unsicherheitsfaktor bei diesem Schluß könnte man jedenfalls darin sehen, daß bei einer immer nur vorübergehend und kurzfristig geänderten ökologischen Situation wegen der enormen Weiträumigkeit des Werfener Flachmeeres die Foraminiferen aus anderen Gebieten jeweils nicht Zeit genug gehabt hätten, einen ihnen nur kurzfristig zusagenden Lebensraum, der fallweise noch durch ökologische Barrieren mehr oder weniger isoliert war, zu erobern.

Bei obigen Überlegungen, die sich in manchen Punkten auch mit den Überlegungen bei H. MOSTLER (1977 b) decken, wird auf Grund verschiedener Indizien davon ausgegangen, daß die berücksichtigten Foraminiferen-Faunen der Werfener Schichten mehr oder weniger autochthon sind. Dafür sprechen die oft gegebenen folgenden, auch in der Fachliteratur zum Ausdruck kommenden Tatsachen:

1. Die mehr oder weniger gleiche, nur von der stratigraphischen Position abhängige Zusammensetzung der Faunen.
2. Der gute Erhaltungszustand auch zarterer Gehäuse (z. B. von *Ammodiscus* sp., dünnwandigen Glomospiren).
3. Meist völlige Unabhängigkeit der Faunenzusammensetzung vom Fehlen oder Vorhandensein von sedimentologischen Hinweisen auf entsprechende Wasserströmung.

Zur Frage der Umlagerung ist prinzipiell festzuhalten, daß auch diese nach gewissen Gesetzmäßigkeiten erfolgt, diktiert von vielen Parametern, von denen im folgenden nur einige wichtige angeführt sein sollen:

1. Wasserströmung und deren Abhängigkeit vom Wind, von den Gezeiten, der Beckenkonfiguration im großen und dem Bodenrelief im kleinen.
2. Transportvermögen der Strömung, wesentlich abhängig von deren Geschwindigkeit.
3. Spezifisches Gewicht, Größe, Form und Transportierbarkeit der verfrachteten Partikel.

4. Qualitative und quantitative Zusammensetzung des verfrachteten Materials im Bezugsgebiet.

5. Bioturbation, wichtig und diesbezüglich wirksam vor allem senkrecht zur Schichtung.

Umlagerungsvorgänge führen also selten zu homogener Mischung aller oder auch nur der meisten der im Bezugsraum und evtl. Ablagerungsraum ursprünglich vorhandenen biogenen und abiogenen Komponenten, sondern zu anderen, zum größten Teil von obigen Voraussetzungen bestimmten variablen Zusammensetzungen. Das Problem der Frachtsonderung berührt nur einen Teilaspekt dieser Fragen, vor allem die unter Punkt 2 und 3 genannten Gegebenheiten.

Kurze Notiz zum nordalpinen Skyth

Zu den sehr gründlichen Darstellungen von L. ZANINETTI (1976) betreffend die Verbreitung von Foraminiferen-Faunen des Skyth sei hier nur am Rand für die Nördlichen Kalkalpen noch eine kleine Ergänzung durch Erwähnung der Arbeiten von W. BARTH (1968, S. 126–127, Taf. 12) und H. MOSTLER (1968, S. 63) gestattet. Ersterer gibt aus Feinoolithen der Oberen Werfener Schichten in den Berchtesgadener Alpen eine typische Foraminiferen-Vergesellschaftung an, die aus den guten Fotos zu schließen, teilweise revidiert, die Formen ? *Ammodiscus* (Bild 8), *Glomospirella* cf. *triphonensis* BAUD, ZANINETTI & BRÖNNIMANN (Bild 9), *Meandrospira pusilla* (HO) (Bild 1–4) und *Ophthalmidium* sp. (Bild 5–7) umfaßt. H. MOSTLER (l. c.) erwähnt aus „bunten, muschelführenden Kalken“, mikrofaziell Oosparite der höheren Werfener Schichten des Salzkammerguts (4 km N Annaberg) als Ooidkerne auftretende Foraminiferen, die nach seiner vergleichenden Bezugnahme auf H. HAGN (1955, Taf. 2/1) damit indirekt als *Meandrospira pusilla* (HO) bestimmt sind.

In einer neueren Arbeit aus diesem Raum konnte von H. MOSTLER & R. ROSSNER (1977) das Vorkommen von *Meandrospira pusilla* (HO) in einem mehr als 80 m mächtigen Profilabschnitt der obersten Werfener Schichten in verschiedenen Mikrofaziestypen immer wieder festgestellt werden.

Es ist bei dieser kurzen Bezugnahme auf die Nordalpen interessant zu erwähnen, daß von Annaberg im Salzkammergut schon 1886 von J. G. BORNEMANN aus oolithischen Werfener Schichten als Ooidkerne auch in ihrer Natur zwar noch nicht richtig erkannte Foraminiferen abgebildet wurden (l. c. Taf. 10, Fig. 3, 4). Diese stellen wohl *Meandrospira pusilla* (HO) dar und wurden auch von L. ZANINETTI (1976, S. 135) der Synonymliste dieser Art vorangestellt. Die von BORNEMANN (l. c., S. 294) daneben als sehr häufig erwähnte *Trochammina* dürfte sich nach dem sonstigen Gebrauch dieser Bezeichnung in seiner Arbeit am ehesten auf die Gattung *Glomospira* beziehen.

Lange nach BORNEMANN erst fand die im oberen Skyth wichtige Art *Meandrospira pusilla* (HO) – 1959 eingeführt als *Trochaminoides pusillus* – bei H. HAGN (1955, Taf. 1/2 und 2/1; „Kleinforminifere“) wieder Beachtung, wurde aber noch nicht benannt und hat dann unter dem Synonym *Citaella iulia* PREMOLI-SILVA (1964), ihre systematische Zugehörigkeit zu den Milioliden mit der jüngeren Art *Meandrospira dinarica* KOCHANESKY-DEVIDÉ & PANTIĆ (1966) noch länger teilweise verschleiern können.

Südtiroler Dolomiten und Etschbucht-Gebirge; Kärnten

Seit der Intensivierung der geologischen Forschung in den Südalpen in der Nachkriegszeit finden sich in verschiedenen, vorwiegend lithostratigraphisch orientierten Arbeiten, immer wieder Angaben – fallweise auch durch Abbildungen belegt – über das Vorkommen von Foraminiferen in den Werfener Schichten. Wie aus einer von M. MASOLI (1966) vorgenommenen mikropaläontologischen Auswertung der Dünnschliffe zu den Skyth-Profilen von G. A. VENZO (1962), F. ULCIGRAI (1966) u. a. hervorgeht, wurde dabei die vor allem interessierende Art *Meandrospira pusilla* (HO) in den mittleren und höheren Abschnitten der Werfener Schichten, einsetzend mit dem heute als eigene Schichtfolge auf-

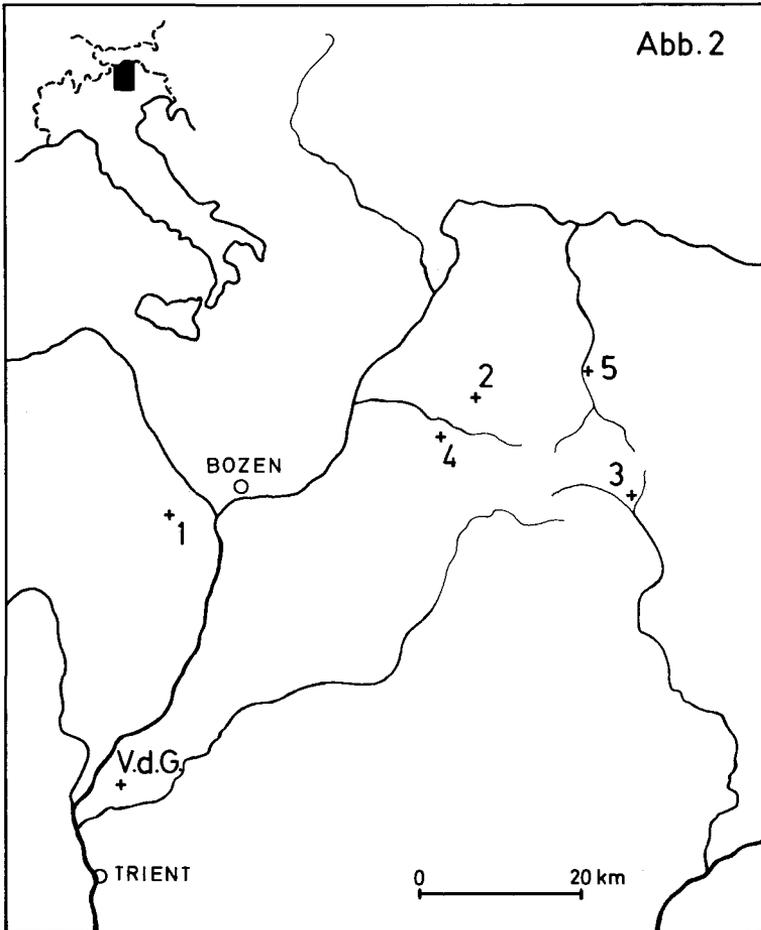


Abb. 2. Lage der Probepunkte in den Werfener Schichten Südtirols (1–5) und im Anis von Ville di Giovo.

1 Nördlicher Mendelzug, 2 Seceda, 3 Buchenstein, 4 St. Ulrich/Grödner Tal, 5 Gadertal S Pederola, V. d. G. Ville di Giovo.

gefaßten Gastropoden-„Oolith“, immer wieder festgestellt. Die profilmäßig höchsten Funde dieser Art meldete MASOLI aus Komponenten von Werfener Kalken des intraformationellen Richthofenschens Konglomerates.

L. ZANINETTI (1976, S. 28–38) hat den letzten Stand der Kenntnisse zur stratigraphischen und regionalen Verbreitung der Skyth-Foraminiferen unter Berücksichtigung aller bekannten Daten klar herausgearbeitet.

Aus den südalpinen Werfener Schichten lag mir Material aus folgenden Gebieten bzw. Fundpunkten vor:

1. Nördlicher Mendelzug/Etschbucht-Gebirge
2. Seceda-Nordseite/Grödner Tal
3. Buchenstein (Pieve di Livinallongo), ca. 700 m SW Andraz
4. Nordabfall der Seiser Alm, im Graben (ca. 1400 m SH) südlich St. Ulrich/Grödner Tal
5. Gadertal (Val Badia), 3 km S Pederoa
6. Vellachtal, 3,1 km S Eisenkappel/Kärnten

Über die Lage der Probepunkte in Südtirol orientiert Abb. 2.

Wie aus dem folgenden hervorgeht, handelt es sich teilweise um profilmäßig aufgesammeltes Material, teilweise um genauer horizontiert entnommene Stichproben und beim Rest um Proben bestimmter Mikrofazies-Typen, die auf die Mikrofossilführung hin untersucht wurden. Insgesamt kamen aus dem Skyth 66 Proben zur Untersuchung.

1. Nördlicher Mendelzug / Etschbucht-Gebirge

Die stratigraphisch oft genauer horizontierte Aufsammlung von B. BATMAN (1964), ergänzt durch eigene Proben und durch Sammlungsmaterial des Instituts, ließ sich anhand des Profils von A. FUGANTI (1965, Taf. 1) ziemlich gut in die moderne Skyth-Gliederung (G. PISA, 1974; vergl. Abb. 1 dieser Arbeit) einbinden. Von den untersuchten 21 Proben, die größtenteils primär für rein petrographische Untersuchungen aufgesammelt wurden, erwiesen sich 6 Proben im Dünnschliff als Foraminiferen-führend, darunter auch zwei (B 19, B 23) von den vorliegenden drei Proben des Tesero-Ooliths (C 2 bei FUGANTI l. c.; dort und bei BATMAN in Anlehnung an R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 316–317, noch zu den Bellerophon-Schichten gerechnet).

Probe B 19: Kalk mit Kleingastropoden; Grundmasse Mikrit, teilweise Dolospart. In den Intergranularen und im Innern von Gastropoden stellenweise leuchtend grüner, sicher authigener Glaukonit; der Glaukonit ist mindestens zum Teil erst nach dem endgültigen Absatz des Sediments, bei und evtl. nach der Dolomit-Sprossung entstanden. Biogene: *Cyclogyra* cf. *mahajeri* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA (Ø 0,15 mm; siehe Anmerkung bei Probe B 2 dieses Profils) und „*Spirorbis*“ *phlyctaena* BRÖNNIMANN & ZANINETTI (Taf. 1, Fig. 1). Herrn Prof. MOSTLER verdanke ich den Hinweis auf die Arbeit von T. P. BURCHETTE & R. RIDING (1977), in der (S. 24) die Zugehörigkeit von *Spirorbis phlyctaena* BRÖNNIMANN & ZANINETTI (1972) zu den Gastropoden vermutet wird. Eine Klärung dieser Frage müßte am Originalmaterial erfolgen. Wegen dieser m. E. nicht unbegründeten Vermutung wird hier die Gattung in Anführungszeichen gesetzt, auch wenn die Exemplare des dieser Arbeit zugrunde liegenden Materials im folgenden fallweise nicht spezifisch bestimmbar sind. Die Kleingastropoden sind im vorliegenden Schliff nicht bestimmbar, die weite Hohlspindel weist eher auf *Coelostyline werfensis* WITTENBURG hin. 1 glattschaliger Ostrakode.

Probe B 23: Oospartit mit Bioklasten (Bivalvia) und Resedimenten (aus Mikrit). Biogene: Als Kern der Ooide findet sich neben Mollusken-Detritus öfters auch *Glamospira sinensis* HO (Ø 0,2–0,28 mm) – Taf. 1, Fig. 2, 3.

Mit Schichtfolge C 1 von FUGANTI (l. c.) verbleiben also hier, wenig westlich der eigentlichen Dolomiten, für die Bellerophon-Sch. nur noch ca. 20 m Mächtigkeit (vergl. auch R. ASSERETO, 1973, S. 179, Fig. 2 u. 3). Für den überlagernden Oolith C 2 weist schon KLEBELSBERG (l. c.) auf das Vorkommen von *Loxonema (Polygyrina) gracilior* (SCHAUROTH), syn.

Holopella gracilior (SCHAUROTH) hin, ebenso auf ? Glaukonitführung. Die unmittelbar darüber von KLEBELSBERG aus einer ca. 1 m mächtigen Bank „fossilreichen Mergelschiefers“ erwähnten kleinen Bellerophoniten dürften ziemlich sicher die skythische Art *Bellerophon vaceki* BITTNER sein; leider liegt mir kein Material dazu vor.

Wenig über dem Tesero-Oolith wurde von B. BATMAN eine ca. 70 cm dicke Konglomeratbank beprobt (wohl entsprechend M 3 bei FUGANTI). Von den 5 angefertigten Dünnschliffen führt nur einer besser erhaltene Foraminiferen:

Probe B 2: Intraformationelles Feinkonglomerat; mikrofaziell Intraklastrit mit reichlich detritischem Quarz in den Komponenten und in der mikritischen Grundmasse; auffallend ist ein deutlicher Porphy Quarz (\varnothing 1,5 mm), wie man solche häufiger sonst nur im Grödner Sandstein und gebietsweise in den tieferen Bellerophon-Schichten (wo diese über Quarzporphyr transgredieren) findet.

Biogene (in der Grundmasse): *Cycolgyra mahajeri* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGINA (4 Stück, \varnothing 0,15–0,2 mm, nur schiefe und subaxiale Schnitte); in Anlehnung an P. BRÖNNIMANN, L. ZANINETTI, A. MOSHTAGHIAN & HUBER (1973, S. 15), wird für diese Art prinzipiell die Zugehörigkeit zur Gattung *Cycolgyra* im Gegensatz zu L. ZANINETTI (1976, S. 133) auch nach eigenen Befunden als gesichert betrachtet. „*Spirorbis*“ *phlyctaena* BRÖNNIMANN & ZANINETTI.

Ein wenig über der erwähnten Konglomeratbank gelegener gipsführender Horizont (wohl korrespondierend mit M 5 von Fuganti) dürfte ziemlich sicher der Andraz-Schichtfolge der Dolomiten entsprechen, zu der ich hier mit gewissem Vorbehalt sogar den ganzen Profilabschnitt M 2 bis M 5 von FUGANTI schlagen möchte.

Von den nun im Hangenden wiederholt vorkommenden Einschaltungen von Gastropoden-Kalken (mikrofaziell Biorudite mit Kleingastropoden und mikritischer, sekundär oft sparitischer Grundmasse) liegen 3 Dünnschliffe vor, die alle außer Ostrakoden keine Mikrofossilien führen und bei Fuganti den Profilabschnitten M 6 und eventuell M 8 zuzuordnen sind.

Aus dem Weißbach westl. Missian liegen 2 Proben (B 7, B 8) von Oolithkalk vor; sie müssen jedenfalls ins Hangende des Gastropodenkalks gehören, vermutlich zum Profilabschnitt M 9 bei Fuganti, der (zusammen mit M 8?) hier an der Mendel am ehesten dem Niveau des Gastropoden-„Ooliths“ entspricht, also schon nach älterer Auffassung dem Grenzbereich Seiser-Campiler Schichten.

Probe B 7 und B 8: Oosparit, durch Eisenhydroxid braun pigmentiert. Als Kern der Ooide (\varnothing 0,3–0,5 mm; bis 5- und selten auch mehrlagig) meist Biogene (Muschel-Bruchstücke, Ostrakoden, Foraminiferen); nur die nicht seltenen Echinodermenreste sind nicht oder nur einlagig umkrustet; selten finden sich auch Kleingastropoden. Foraminiferen: *Meandrospira pusilla* (HO) (häufig, \varnothing 0,1–0,13 mm, einmal 0,15 mm) – Taf. 1, Fig. 5, 6 – und einmal (B 8) *Glomospirella* aff. *facilis* HO (\varnothing 0,15 mm, 6 annähernd planspirale Umgänge) – Taf. 1, Fig. 4.

Nach A. FUGANTI (l. c., S. 20) erreichen die Werfener Schichten in dessen Arbeitsgebiet westlich vom Kalterer See eine Mächtigkeit von ca. 400 m; frühere Autoren, aber auch G. PISA (1974), geben dafür im Etschbucht-Gebiet beträchtlich weniger an (250–340 m), nach den Aufnahmen von B. BATMAN (l. c.) kommt man im nördlichen Mendelzug auf ca. 300 m.

Anhangsweise soll hier noch für das betrachtete Gebiet das Vorkommen von Foraminiferen in Komponenten des die Werfener Schichten überlagernden, gut 10 m mächtigen Richthofenschen Konglomerates erwähnt werden. Diese Komponenten sind in allen Vorkommen des Konglomerats überwiegend aufgearbeitete Werfener Schichten.

Probe B 11: Konglomerat mit spatitischer Grundmasse. Von den mikrofaziell sehr variablen Karbonatkomponenten enthalten zwei Foraminiferen: Ein Gerölle enthält *Glomospirella* aff. *triphonensis* BAUD, ZANINETTI & BRÖNNIMANN (\varnothing 0,25 mm, also relativ groß) und ? *Glomospira* sp.; das andere Gerölle enthält ? *Glomospirella* sp.

M. MASOLI (1966) gibt für Komponenten dieses Konglomerats von anderen Orten auch *Meandrospira pusilla* (HO) an, ebenso wie T. BECHSTÄDT & R. BRANDNER (1970, S. 41) aus

Komponenten stratigraphisch etwas höherer Konglomerate der Peres-Schichten, was nach dem heutigen Stand der Kenntnisse allerdings kein skythisches Alter der Komponenten mehr beweist. Zur Altersfrage des Richthofenschens Konglomerates siehe unter Kapitel IV. 2 a.

2. Seceda-Nordseite / Grödner Tal

Eine 2 dm² große Gesteinsplatte (Probe R 69/57; Lesestück, leg. R. Schmid 1969) von hellgrauem Kalk enthält auf der Oberseite 4 gut erhaltene Klappen und 2 Abdrücke von *Lingula tenuissima* BRONN (2 Stielklappen von 9 und 10,6 mm Länge, 2 Armklappen von 9,2 und 10,1 mm Länge; jeweils Innenseite der Klappen sichtbar, Schalensubstanz hellrot gefärbt) neben zahlreichen Bruchstücken und einen Muschelabdruck, am ehesten von einem Myophoriiden. Die Makrofossilien lassen die Probe mit großer Sicherheit der Mazzin-Schichtfolge, also den tieferen Seiser Schichten nach älterer Auffassung zuordnen, aus denen *Lingula* schon lange bekannt ist (vgl. auch R. ASSERETO et al, 1973, S. 186). Die Unterseite der Gesteinsplatte zeigt in erhabenem Relief zahlreiche grabgangähnliche Lebensspuren. Wie weit das Vorkommen von *Lingula* in der Mazzin-Schichtfolge vielleicht eine vorübergehende Verbrackung anzeigt, wäre eventuell noch zu diskutieren.

Probe R 69/57: Gastropodenkalk; Biosparit. Die Biogene nach ihrer Häufigkeit geordnet sind Filamente, Schnitte durch Kleingastropoden, wie sie für die Werfener Schichten typisch sind, und durch *Lingula* sp.; ? „*Spirorbis*“ sp., an Foraminiferen ein schiefer Schnitt durch einen Vertreter der Cyclogyrinae (Ø 0,1 mm) und einige Exemplare von ? *Glomospirella* sp. Das ziemlich stark umkristallisierte Gestein enthält auch sehr wenig Glaukonit und deutliche Hinweise auf Bioturbation. Die Schnitte durch *Lingula* sp. zeigen alle von C. BROGLIO-LORIGA (1968) beschriebenen strukturellen Details.

3. Buchenstein (Pieve di Livinallongo), ca. 700 m SW Andraz

Großer Aufschluß in vorwiegend grauen, bräunlich anwitternden Werfener Schichten an der Straße SE unterhalb Palla. Anlässlich einer Institutsexkursion (Leitung Univ.-Prof. Dr. W. HEISSEL) wurden hier *Claraia clarae* (HAUER), *Pseudomonotis* sp., *Unionites fassaensis* (WISSMANN) (syn. *Anodontophora fassaensis*) und wenige dünne Bänkchen von Gastropodenkalk gefunden und eine Gesteinsprobe für die Dünnschliff-Untersuchung entnommen.

Probe R 75/12: Grauer, dichter Kalk; Mikrit mit ca. 1 cm dicker Lage von Feinarenit aus vorwiegend Biodetritrit (Filamente; außerdem wenig Ostrakoden, Bivalvia- und Gastropoden-Bruchstücke), mit wenig feinstem detritischem Quarz, sehr wenig Glaukonit und etwas Foraminiferen. Diese Feinarenit-Lage ist oben ziemlich scharf, unten mit leichtem Erosionsrelief sehr scharf begrenzt; Komponenten kaum eingeregelt, also vermutlich schnell und in einem Ereignis geschüttet, in sich aber nicht gradiert. Der etwas bioturbate Mikrit enthält nur sehr wenig Biogene, und ebenfalls Quarz und Glaukonit; ganzes Gestein fein durchstäubt von Fe-Hydroxid (nach Pyrit; z. T. noch idiomorphe Kriställchen).

Die Foraminiferen sind überwiegend *Cyclogyra mabajeri* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA – Taf. 2, Fig. 7, 8 –, vorwiegend Axialschnitte, öfters auch durch juvenile Exemplare; Ø 0,1–0,2 mm; bei den ca. 20 sicher bestimmbaren Exemplaren trifft es 4,5 Stück auf 1 cm² Schließfläche. ? *Rectoornuspira* sp. in 2 knapp 0,1 mm großen Limonit-Steinkernen; Spira mit nur 1½ Umgängen.

G. MUTSCHLECHNER (1933, S. 202) weist auf eine gewisse Fossilarmut der Werfener Schichten dieses tektonisch etwas komplizierter gebauten Raumes hin und auf die Schwierigkeit der zumindest groben Unterteilung in Seiser und Campiler Schichten. Die Probe zeigt, daß hier wenigstens fallweise auch Foraminiferen guten Dienst leisten; sie passen gut zu der auch durch die Makrofossilien ermöglichten Ansprache der Schichten als Seiser Schichten e.S.

4. Nordabfall der Seiser Alm, 900 m südlich St. Ulrich/Grödner Tal

In einem Graben, der direkt vom Col da Mezdí nach Norden hinab führt, wurden in gut 1400 m SH aus dem mittleren Abschnitt der Werfener Schichten Proben von grauem und wenig darüber von rotem Gastropodenkalk entnommen.

Probe R 69/28 und R 69/29: Die beiden Proben von Gastropodenkalk enthalten bis 3 cm große Gerölle von Resedimenten (Mikrit bis Feinarerit) und entsprechen niveaumäßig ziemlich sicher dem Gastropoden-, „Oolith“. Nach W. HEISSEL & J. LADURNER (1936, S. 13) kommt in diesem Raum ein eigentliches Kokensches Konglomerat nicht vor; möglicherweise vertreten die Resedimente im Gastropodenkalk diesen sonst oft ausgeprägten, aber nicht immer sehr niveaubeständigen Wiederaufarbeitungshorizont.

Der graue Gastropodenkalk (R 69/29) zeigt lagenweise etwas flaserige Textur, in der mikritischen Grundmasse Dolospatitnester mit authigenem Glaukonit in deren Intergranularen sowie als Belag von Drucksuturen. Mikrofossilien sind nur spärliche Ostrakoden und *Cyclogyra* sp. indet.

Der rote Gastropodenkalk (R 69/28) enthält neben hauptsächlich *Coelostylinia werfensis* WITTENBURG, wenig Muschelreste und in der stark umkristallisierten Grundmasse als Mikrofossilien etwas Ostrakoden, ? *Cyclogyra* sp. und ? *Glomospira* sp. Die Gastropoden selbst zeigen verschiedene Phasen der Füllung mit Sediment und Spatit, sind teilweise anerodiert und sicher zum größten Teil nicht mehr auf primärer Lagerstätte.

Eine Tonmergel-Schlammprobe (R 69/1 a; leg. T. BECHSTÄDT) aus den obersten Werfener Schichten SW oberhalb von Pilat (Gehöft ca. 1200 m SSE St. Ulrich) lieferte nur Gastropoden-Steinkerne.

5. Gadertal (Val Badia), 3 km S Pederöa

Aufschluß an der Straße gleich südlich vom Schuttkegel des Grabens, der von Valgiarai herabkommt. Probe (R 394; leg. O. MALZER) von grauem, feinkörnigem Kalk mit Fischschuppen, aufgesammelt auf einer Institutsexkursion (Leitung: Univ.-Prof. Dr. W. HEISSEL), wobei hier u. a. auch *Turbo rectecostatus* HAUER, *Natiria costata* (MÜNSTER), *Unionites fassaensis* (WISSMANN) und ein Steinkern eines planspiralen Cephalopoden (ohne Suture; Ø ca. 8 cm) gefunden wurden. Auf weiteren Exkursionen wurden hier genau horizontierte, ergänzende Proben (R 68/34–37) entnommen.

Der beprobte Aufschluß liegt in den höchsten Werfener Schichten, wenige Meter bis Zehnermeter unter dem hier bald nach Süden folgenden, eher schlecht aufgeschlossenen, 3–6 m mächtigen Richthofenschen Konglomerat. Da nach L. KRYSZYN (1974, S. 41) die Ammonitenführung in den südalpinen Werfener Schichten erst mit dem Spathian einsetzt, liegt der Aufschluß sicher schon in der Badia-Schichtfolge, in seinem nördlichen Abschnitt evtl. in den obersten Campiler Schichten (vgl. auch G. PISA, 1974). Zur Paläogeographie des an der Wende Skyth/Anis sehr interessanten Raumes hier sei auf A. BOSELLINI (1968) verwiesen; nach diesem setzt *Tirolites cassianus* (QUENSTEDT) als wichtigster südalpiner Ammonit der Werfener Schichten überhaupt erst mit der Badia-Schichtfolge richtig ein.

Probe R 394: Das Gestein ist mikrofaziell ein Arenomikrit mit einer Lumachelle-Lage (Biorudit) und als ganzes deutlich bioturbat. Die großen Biogene stammen von Bivalven und teilweise skulpturierten Gastropoden; daneben selten Fischreste. Von arenitischer Korngröße ist unbestimmbare Biotritus, Pellets, feinsten detritischer Quarz und Glimmer, wenig Glaukonit und an Mikrofossilien Ostrakoden, „*Spirorbis*“ *phlyctaena* BRÖNNI-MANN & ZANINETTI – Taf. 2, Fig. 9 – und Querschnitte sowie einige Limonit-Steinkerne von uniserialen Foraminiferen (? *Dentalina* sp.).

Im Rückstand nach Essigsäure-Behandlung fanden sich Schüppchen von Hell- und Dunkelglimmer, Glaukonitkörnchen, kleine Pyritaggregate, dunkelgrau, fallweise zonar pigmentierte Zinkblende-Kriställchen (Ø 0,1–0,3, selten bis 0,7 mm; fallweise oktaedrisch); inkohlte Pflanzenreste (1 Megaspore und Samen?); Pyrit-Steinkerne von Ostrakoden, kleinen Muscheln u. Gastropoden; verschiedene Fischreste (Zähnen, Schuppen- und Knochenreste). An Foraminiferen fanden sich *Reophax* sp., *Glomospira* sp. und ? *Glomospirella* sp.

Die Gattung *Reophax* gehört zu den für das Sykth wiederholt zitierten Sandschalern (z. B. E. TRIFONOVA, 1977, S. 48); genauere taxonomische Untersuchungen liegen aber nicht vor.

Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER danke ich für die Bestimmung eines Exemplares von *Hadrodontina anceps* STAESCHE, eine Durchläuferform unter den Conodonten der südalpinen Werfener-Schichten.

Probe R 68/34–R 68/37: Bei diesen 4 Proben handelt es sich um Lumachellen, u. a. mit viel Filamenten, die vorwiegend als Muschelschill gedeutet werden müssen. Die Grundmasse ist Mikrit bis Feinarenit (bei R 68/37). Geopetalgefüge sind in diesem Fazistyp häufig, vor allem als gradierte Kleinhöhlenfüllungen (im Zusammenhang mit Biogenen; Internsedimente oft Pellets) mit Spatithauben. In der Mikrofossil-Führung haben die Dünnschliffe kaum Ergänzungen zur Probe R 394 gebracht. Lediglich die etwas stärker arenitische Probe R 68/35 führt auch pyritisierte „Algenfäden“, wenig Echinodermenreste und einen Pyrit-Steinkern von *Ophthalmidium* sp. indet. Es sei darauf hingewiesen, daß dieses Werfener Profil hier auch von U. STAESCHE (1964, S. 290, Abb. 65) beprobt wurde, im systematischen Teil seiner Arbeit aber nicht mit nennenswerten Conodonten-Funden aufscheint.

6. Vellachtal, 3,1 km S Eisenkappel/Kärnten

An der Seeburg-Straße steht ab hier (Autobushaltestelle Navernik) nach S auf gut 200 m Länge ein tektonisch nur wenig gestörtes Profil in den südalpinen Werfener Schichten an. Obwohl hier nicht mehr mit der in den Dolomiten verwendeten lithostratigraphischen Unterteilung des Skyth gearbeitet werden kann, hat dieses trotz der topographisch heute engen Nachbarschaft zum Nordstamm der Karawanken (F. K. BAUER, 1970, S. 192) mit deren den Nordalpen nächststehenden Faziesentwicklung einen ganz anderen, immer noch typisch südalpinen Charakter. In den hier vorwiegend kalkigen, untergeordnet auch tonschieferig entwickelten Schichten erkennt man schon mit der Lupe die reiche Biogenführung. Das Profil führt von Norden nach Süden aus dem Liegenden ins Hangende, wo nach kurzer Aufschlußlücke vorwiegend schieferige, sandig-tonige, rote Werfener Schichten, unter Zunahme der tektonischen Beanspruchung an ca. 2,5 m mächtigen, etwas mergeligen, hellbraunen, brecciösen Dolomit stoßen.

Probe E 67/20–E 67/25: Mikrite, teilweise schwach tonig verunreinigt, mit arenitischem bis ruditischem Biodebitris (u. a. Bivalvenreste, wenig Kleingastropoden, seltener Filamente) bis Biorudite (vor allem Bivalvia-Lumachellen) mit mikritischer Grundmasse; mehr oder weniger umkristallisiert. Diese an Makrofossilresten reicheren Proben aus dem mehr hangenden Teil des Profils zeigten äußerst geringe Mikrofossil-Führung, nämlich fast nur spärliche glattschalige Ostrakoden.

Probe E 67/26: Dichter, grauer, etwas flaseriger Kalk; Mikrit mit arenitischem Biodebitris und einigen ruditischen Resedimenten; aus dem stratigraphisch tieferen Teil des Skyth-Aufschlusses (50 m S vom Aufschluß-Anfang). Im Dünnschliff erkennt man an Foraminiferen nicht selten *Cyclogyra mahajeri* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA (\varnothing 0,13–0,15 mm), 1 Exemplar von *Retocornuspira kalhori* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA (\varnothing 0,1 bzw. 0,14 mm) – Taf. 2, Fig. 10 – sowie zahlreiche nicht genauer bestimmbare Cyclogyrinae (teilweise juvenil). Limonit-Steinkerne können *Glomospira* sp. und *Reophax* sp. zugeschrieben werden.

Probe E 67/27: Rötlicher Oosparit mit etwas Kleingastropoden. In der sparitischen, völlig farblosen Grundmasse und als Kern der rötlichen Ooide sehr häufig *Cyclogyra* sp., selten bestimmbar als *Cyclogyra mahajeri* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA (Taf. 2, Fig. 11); meistens handelt es sich um eine vermutlich neue Art von *Cyclogyra* (Taf. 2, Fig. 12; Taf. 3, Fig. 13–16), die gegenüber obiger Art einen fast doppelt so großen Durchmesser (maximal 0,36 mm) erreicht, wobei der Windungsdurchmesser noch schneller zunimmt und der Querschnitt des letzten der generell 3 Umgänge gern etwas asymmetrisch und höher oder zumindest gleichhoch als breit ist. Lose gefundene Probe aus dem vermutlich ebenfalls nördlichen Abschnitt des Aufschlusses.

Drei weitere, in Essigsäure aufbereitete Proben (E 73/7 a–c) von Mergelkalk aus diesem Aufschluß ergaben nur einige Limonit-Steinkerne planspiraler, ungekammerter Foraminiferen.

c) Ergebnis der Proben-Untersuchungen

Die von L. ZANINETTI (1976, S. 85, Tab. 2) für die Skyth-Foraminiferen angegebene stratigraphische Verbreitung, ausgehend von einer Zweiteilung des Skyth, hat sich bestätigt (siehe Tab. 1): *Cyclogyra mahajeri* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA wurde nur im

SCHICHT - FOLGEN	MIKROFOSSILIEN														
	<i>Glomospira sinensis</i>	<i>Glomospira</i> sp.	<i>Glomospirella facilis</i>	<i>Glomospirella triphonensis</i>	<i>Glomospirella</i> sp.	<i>Reophax</i> sp.	<i>Cyclogyra mahajeri</i>	<i>Cyclogyra</i> sp.	<i>Rectocornuspira</i> sp.	<i>Cyclogyrinae</i>	<i>Meandrospira pusilla</i>	<i>Ophthalmidium</i> sp.	<i>Dentalina</i> sp.	„Spirorbis“ phlyctaena	„Kleingastropoden“
Richtsh. Konglom.		B 11 ?		B 11 aff.	B 11 ?										
Badia		R 394 R68/36			R 394 ?	R 394						R 68/35	R 394 ?	R 394 R68/34 R68/35	
Campil															
Gastrop.- „Oolith“		R69 28?	B 8 aff.					R 69/29 R69/28?			B 7, B 8				B 7, B 8 R69/28 R69/29
Seis							R 75/12		R 75/12?						R 75/12
Andraz							B 2							B 2	
Mazzino					R 69/57 ?					R 69/57				R 69/57?	R 69/57
Tesero	B 23						B 19 cf.							B 19 B 12 ?	B 12 B 19

Tabelle 1: Zeitliche Verbreitung der aus dem Skyth bzw. skythischen Komponenten im Richthofenschen Konglomerat der Südtiroler Dolomiten erwähnten Foraminiferen und ihr Vorkommen in den im Text beschriebenen Proben. Die Zeichen hinter der Probennummer beziehen sich auf die Güte der jeweils möglichen Bestimmung.

Liegenden des Gastropoden-, „Ooliths“ (in lithostratigraphischem Sinne) gefunden, wobei hier aber darauf hingewiesen sei, daß A. BÉRCZI-MAKK (1976, S. 111) für Ungarn und E. TRIFONOVA (1978, S. 96) für Bulgarien auch Vorkommen aus dem höheren Skyth bekannt machen; *Meandrospira pusilla* (HO) tritt mit dem Gastropoden-, „Oolith“ erstmals auf. Auch die Verbreitung der anderen Foraminiferen und von „*Spirorbis*“ *pblyctaena* BRÖNNIMANN & ZANINETTI steht im Einklang zu den bisherigen Beobachtungen. Die Ammodisciden spielen in den Südalpen neben den Milioliden eine nicht unbedeutende Rolle; das Vorkommen von *Glomospira sinensis* HO schon im tiefsten Skyth wurde bisher noch nicht gemeldet; *Reophax* sp. ist für das Skyth der Südtiroler Dolomiten neu.

Nach der lithologischen Gesteinsausbildung und der ganzen paläogeographischen Situation handelt es sich bei den südalpinen Werfener Schichten um nur im kleinen mehr differenzierte Flachseeablagerungen eines Schelfmeeres. In dieser Erkenntnis stimmen heute alle namhaften Bearbeiter überein. Die Mollusken- und Conodonten-Faunen sind als endemisch zu bezeichnen. Die Foraminiferen-Faunen sind immer gattungs- und sehr artenarm, öfters, auch verhältnismäßig individuenarm; die vorkommenden Taxa sind systematisch wenig hoch entwickelt und kleinwüchsig. Aus der mutmaßlichen palökologischen Situation heraus kann für diese Beobachtung keine befriedigende Erklärung gegeben werden, die durch Geländebefunde und die Ergebnisse lithologisch-sedimentologischer und an Makrofossilien gewonnene Untersuchungen völlig abgesichert wäre. Erdgeschichtlich ältere und auch jüngere bis rezente Flachwasser-Faunen sind im allgemeinen bezüglich Foraminiferen reicher entwickelt, wie für letztere unter anderem z. B. J. W. MURRAY (1973) zu entnehmen ist.

Zur Faziesabhängigkeit der vorgefundenen Skyth-Foraminiferen können die bisher bekannten Daten etwas präzisiert werden: Die Milioliden der Werfener Schichten bevorzugten karbonatreicheres Substrat eines Bewegtwasser-Milieus. Eine gewisse Beimengung an Quarz und Glimmer wird gut vertragen, weniger gut eine stärkere Tonbeimengung. Dementsprechend meiden die vorgefundenen Milioliden, vor allem die Meandrospiren, kalkig-toniges Stillwasser-Milieu, offenbar unabhängig von der Wassertiefe. Sie konnten in den schwach tonigen, Filament-führenden Mikriten kaum beobachtet werden, ebenso wenig wie in den rein mikritischen Komponenten der intraformationellen Konglomerate, die teilweise eher von wiederaufgearbeiteten Flachwasser-Mikriten herrühren dürften. In das Ablagerungsmilieu von Mikriten werden die Milioliden nur durch die stets mehr sporadischen Schüttungen von arenitischem Material verschwemmt. Auch die Gastropodenkalke erwiesen sich als eher arm an Milioliden. Demgegenüber finden sich diese bevorzugt in Bereichen größerer Kalkfällung, also im Bildungsraum von Oolithen, wo vermutlich auch eine etwas höhere Kalksättigung des Seewassers gegeben war. Gerade *Meandrospira* findet man in den Oolithen sowohl als Kern der Ooide wie auch kaum oder nicht umkrustet in der feinerkörnigen Grundmasse.

Auch A. RAMOVŠ hat wiederholt und zuletzt 1973 (S. 415) nachdrücklich darauf hingewiesen, daß *Meandrospira pusilla* (HO) keine tonige Verunreinigung des Substrats verträgt. Diesbezüglich etwas unempfindlicher sind von den Milioliden die Gattungen *Cyclogyra* und *Rectocornuspira*. Mikrite und überhaupt Werfener Sedimente etwas größerer Wassertiefe, also wohl unterhalb der normalerweise möglichen Wellenwirkung führen an Foraminiferen hauptsächlich, aber oft sehr spärlich, agglutinierende Formen. Konkrete Beispiele für diese Befunde können den Probenbeschreibungen entnommen werden und sollen hier nicht wiederholt werden. Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß auf die Foraminiferen-

Verteilung in den Werfener Schichten das Substrat ziemlich großen Einfluß hatte. Dieses ist jedenfalls auch einer der jetzt noch am leichtesten kontrollierbaren Faktoren.

A. BÉRCZI-MAKK (1976, S. 130–105) schreibt allerdings *Meandrospira pusilla* (HO) bezüglich des Substrates – und auch bezüglich der Salinität – ziemlich große Anpassungsfähigkeit zu und erwähnt auch das Auftreten in stärker tonigen Sedimenten. Demgegenüber heben E. FARABEGOLI et al. (1976, S. 660 und 679–682) zumindest für das Anis gerade die prinzipiell starke Abhängigkeit der von ihnen unterschiedenen „formae“ dieser Art und der allerdings erst im Anis auftretenden Art *Meandrospira dinarica* KOCHANKSY-DEVIDÉ & PANTIĆ vom Substrat hervor, ohne Funde aus tonigeren Sedimenten zu melden. Dieses Problem bedarf evtl. noch weiterer Untersuchungen, auch an tonig-mergeligen Schlammproben.

Die Foraminiferen-Fauna der Flachwasserfazies des Skyth behält jedenfalls ihren wenig abwechslungsreichen Charakter in der ganzen europäisch-asiatischen Tethys bei (L. ZANINETTI, 1976, S. 33–36; E. TRIFONOVA, 1977 b; L. ZANINETTI & Z. DAGER, 1978, S. 97). Wo ab den südlichen Dinariden nach Osten neben der Flachwasserfazies zusätzlich schon im Skyth eine an Ammoniten wesentlich reichere, mehr pelagische, dem Hallstätter Typus sich nähernde Rotkalk-Fazies auftritt (vgl. L. KRYSZYN, 1974, S. 46), ist über deren abwechslungsreichere Foraminiferen-Führung ebenfalls bereits einiges bekannt (z. B. A. NICORA & I. PPREMOLI-SILVA, 1976).

2. Die siltige Karbonat-Mergel-Fazies im Anis des Etschbucht-Gebietes

a) Stratigraphische Stellung

Mit dieser Sedimentfazies, in der deutschsprachigen Literatur über das betreffende Gebiet lange als „Unterer Muschelkalk“ oder als ein Teil von diesem bezeichnet, seien hier Schichten verstanden, die im unmittelbar Hangenden des Richthofenschen Konglomerates folgen. G. PISA (1974) bezeichnet die Schichtfolge des betreffenden Profilabschnittes im Bereich der Etschbucht als „Calclutite und Sandige Mergel“ (in Anlehnung an G. A. VENZO, 1962, S. 132), im Bereich der westlichen Dolomiten als „Sandsteine, Siltsteine, Mergel-Kalk (Gracilis-Schichten)“. Es ist also in der neueren Literatur für diese Gesteinsfolge kein eigener Schichtname verfügbar, und auch ein Vergleich mit den Peres-Schichten der Prager- und Olinger Dolomiten (T. BECHSTÄDT & R. BRANDNER, 1970, S. 41–48) bzw. mit dem Gebiet von Recoaro, wo die Anis-Sedimentation mit der Serie der Gracilis-Schichten (siehe z. B. G. ROSENBERG, 1968, und H. MOSTLER, 1976) einsetzt, ist nicht ohne Vorbehalt möglich. Diese Gebiete mit ziemlich fossilreichen, genauer studierten Mitteltrias-Schichtfolgen zeigen in manchem eine zu eigenständige Entwicklung und sind für andere Regionen wohl eine unentbehrliche stratigraphische Orientierungshilfe, bieten aber nur selten bis ins Detail übertragbare fazielle Standard-Profile.

Für eine lithofaziell der skythischen Werfener Fazies sehr ähnliche und direkt über dieser folgende tief-anisische Schichtfolge im Raum von Agordo im Cordevole-Tal haben E. FARABEGOLI et al. (1976, S. 663) in einer neueren Arbeit die Lokalbezeichnung „Membro di Cencenighe“ eingeführt, wobei dort die weitere Entwicklung des Anis sehr an die der Prager Dolomiten erinnert.

Dem Richthofenschen Konglomerat im Liegenden unserer Schichtfolge wurden in verschiedenen Arbeiten spezielle Untersuchungen gewidmet. Diesbezüglich sei vor allem auf A. BOSELLINI (1968) und R. BRANDNER (1970) hingewiesen. Demnach widerfuhr dem Ablagerungsraum der südalpinen Werfener Schichten ab der Wende Skyth/Anis oder kurz danach durch das Einsetzen synsedimentär-tektonischer Bewegungen eine differenzierende Ausgestaltung. Bruchtektonik führte zur Heraushebung verschiedener, teilweise gut lokalisierbarer Abtragungsgebiete, aus denen das Material für das Richthofensche Konglomerat und für ähnliche intraformationelle grobklastische Sedimente des Anis zu beziehen ist. R. DAL CIN (1967) hat Auftreten und Ausbildung sehr schüttungszentrumnaher Vorkommen von Richthofenschem Konglomerat untersucht. Ohne auf weitere Einzelheiten einzugehen, ist hier nur die Frage des Alters dieses grobklastischen Sediments zu diskutieren, um einen Anhaltspunkt für das Alter der uns interessierenden, im allgemeinen sehr makrofossilarmen Ablagerungen direkt im Hangenden des Konglomerats zu erhalten. Die Unterstufen-Gliederung des Anis erfolgt hier in Anlehnung an R. ASSERETO (1974).

In Gebieten, die zumindest während dem höheren Skyth bis weit ins Anis hinein immer Akkumulationsraum waren, wie z. B. in den Pragser-Olanger Dolomiten, kann die Schüttung von grobklastischem, anfangs noch sehr monomiktem Material schon tief im Anis, also wohl im Aegean einsetzen (T. BECHSTÄDT & R. BRANDNER, 1970, S. 41 und Tab. S. 50). In Gebieten, die vorwiegend der Erosion unterlagen, also in den Liefergebieten, konnte es aufgrund des jüngsten Alters derartiger Konglomerate erst ab dem oberen Illyr wieder zu länger anhaltender, lückenloser Sedimentation kommen. Diese Tatsachen berücksichtigend, kommt R. BRANDNER (l. c., S. 95) zum Schluß, daß das „echte, polymikte Richthofensche Konglomerat“, mit dem wir es im Bereich der Etschbucht im vorliegenden Fall zu tun haben, pelsonisch-illyrisches Alter habe.

Im hier näher interessierenden Gebiet von Ville di Giovo folgt über unserer siltigen Karbonat-Mergel-Schichtfolge nach K. FIPPER (1964, S. 14) noch ca. 200–250 m mächtiger anisischer Dolomit (höherem Sarl-Dolomit entsprechend bzw. begrifflich korrekt nur dem unteren Teil des Mendel-Dolomits an der Mendel selbst; siehe R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 319), während im Arbeitsgebiet von R. BRANDNER (l. c., S. 16) in den Olanger Dolomiten über den dort höchsten grobklastischen Bildungen (Obere Peres-Schichten) nur noch ca. 50 m mächtiger anisischer (Oberer) Sarl-Dolomit folgt. Es dürfte also in unserem Fall das Richthofensche Konglomerat sicher nicht jünger als Pelson sein, vielleicht sogar noch ins Bithynian gehören und auch die siltige Karbonat-Mergel-Folge darüber im wesentlichen dem Bithynian bis Pelson zugerechnet werden können. Allerdings wird bei dieser Überlegung davon ausgegangen, daß in beiden Fällen die Obergrenze des Sarl-Dolomits, markiert durch das Einsetzen der überlagernden Buchensteiner Schichten, mit der Grenze Anis/Ladin mehr oder weniger zusammenfalle. Zur Altersfrage der uns hier interessierenden Schichten ist schließlich auch nicht uninteressant, daß im Gebiet von Recoaro die anisische Sedimentation nach einer Schichtlücke – aber ohne basale konglomeratische Bildungen – sogar schon um die Wende Aegean/Bithynian mit einer lagunär-evaporitisch betonten Fazies wieder einsetzt (H. MOSTLER, 1976). Auch von dem uns näheren Weißhorn bei Radein, südsüdöstlich von Bozen ist das gehäufte Vorkommen von *Dadocrinus gracilis* (BUCH) aus dem höheren Teil einer an Werfener Schichten erinnernden Faziesabfolge, die dort über dem wenig ausgeprägten Richthofenschen Konglomerat liegt, erst wieder durch M. FEUERBACH (1971, S. 28) und G. A. VENZO (1962, S. 134–136) bestätigt worden.

Damit wäre auch dort für das Anis bereits die Bithynische Unterstufe so gut wie nachgewiesen.

b) Lage des Profils und fazielle Ausbildung

Das bezüglich der Foraminiferen-Führung hier untersuchte Profil liegt auf dem Berg Rücken zwischen dem Etschtal und Val di Cembra (Zimmertal), ca. 250 m SW von Ville di Giovo, 11 km N Trient (siehe Abb. 2). Den Untersuchungen liegt das Arbeitsmaterial zur Dissertation von K. FIPPER (1965) zugrunde. Dieses wurde seinerzeit infolge einer rein sedimentologischen Fragestellung mikropaläontologisch nicht speziell bearbeitet.

Die hier mikropaläontologisch untersuchte Schichtfolge zwischen dem relativ mächtigen Richthofenschens Konglomerat (ca. 20 m; als Serie einer Wechsellagerung von Konglomeratbänken mit sandig-siltigen bis mergeligen Ablagerungen entwickelt) im Liegenden und dem Sarl-Dolomit im Hangenden ist gut 28,5 m mächtig; davon waren allerdings nur ca. 13,5 m, vor allem im tieferen Abschnitt, aufschlußmäßig besser zugänglich (siehe Abb. 3).

Bei dieser besser aufgeschlossenen Schichtfolge handelt es sich nach den Ergebnissen von K. FIPPER (l. c., S. 38–45, Tab. 1) – er spricht von „Viller Mergelkalk“ – um eine dünn geschichtete Wechselfolge (im wenige cm- bis einige dm-Bereich) von vorwiegend siltig verunreinigten Arenomikriten mit meist etwas dünneren Lagen von weichen, oft bunten, tonigsiltigen Mergeln. Die Gesteinsfolge wurde von FIPPER anhand von 39 Proben in 32 Schlifften (unter der Schliiffserien-Bezeichnung „OR“) lithologisch genauer untersucht. Demnach zeigen die Karbonatbänke neben detritischem Quarz (in einigen Bänken bis mehr als 33%) und Glimmer und fallweise schwacher Tonbeimengung auch einen wechselnden Komponentenbestand an Resedimenten und Biogenen, von letzteren aber meist so spärlich, daß kaum von Biomikriten gesprochen werden kann.

Die tonig-mergeligen Einschaltungen und der Siltgehalt in den Karbonaten nehmen im Profil nach oben hin allmählich ab. Im tieferen Teil des Profils sind die Gesteine schwach bituminös; zu stärkerer Sparitisierung in den vorwiegend kalkigen Karbonaten kam es nur in höheren Profilabschnitten.

Gefügemäßig spielt Bioturbation in den meist dünn geschichteten Sedimenten keine große Rolle; Schrägschichtung und subaquatisch entstandene Gleitfaltung ist im Dünnschliffbereich fallweise zu beobachten; sichere Stromatolithe fehlen.

Auf das Vorkommen von Foraminiferen weist schon K. FIPPER hin; häufiger sind in einigen Proben glattschalige Ostrakoden. Molluskenreste sind selten, Echinodermenreste fehlen völlig. Fallweise beobachtet man etwas eingeschwemmte Landpflanzen-Reste. In einem Karbonat-Schliff (OR 35; Arenomikrit, etwas bioturbat) aus einer Bank knapp 1,5 m unter der Basis des Sarl-Dolomits findet sich der erste spärliche Dasycladaceen-Detritus.

K. FIPPER denkt bei diesen Sedimenten an relativ küstennahe Bildung; dabei ist auch sein Hinweis auf das Vorkommen von „Kohleflözchen“ schon in den obersten Werfener Schichten wenig östlich von Salurn hier erwähnenswert (K. FIPPER, l. c., S. 11). Ablagerung im Subtidal ist für unsere anisische Schichtfolge jedenfalls ziemlich sicher; der schwache Bitumengehalt, die geringe Biogen-Führung und die durch Bioturbation kaum entmischte Feinschichtung lassen für den tieferen Profilabschnitt Stillwasser-Bedingungen bei eher schlechter Durchlüftung annehmen. Die allmähliche Änderung des Sediments zu mehr karbonatischerer Fazies hin und schließlich zum Sarl-Dolomit ist im wesentlichen auf dem ste-

Abb. 3

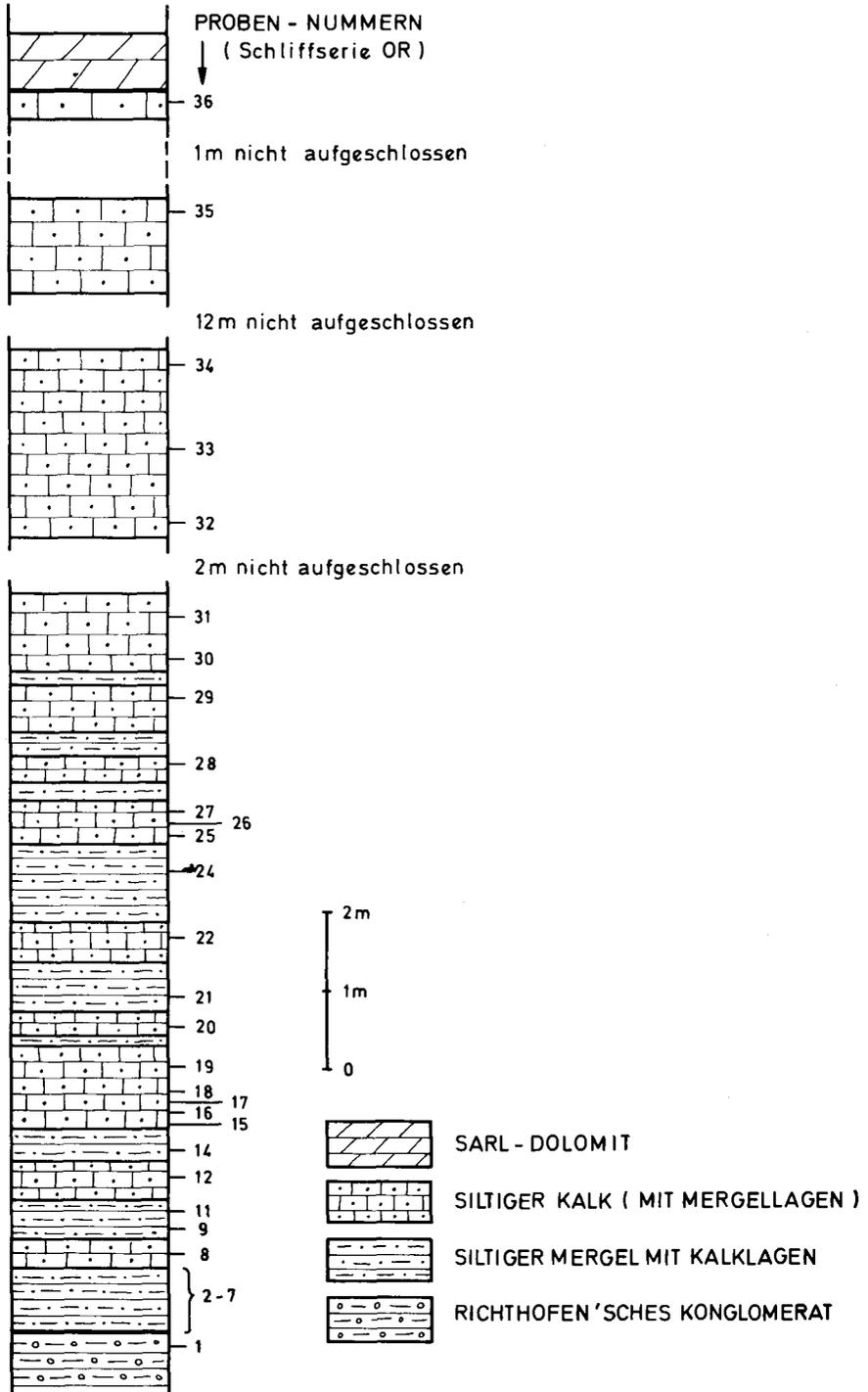


Abb. 3. Profil durch die anisische Schichtfolge zwischen dem Richthofenschen Konglomerat und dem Sarl-Dolomit bei Ville di Giovo. (Stark vereinfacht nach K. FIPPER, 1971, Tab. 1.)

tigen Nachlassen der Zufuhr terrestrischen Materials begründet. Die mit der vorwiegend unteranisichen synsedimentären Bruchtektonik eingeleitete, oft kleinräumige Differenzierung des Sedimentationsgeschehens ist schon daraus zu ersehen, daß nur 2 km westlich unseres Profils von Ville di Giovo bei Sorni das Richthofensche Konglomerat überhaupt ganz fehlt (G. A. VENZO, l. c., Taf. 1).

Vom Erscheinungsbild im Gelände her zeigt die hier beschriebene Schichtfolge von Ville di Giovo besonders in ihrem tieferen Abschnitt große Ähnlichkeit mit den Werfener Schichten, genauer, mit deren höheren Anteilen (Campiler Schichten w. S.). Da diese lithologische Ähnlichkeit bei aller Faziesdifferenzierung im Etschbuchtgebiet und den westlichen Dolomiten immer wieder gegeben ist (vgl. auch P. LEONARDI, 1968, Bd. 2), kam es in manchen Arbeiten sogar zu Diskussionen, ob man diese Ausbildung des „Unteren Muschelkalkes“ zumindest faziiell nicht besser überhaupt noch zu den Werfener Schichten rechnen sollte (vgl. diesbezüglich W. HEISSEL & J. LADURNER, 1936, S. 14). Diese lithologische Ähnlichkeit mit den Werfener Schichten war auch der Anlaß, die Foraminiferen-Führung der beiden altersverschiedenen Ablagerungen miteinander zu vergleichen.

c) Die Foraminiferen-Fauna

Die Mikrofossil-Führung des Profils von Ville di Giovo soll im folgenden nicht probenweise besprochen werden; die diesbezüglichen Ergebnisse der Dünnschliff-Untersuchungen können Tab. 2 entnommen werden. Auch auf eine Diskussion der lithofaziellen Entwicklung der einzelnen Proben kann bei deren relativ großer Einheitlichkeit verzichtet werden. Die Dünnschliffe wurden aus jeweils verhältnismäßig gut präparierbaren Gesteinsproben, also aus nicht zu stark tonig-mergeligem Material angefertigt; wo im Profil Abb. 3 für die beprobten Niveaus das Vorwiegen siltiger Mergel eingezeichnet ist, wurden die Schliffe von eingeschalteten Kalken bis Mergelkalken angefertigt. Siltgehalt ist generell in allen Dünnschliffen gegeben, aber im Profil insgesamt in nach oben mehr oder weniger kontinuierlich abnehmender Menge.

Von den 32 (33, einschließlich OR 1) im Dünnschliff untersuchten Proben unseres Profils weisen nur 16 Proben Foraminiferen auf. Es liegt allerdings pro Probe nur ein Dünnschliff vor (durchschnittlich ca. 5–8 cm² Schlifffläche); Die Schichtfolge ist aber jedenfalls als eher Foraminiferen- und überhaupt Mikrofossil-arm zu bezeichnen.

Foraminiferen wurden erstmals in der von unten ersten dickeren Kalkbank (Probe OR 8), ca. 1 m über der Profil-Basis gefunden, obwohl der tiefere Profilabschnitt relativ dicht beprobt wurde (Probe OR 2–OR 7 aus Kalkbänkchen in der basalen Mergelfolge). Etwas häufiger werden die Foraminiferen als vorerst noch einzige sichere Mikrofossilien überhaupt erst ab den unteren ca. 3–4 Profil-Metern. Dieser Befund steht im Einklang zu der wiederholt gemachten Beobachtung (W. RESCH, 1973, S. 536 und Faltaf. 1), daß bei einer deutlicheren Faziesänderung – im vorliegenden Fall der Wechsel von der grobklastischen Fazies im Liegenden zur durchgehend feinklastisch-karbonatischen im Hangenden – dem neuen Milieu angepaßte Foraminiferen-Maxima (meist nach Art- und oft auch Individuenzahl) der Faziesänderung oft merklich verzögert nachfolgen.

Maendrospira pusilla (HO) – Taf. 3, Fig. 17, 18 – ist noch am gleichmäßigsten über das der Beprobung zugängliche Profil verbreitet, vor allem in dessen mehr mittleren Abschnitten, verschwindet aber mit dem Auftreten der Nodosariacea in den obersten Partien. *Meandro-*

PROBE - NR. (SCHLIFFSERIE OR)	Glomospira sp.	Tolypammina sp.	Lituolacea	Reophax sp.	Trochammina sp.	Palaeonubecularia sp.	Endothyranella cf. wirzi	Cyclogyra sp. indet.	Meandrospira sp. indet.	Meandrospira dinarica	Meandrospira pusilla	„Meandrospira“ deformata	„Meandrospiranella“ irregularis	Nodosariacea	Turrispirillina sp.	Ostrakoden	„Spirorbis“ phlyctaena
36																	
35									X			+ ?				X	X cf.
34	X											+		X		X	X
33			X			+ ?	+					+		X	X	X	
32						+ ?										X	+cf.
31									X		X						
30																+	
29					+cf.												
28									X iuv.							+	X cf.
27						X cf.			X		X	+				X	
26																	
25						+ ?				+cf.	X						
24											+cf.						
22																	
21																	
20					+ ?						+		X cf.				
19																	
18								+ ?		+cf.	X						
17	+ iuv.								X iuv.								
16																	
15			+														
14																	
12	+ iuv.	+cf.															
11																	
9																	
8											X						
2-7																	
1																	

Tabelle 2: Verteilung der Mikrofossilien auf die Proben des Anis-Profiles von Ville di Giovo; Dünnschliff-Auswertung. (X mehrere Exemplare; + vereinzelt Vorkommen; ? Bestimmung etwas fraglich)

spira dinarica KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ ist relativ kleinwüchsig, aber durch die nicht so regelmäßige Aufrollung der mäandrischen Umgänge mehr oder weniger sicher ansprechbar. Die Meandrospiren, besonders der tieferen Profilabschnitte, erwecken sehr den Verdacht nicht immer verlässlich autochthonen Vorkommens. Sie halten sich dann gern an Lithoklast-reichere Arenomikrite, sind fallweise auch etwas mechanisch beschädigt und zum Teil in sicher eingeschwemmten Ooiden eingeschlossen. Der Hinweis von K. FIPPER (l. c., S. 40), daß die Foraminiferen öfters beschädigt („Bruchstücke“) seien, trifft auch für die etwas größeren Lituolacea gerne zu, die dann nicht näher bestimmbar sind und möglicherweise z. T. zu den Textulariidae gehören.

Auf Taf. 4 sind aus diesem Profil noch ? *Reophax* sp. (Fig. 19) und „*Meandrospira*“ *deformata* SALAJ (Fig. 20) abgebildet. Details sind der Bildlegende und das Vorkommen im Profil Tab. 2 bzw. Abb. 3 zu entnehmen.

Nodosariacea, nur mit uniserialen Formen vertreten, finden sich als ökologisch meistens „anspruchsvollere“ Foraminiferen erst in höheren Abschnitten des Profils, wo die Silt- und Tonbeimengung, also der terrestrische Einfluß, merklich zurückgeht. Gattungsmäßig bestimmbar war nur *Dentalina* sp. (OR 34).

Ebenfalls erst in höheren Profilabschnitten (OR 33) wurde einmal *Endothyranella* sp. cf. *Endothyranella wirzj* (KOEHN-ZANINETTI) iuv. – Taf. 4, Fig. 21 – beobachtet. In der gleichen Probe ist auch das Vorkommen von *Turrispirillina* – Taf. 4, Fig. 22, 23 – erwähnenswert.

Auch „*Spirorbis*“, wohl meist „*Spirorbis*“ *phlyctaena* BRÖNNIMANN & ZANINETTI tritt erst in höheren Profilabschnitten auf. Gleiches gilt auch für die fast immer nur glattschaligen Ostrakoden. Die „Spirorbiden“ sind oft nur in Bruchstücken im Sediment eingebettet.

Spezielle Angaben zur Palökologie der in diesem Profilabschnitt aus dem Anis nachgewiesenen Foraminiferen sollen hier unterbleiben, weil die individuenmäßig weit überwiegende Gattung *Meandrospira* und einige der Sandschaler mit den Werfener Schichten gemeinsam sind und dort bereits auf diese Fragen eingegangen wurde; bezüglich der Gattung *Tolypammina* sind weiter unten einige Bemerkungen angefügt. *Palaeonubecularia* als ebenfalls sessile Foraminifere ist entsprechend Tab. 2 im hier behandelten Profil nicht mit letzter Sicherheit bestimmbar.

Hinzuweisen ist hier noch ausdrücklich auf das Fehlen der großwüchsigen, typisch anischen *Glomospira densa* (PANTIĆ) und *Glomospirella grandis* (SALAJ), die in den Pragser und Olinger Dolomiten in etwa gleich alten, gerne ebenfalls leicht terrestrisch beeinflussten Sedimenten häufig anzutreffen sind (T. BECHSTÄDT & R. BRANDNER, 1970, S. 52, 62; Faltaf. S. 50). Dort halten sich diese beiden Arten streng an die Pragser Schichten, einerseits ausgebildet als eindeutige Beckensedimente mit vorwiegend siltischen Mergeln und Knollenkalken (u. a. mit reicher Ammonitenfauna und mit Conodonten) und andererseits ausgebildet als „Algenwellenkalk“, nach obigen Autoren eine stärker tonig verunreinigte Plattform- bis Schwellenfazies; im „Algenwellenkalk“ finden sich die erwähnten Foraminiferen mehr in Dasycladaceen-armen Lagen, in der beckenbetonten Fazies gern in Biodetritus-reicheren, arenitischen Mikrofaziestypen des Beckenrandes (zur Palökologie von *Glomospira densa* [PANTIĆ] siehe auch E. FARABEGOLI et al., 1976, S. 681). Die Angabe bei BECHSTÄDT & BRANDNER (l. c., S. 52) über das Vorkommen von *Glomospira densa* (PANTIĆ) in Pereschichten, mit deren feinkörniger, sonst aber ziemlich variabler Ausbildung unsere Schichtfolge von Ville di Giovo noch am meisten gemeinsam hat, bezieht sich auf eine in jenen eingeschaltete, mikrofazial für sie sehr untypische Bank von Biorudit. Das Fehlen der

beiden großwüchsigen Vertreter der Ammodiscinae in unserem Profil ist also nicht weiter verwunderlich und steht mit einem faziellen Vergleich unserer Schichten mit den Werfener Schichten gut in Einklang.

Wenn schon einleitend zu diesem Kapitel das Alter der Schichtfolge von Ville di Giovo eingehender besprochen wurde, konnte dies vorweggenommen werden, weil die hier gefundenen Foraminiferen für den tieferen, altersmäßig besonders interessierenden Profilabschnitt aufgrund von *Meandrospira* cf. *dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ und „*Meandrospiranella*“ cf. *irregularis* (SALAJ) keine genauere Aussage als Anis im allgemeinen zulassen. Erst mit Probe OR 33, also schon etwas höher im untersuchten Profilabschnitt läßt *Endothyranella* cf. *wirzi* (KOEHN-ZANINETTI) und *Turrispirillina*, auch wenn artlich nicht genauer bestimmbar, eine Einstufung älter als Mittelanis, d. h. Pelson mit ziemlicher Sicherheit ausscheiden (vergl. L. ZANINETTI, 1976, S. 129 und S. 155). *Turrispirillina* mit der Art *Turrispirillina prealpina* ZANINETTI & BRÖNNIMANN ist bisher sogar nur aus dem Illyr gemeldet.

d) Zusammenfassung und Vergleich mit den Werfener Schichten

Die hier untersuchte Schichtfolge aus dem Anis von Ville di Giovo zeigt besonders in tieferen Abschnitten in der Foraminiferen-Führung große Ähnlichkeit mit den südalpinen Werfener Schichten, bis auf stratigraphisch-altersbedingte Unterschiede im Artspektrum (vgl. Tab. 1 und 2). Es überwiegen auch hier die Vertreter der Textulariina und der Unterfamilie Cyclogyrinae unter den Miliolina. Nach der Ablagerung des Richthofenschen Konglomerates kommt es in den westlichen Dolomiten und im Etschbuchtgebiet etwa im mittleren Anis für Foraminiferen weithin noch einmal zu ähnlichen ökologischen Bedingungen, wie sie bei der Bildung der lithologisch insgesamt natürlich viel variableren skythischen Werfener Schichten generell gegeben waren. Die weiträumige Eintönigkeit der skythischen Schelf-Fazies wurde durch die nachfolgenden tektonischen Ereignisse zu Beginn des Anis allerdings beendet. Mindestens ab Beginn des Illyr, eventuell schon im Pelson werden die Lebensbedingungen für Foraminiferen allgemein besser und die Faunen artenreicher, auch unter zunehmender Bedeutung der Rotaliina.

e) Bemerkungen zum Vorkommen der Gattung *Tolypammina* in der älteren Trias

Das, wenn auch vereinzelte und etwas fragliche Vorkommen von *Tolypammina* sp. in der oben beschriebenen Schichtfolge (Probe OR 12) soll der Anlaß sein, hier anhangsweise zum Vorkommen dieser Gattung in der älteren Trias Stellung zu nehmen.

Vertreter dieser agglutinierenden, sessilen, in der Regel ungekammerten Foraminiferen-Gattung sind schon im Paläozoikum, auch der Alpen, nicht selten (z. B. F. EBNER, 1975; eigene Funde im Jungpaläozoikum des Naßfeldgebietes/Kärnten). Sie werden üblicherweise durch Auflösen geeigneter Karbonatproben, z. B. mittels Essigsäure, leicht gewonnen, sind aber auch im Dünnschliff fallweise spezifisch bis generisch ansprechbar oder sonst zumindest als Angehörige der Unterfam. Tolypammininae meist zu erkennen.

In der alpinen Untertrias tritt die Gattung *Tolypammina* – und überhaupt die Tolypammininae – vorübergehend völlig zurück. Erst mit dem Anis kommt *Tolypammina* plötzlich wieder ziemlich gehäuft vor; die Gattung konnte vor allem in Dünnschliffen mit vermut-

lich verschiedenen Arten z. B. im Arbeitsmaterial zu T. BECHSTÄDT & R. BRANDNER (1970, S. 52, 63) aus den Pragser und Olaner Dolomiten in unterschiedlichen Faziesentwicklungen gefunden werden. Sie setzt dort schon mit dem unteranisischen Unteren Sarl-Dolomit ein und konnte eigentlich nur im vorwiegend oberillyrischen Oberen Sarl-Dolomit nicht beobachtet werden.

Ein Grund für das Fehlen von *Tolypammina* und näher verwandten Formen im alpinen Skyth kann nicht leicht genannt werden. Auch in den auf sehr gründlichen Untersuchungen (in Dünnschliffen und mittels Essigsäure-Aufbereitung) basierenden Arbeiten von E. TRIFONOVA (1973, S. 501; 1977 a, S. 48; 1978, S. 96) aus dem Skyth des Ostbalkans, das im wesentlichen in Campiler Fazies entwickelt ist, werden keine hierher gehörenden Formen angeführt; der Hinweis auf sessile Foraminiferen in der Unter-Trias von Suhodole/Bulgarien bei E. TRIFONOVA & G. ČATALOV (1975, S. 10, Fig. 3) bezieht sich offenbar auf Milioliden.

Bei diesem Fehlen von Tolypammininen ist aber um so auffälliger, daß die ebenfalls sessilen „Spirorbiden“ (sessil, auch wenn es sich dabei entsprechend T. P. BURCHETTE & R. RIDING, 1977, um Gastropoden gehandelt haben sollte!) gerade in der Werfener Fazies oft gehäuft auftreten (s. z. B. E. TRIFONOVA, 1977 a, Taf. 4; hier allerdings im ganzen Skyth oft zusammen mit Characeen-Oogonien).

Soweit *Tolypammina* aus der Trias in Dünnschliffen in noch sessilem Zustand beobachtbar ist, bevorzugt diese Gattung „hardground“ als Substrat für die Anheftung, seien dies nun z. B. Mollusken-, Brachiopoden- oder Echinodermen-Hartteile bzw. in der Hallstätter Fazies auch echter Subsolutions-Hartgrund oder die gerade in der Rotfazies vorkommenden Eisen-Mangan-Knollen. Im nordalpinen Karn und dem des Drauzuges findet man *Tolypammina* allerdings in Onkolithen oft zahlreich auch auf den bei der Besiedlung sicherlich noch nicht so harten Onkoiden bzw. von späteren Onkoid-Rinden überwachsen und so selbst wesentlich am Aufbau der Umkrustung beteiligt. Demgegenüber siedelt *Spirorbis* rezent (z. B. R. RIEDL, 1970, S. 253) und sicher auch fossil (H. BECKMANN, 1954, S. 111) unter anderem auf rein organischem Substrat, z. B. auf nicht kalkig inkrustierten Algenhalli und kann damit sogar eine hemipelagische Lebensweise annehmen. In den mir vorliegenden Dünnschliffen aus dem Skyth und aus dem Anis von Ville di Giovo wurden keine noch auf der ursprünglichen Unterlage festsitzenden Exemplare von „*Spirorbis*“ gefunden; von P. BRÖNNIMANN & L. ZANINETTI (1972 b) werden solche aber abgebildet.

Die Werfener Schichten und faziell ähnliche Sedimente boten den sessilen sandschaligen Foraminiferen möglicherweise kein besonders geeignetes Substrat, wobei es allerdings an Mollusken zum Besiedeln oft nicht gefehlt hätte. Durch das von BRÖNNIMANN & ZANINETTI (l. c., S. 68) für „*Spirorbis*“ *pblyctaena* beschriebene und öfters zu beobachtende Abheben der letzten Windung vom Substrat konnten sich diese Organismen gegenüber den üblichen Tolypammininen jedenfalls viel besser vor einem eventuellen Einsedimentiertwerden schützen (dazu vgl. auch J. SCHNEIDER, 1970, S. 94–95).

In diesem Kapitel sollte in erster Linie auf das bisher völlige Fehlen eines Nachweises von *Tolypammina* in der Werfener Fazies aufmerksam gemacht werden. Es sei aber erwähnt, daß z. B. aus Proben von skythischen, ammonitenführenden Kalken der Tibet-Zone Nord-Nepals/Himalaya nach Säure-Aufbereitung neben ziemlich reichen Conodonten-Faunen (G. FUCHS & H. MOSTLER, 1969) nicht selten auch *Tolypammina* sp. und cf. *Litotuba* sp., zusammen mit spärlichen anderen Ammodiscacea und *Reophax* sp. bestimmt werden konnten.

Auf das von P. BRÖNNIMANN & L. ZANINETTI (1972 a, S. 37–42) angeschnittene Problem um die systematische Zugehörigkeit von *Tolypammina gregaria* WENDT prinzipiell und deren geäußerte Zweifel an der Zugehörigkeit zumindest eines Teiles von *Tolypammina* sp. in BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) zu dieser Gattung, braucht hier nur kurz eingegangen zu werden. Nach der Behandlung, die *Tolypammina gregaria* WENDT in L. ZANINETTI (1976, S. 107) erfährt und auf Grund der dort gegebenen Synonyma-Liste scheinen diese Probleme für L. ZANINETTI allerdings nicht mehr zu bestehen. Es sei hier daher nur noch erwähnt, daß im Arbeitsmaterial von BECHSTÄDT & BRANDNER *Tolypammina* sp. sehr oft neben den Dünnschliffen auch im Rückstand nach Essigsäureaufbereitung beobachtet werden konnte und dann tatsächlich mehr oder weniger reichlich detritischen Quarz agglutiniert hatte.

Demgegenüber läßt sich *Tolypammina gregaria* WENDT in der typischen Hallstätter Fazies, wo sie „Miniatur-Riffe“ bildend auftritt, im Gegensatz zu den anderen, echten und oft häufigen Textulariina mittels Essigsäure kaum vollkörperlich aus dem Gestein herauslösen, außer die Foraminiferen-Stöcke sind sehr stark mit Eisenhydroxid-Krusten durchsetzt. Wie bereits deutlich darauf hingewiesen wurde, lassen sich unter anderem gerade die Milioliden nur ziemlich selten durch Essigsäurebehandlung aus Karbonatproben gewinnen (W. RESCH, 1973, S. 520). Außer den von BRÖNNIMANN & ZANINETTI (1972 a) aufgezählten Indizien ist gerade diese Tatsache meines Erachtens weiterhin ein Kriterium für eine sehr wahrscheinliche Zugehörigkeit der WENDT'schen Art zu den Milioliden, am ehesten zur Unterfamilie Nubeculariinae. In dieser Vermutung wird man durch den Vergleich mit rezentem Material – es liegt mir u. a. *Nubecularia* sp. aus Tunis vor; leg. P. TOSCHEK – nur noch bestärkt. Die erstmals aus dem Anis von M. GAETANI (1969, Taf. 31, Fig. 1, 2) abgebildeten und von I. PREMOLI SILVA (1971, S. 329) genauer untersuchten inkrustierenden Foraminiferen dürften echte Vertreter von *Tolypammina* sein, also nicht zu „*Tolypammina*“ *gregaria* WENDT gehören.

3. Die Beckenfazies im Illyr der Nordtiroler Kalkalpen und des Drauzuges

a) Allgemeines

Diese beiden Gebiete in oberostalpinen Triasentwicklung werden hier als traditionelle Arbeitsgebiete des Innsbrucker Geologischen Institutes und vom verfügbaren Untersuchungsmaterial her zusammen behandelt. Für das Anis der Nördlichen Kalkalpen, besonders deren Westabschnitt haben T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER (1974, 1976) sowohl einen Überblick über die stratigraphische wie auch über die paläogeographische Entwicklung gegeben. Für den Drauzug, mit einer faziell gewissen, nicht zu übersehenden Eigenständigkeit sind zum Anis an neueren Bearbeitungen besonders R. BRANDNER (1973), E. COLINS & W. NACHTMANN (1974) bzw. W. NACHTMANN (1975 a, b) und T. BECHSTÄDT et al. (1976) zu erwähnen. Zu den meisten dieser Arbeiten standen die Foraminiferen-Faunen vom Material her sowohl in Dünnschliffen wie auch als Rückstände nach der Säureaufbereitung der Proben zur Untersuchung zur Verfügung; in den stratigraphischen Abschnitten einiger der zitierten Arbeiten sind kurze Angaben dazu enthalten.

In der biostratigraphischen, nach Ammoniten orientierten Gliederung des höheren Anis der Alpen ist seit einiger Zeit, besonders dank der klärenden Arbeiten von R. ASSERETO (z. B. 1971) eine gewisse Übereinstimmung in den Auffassungen der verschiedenen Bearbeiter festzustellen. Dem Rechnung tragend wird hier unter dem Illyr die Zone des *Paraceratites trinodosus* einschließlich der darüber folgenden Zone des *Aploceras avisianus* verstanden, auch weil in Arbeiten, die zwar die Frage der Obergrenze des Anis nicht ausführlich genug diskutieren, der Beginn des Ladin doch meist eindeutig erst mit der Zone des *Protrachyceras reitzi* angesetzt wird. Dies ist deshalb anzumerken, weil von den in der Trias vorwiegend mit Conodonten arbeitenden Biostratigraphen (vergl. H. KOZUR, 1973, S. 9–10 und Tab. 2) die Avisianus-Zone oft bereits zum Fassan, also Ladin gerechnet wird, wobei außer einem gewissen Zwang von den Conodonten her dafür allerdings auch Prioritätsgründe (KOZUR, l. c., S. 10) und ein deutlicher Florenschnitt in der Verbreitung der Dasycladaceen (vgl. E. OTT, 1973 b, S. 458 und Tab., sowie E. OTT, 1974) angeführt werden.

Zur Frage der Obergrenze des Anis nehme ich auch darum wie oben angegeben Stellung, weil Faunen mit *Aploceras avisianus* (MOJSISOVICS) (syn. *Dinarites avisianus* MOJS.) anfänglich überhaupt falsch eingestuft wurden (so noch übernommen von G. ROSENBERG, 1959, Taf. 16), dann aber die Behandlung des ganzen Problems durch R. ASSERETO (1969; zitiert und abermals kurz diskutiert in ASSERETO, 1971, S. 49) gewissermaßen die Priorität erhalten hat.

b) Nordtiroler Kalkalpen (Innsbrucker Nordkette)

Für das Anis dieses Gebietes setzte mit den Profilstudien von M. SARNTHEIN (1965 u. später) die Diskussion vor allem um die lithostratigraphische Gliederung und um nomenklatorische Fragen erneut ein, unter weitgehender Ausklammerung einer paläontologisch genaueren Fassung der betreffenden Schichten im untersuchten Gebiet. Schließlich fand die ganze Schichtfolge zwischen dem Alpinen Buntsandstein im Liegenden und dem Wettersteinkalk bzw. den Partnachschichten im Hangenden durch J. FRISCH (1975; als Dissertation abgeschlossen 1968) auch mikrofaziell eine sorgfältige Bearbeitung. Auf einige wichtige, in der bereits einleitend zitierten Arbeit von T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER (1974) für den westlichen Abschnitt der nördlichen Kalkalpen behandelte Probleme bzw. Lösungsvorschläge zur lithostratigraphischen Gliederung des Anis wird in A. TOLLMANN (1976) leider nicht mehr entsprechend eingegangen.

Für den Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen, vor allem im Verbreitungsgebiet der Tiroler Fazies, wo die Reiflinger Bank- und Knollenkalke als etwas riffnähere Beckensedimente neben den zumindest gegen Ende Anis einsetzenden Partnachschichten noch zu einem bedeutenden Anteil ins Ladin hinaufreichen, konnten T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER (l. c.) zeigen, daß mit Conodonten und Holothurien-Skleriten genauere Einstufungen immer wieder möglich sind. Außerdem bieten einige schon lange bekannte Ammonitenfaunen gerade im höheren Anis (von BECHSTÄDT & MOSTLER, l. c., S. 25, verstanden ohne die Avianus-Zone) biostratigraphische Anhaltspunkte.

Aus ammonitenführenden – u. a. *Paraceratites trinodosus* (MOJSISOVICS), *Flexoptychites flexuosus* (MOJSISOVICS) – und auch mikropaläontologisch sicher ins Illyr einstuftbaren Reiflinger Kalken mit allen mikrofaziellen und mikropaläontologischen Hinweisen auf Beckenfazies konnten BECHSTÄDT & MOSTLER (l. c., S. 8–9) von R. OBERHAUSER (1968) bearbeitete Fo-

raminiferen-Faunen bekanntmachen. Die Fundpunkte liegen alle auf der Innsbrucker Nordkette.

Herrn Dr. R. OBERHAUSER bin ich zu Dank verpflichtet, daß ich seinen nicht publizierten Mikrobericht (ein Hinweis auf die Untersuchungen findet sich in: Verh. Geol. B.-A., Jg. 1969, H. 3, S. A 7) hier wiedergeben darf, was insofern erwünscht ist, weil in BECHSTÄDT & MOSTLER (l. c.) nur einer Kurzfassung davon Raum gegeben werden konnte:

„Im folgenden wird über – oft glaukonitische – Steinkerne von Foraminiferen aus dem Anis des Karwendels berichtet, welche aus den Rückständen stammen, die bei der Auflösung von Kalken für Conodonten-Untersuchungen anfallen. Vereinzelt finden sich auch voll erhaltene Schalen von Formen, welche von vornherein keine kalkige Schale hatten oder diagenetisch verändert wurden. Das Material stammt von Dr. H. MOSTLER von der Universität Innsbruck, an den einige bestimmte Exemplare zu Vergleichszwecken zurückgestellt werden. Es sind nur Gattungsbestimmungen möglich.

F 7:

In Steinkernerhaltung:

Fronicularia (2 Arten)

Falsopalmula (1 Art)

Pseudoglandulina (1 Art)

Marginulina (1 Art)

Dentalina (1 Art)

Variostomidae genus indet. (1 Art)

F 8: Anishorizont, Arzler Scharte (Karwendel)

In Steinkernerhaltung:

Fronicularia (mehrere Arten)

Falsopalmula (1 Art)

Pseudoglandulina (1 Art)

Dentalina (mehrere Arten)

Marginulina (mehrere Arten)

Variostomidae genus indet. (1 Art)

Spirillina (?) (1 Art)

In Schalenerhaltung:

Permodiscus (?) (2 Arten)

Coronipora (?) (1 Art)

Ammodiscus (1 Art)

Ophthalmidium (1 Art)

F 9: Anishorizont, Brandjoch (Karwendel)

In Steinkernerhaltung:

Fronicularia (mehrere Arten)

Falsopalmula (2 Arten)

Quadratina (1 Art)

Pseudoglandulina (1 Art)

Marginulina (mehrere Arten)

Dentalina (mehrere Arten)

Variostomidae genus indet. (1 Art)

In Schalenerhaltung:
Permodiscus (1 Art)
Coronipora (?) (1 Art)
Ophthalmidium (1 Art)

Diskussion: Die vortrefflich erhaltenen Steinkerne erlauben Einblicke in den Innenbau, wie sie sonst kaum möglich sind! Da aber die bisherige Artbeschreibung auf der Schalenerhaltung basiert, ist eine artliche Bestimmung unmöglich. Nichtsdestoweniger erscheint die Fauna der 3 Proben als weitgehend artlich übereinstimmend und, wie ich vermute, als von Steinkern-Faunen anderer Trias-Niveaus abtrennbar.“

Bevor auf das mir von Herrn Prof. MOSTLER später von den gleichen Fundstellen dankenswerterweise überlassene Material eingegangen wird, sei der Einheitlichkeit wegen eine kurze nomenklatorisch-taxonomische Revision obiger Fossilisten von OBERHAUSER nach LOEBLICH & TAPPAN (1964, 1974) wie folgt gestattet:

Pseudoglandulina = synonym zu *Nodosaria*

Variostomidae (= Variostomatidae) KRISTAN-TOLLMANN, 1963 = synonym zu Duostominidae BROTZEN, 1963

Permodiscus = vermutlich: *Involutina* sensu KOEHN-ZANINETTI, 1969

Coronipora = synonym zu *Paalzowella* (siehe dazu aber die Anmerkung bei Zaninetti, 1976, S. 156)

Quadratina = synonym zu *Tristix*

In dem mir von Herrn Prof. MOSTLER übergebenen Material konnten folgende Foraminiferen festgestellt werden (zu den Fundpunkten siehe obigen Mikrobericht von R. OBERHAUSER):

F 8:

Saccamminidae, gen. indet.

Tolypammina

Ophthalmidium

Nodosaria

Dentalina div. sp.

Pseudonodosaria

Lingulina

cf. *Astaolus*

Die Sandschaler sind vollkörperlich erhalten, *Ophthalmidium* und die Steinkerne der *Nodosariacea* liegen in glaukonitischer Substanz vor.

F 9:

? *Ammodiscus* (Steinkern)

Glomospira (Schalenerhaltung und auch nur Steinkern)

Glomospirella (Schalenerhaltung und auch nur Steinkerne)

Nodosaria (diese und die folgenden Gattungen vorwiegend in Steinkernerhaltung)

Dentalina

Frondicularia

Pandaglandulina

Pseudonodosaria

Lingulina

Astacolus

Palmula

Tristix

Duostominidae; gen. indet.

Insgesamt besteht also die aus Rückständen nach Säurebehandlung bisher gewonnene Foraminiferen-Fauna der Trinodosus-Zone der Innsbrucker Nordkette aus Vertretern folgender Gattungen bzw. Familien, die ziemlich sicher öfters mit mehreren Arten vertreten sind, sich aus den von OBERHAUSER oben angegebenen Gründen – gerade bei den Lageniden spielen auch Skulpturmerkmale oft eine große Rolle bei der Artdiagnose – aber nicht näher bestimmen lassen:

Saccamminidae, gen. indet.

Ammodiscus

Glomospira

Glomospirella

Tolypammina

Ophthalmidium

Nodosaria

Dentalina

Frondicularia

Pandaglandulina

Pseudonodosaria

Lingulina

Astacolus

Palmula

Marginulina

Falsopalmula

Tristix

(?) *Spirillina*

(?) *Involutina*

(?) *Paalzowella*

Duostominidae, gen. indet.

Zwei Proben (K 1 und K 2) von der Ammonitenfundstelle Kerschbuchhof W Innsbruck, von der u. a. *Paraceratites binodosus* (HAUER) angegeben wird (bezüglich Literatur zu dieser Fundstelle und einer Diskussion der Altersfrage sei auf BECHSTÄDT & MOSTLER, l. c., S. 8, verwiesen), lieferten neben mehreren der oben angeführten Foraminiferen-Gattungen noch zusätzlich Vertreter folgender Gattungen:

Diplosphaerella

? *Lasiodiscus*

Marginulinopsis

Bemerkungen: Nur *Diplosphaerella* liegt in Schalenerhaltung, aber nur in einem Exemplar vor; dieses ist aufgebrochen, zeigt eine deutliche Zentralkapsel, läßt aber ohne weitere Beschädigung – auf die vorläufig verzichtet wird – keine spezifische Bestimmung zu. Die Gattung war bisher erst ab dem Karn bekannt.

c) Drauzug (Dobratsch)

Wie W. NACHTMANN (1975 a, S. 62–77; 1975 b, S. 49–51; ebenso in E. COLINS & W. NACHTMANN, 1974, S. 10–26) zeigen konnte, weist die Mitteltrias des Drauzuges am Dobratsch/östl. Gailtaler Alpen eine gewisse lithostratigraphische, in der paläogeographischen Geschichte dieses Raumes – unter anderem ausgezeichnet durch einen kräftigen mitteltriadischen Vulkanismus – begründete Eigenentwicklung auf. Aus einigen der von W. NACHTMANN genauer aufgenommenen Profile müssen bestimmte Schichtglieder hier auch mikropaläontologisches Interesse beanspruchen.

Bei diesen handelt es sich um mehr oder weniger knollige Buntkalke (rötlich bis grau, seltener grünlich) mit eingeschalteten Vulkaniten. Die Kalke nehmen faziell etwa eine Zwischenstellung zwischen den nordalpinen Reiflinger und Hallstätter Kalken ein, sind Ammoniten-führend und können nach allen mikrofaziellen und mikropaläontologischen Befunden als echte Beckensedimente bezeichnet werden. Altersmäßig umfassen sie das Illyr bis Langobard und konnten mit Hilfe von Conodonten und Holothurienskleriten durch H. MOSTLER zeitlich gut gegliedert werden, wobei hier aber wieder darauf hinzuweisen ist, daß in der obzitierten Literatur die Obergrenze des Anis mit der Obergrenze der Trinodosus-Zone gezogen wurde, also die Avisianus-Zone zum Langobard gerechnet ist.

Bezüglich der von W. NACHTMANN beprobten Profile sei, was deren genauere Position am Dobratsch und deren lithofazielle Entwicklung betrifft, auf dessen Publikationen verwiesen (insbesondere E. COLINS & W. NACHTMANN, l. c., S. 16 und 21; an neuerer zusammenfassender Literatur s. a. T. BECHSTÄDT, 1978, S. 29–37). Im folgenden wird zusammenfassend nur auf Foraminiferen-Faunen (insgesamt wurden diese aus 12 Proben genauer untersucht) Bezug genommen, die dem Zeitabschnitt Trinodosus-Zone und unmittelbar Hangendes zuzuordnen sind, so daß mit ziemlicher Sicherheit das Anis, also das Illyr (im Sinne der Ammoniten-Biostratigraphie), nach oben nicht überschritten wird.

Die ganzen kalkschaligen Foraminiferen liegen auch von hier, so wie die aus der Trinodosus-Zone der Innsbrucker Nordkette fast ausnahmslos nur in Steinkernerhaltung (mehr oder weniger „tonige“, weißliche, graue bis oft grüne Substanz, im letzteren Fall als „Glaukonit“ bezeichnet; oft durch Eisenhydroxid bräunlich gefärbt oder überhaupt Limonit darstellend, evtl. nach Pyrit) vor. Interessant ist übrigens, daß so wie hier auch an der Innsbrucker Nordkette die beprobten foraminiferenreichen Horizonte in ein mehr oder weniger deutliches Nahverhältnis zu vulkanischen Gesteinen treten. Während es sich hier am Dobratsch dabei um Agglomerate, Tuffe und Tuffite handelt, sind dies an der Innsbrucker Nordkette die grünlichen, seltener rötlichen Tuffe bis Tuffite der tieferen „pietra verde“-Vorkommen (so enthält der mir von Herrn Prof. MOSTLER übergebene Schlämmrückstand zu Probe F 8/Arzler Scharte auch einige typische idiomorphe Porphy Quarze und idiomorphen, etwas gebleichten Biotit).

Nach Revision auf Grund neuerer Literatur sind aus dem hier interessierenden Profilabschnitt des Dobratsch/Lokalität Rupa folgende Foraminiferen-Gattungen anzuführen (vergl. W. NACHTMANN, 1974 b, S. 21), wobei nur die mittels Essigsäure herausgelösten Faunen berücksichtigt wurden:

(?) *Psammosphaera* (1)

(?) *Sorosphaera* (1)

Ammiodiscus (10)

Glomospira (3)
Glomospirella (17)
Tolypammina
 (?) *Textularia*
 Lasiiodiscidae gen. indet. (24)
Ophthalmidium (9)
Nodosaria (17)
Dentalina (1)
Fronicularia (116)
Pseudonodosaria (13)
Lingulina (2)
Astacolus (13)
Palmula (1)
 Vaginulininae gen. indet.
 (?) *Bullopora* (1)
Tristix (2)
 Duostominidae gen. indet. (158)

Bemerkungen: Die beprobte Schichtfolge war laut Auskunft von Herrn W. NACHTMANN ca. 3 m mächtig und wurde in 15 Proben, von denen sich 12 als Foraminiferen-führend erwiesen, untersucht. Die Foraminiferen wurden bei der Bearbeitung für jede Probe getrennt zahlenmäßig genau erfaßt. Obige Liste faßt alle Proben zusammen, da dies für die Schlußfolgerungen aus diesem Kapitel zulässig ist. Die Gesamtstückzahlen sind aber in Klammer beigefügt; wo diese Angaben fehlen, stammen die Formen aus weiteren, mir nachträglich übergebenen Schlämmrückständen. Bei einigen Gattungen der Ammodiscidae und Nodosariidae dürfte es sich ebenso wie bei den Duostominidae um Vertreter mehrerer Arten handeln.

d) Diskussion der Befunde und Hinweise auf ähnliche Vorkommen

Die aus der oberanisischen Beckenfazies untersuchten Foraminiferen-Faunen erlauben auf Grund ihres Erhaltungszustandes aus den schon im oben wiedergegebenen Mikrobericht von R. OBERHAUSER erwähnten Gründen keine Artbestimmungen, bis auf einige Sandschaler und z. T. *Ophthalmidium*. Das Hauptinteresse bei den vorliegenden Faunen gilt hier jedoch den Vertretern der Rotaliina, wobei aber kritisch angemerkt sei, daß bei den als *Nodosaria*, besonders aber als *Fronicularia* und *Lingulina* bestimmten Formen eine mögliche Zugehörigkeit zu den Nodosinellidae (und damit Endothyreae) nicht mit letzter Sicherheit ausgeschlossen werden kann, da davon ja fast ausnahmslos nur Steinkerne erhalten wurden. Trotzdem bleibt noch eine größere Zahl von höher entwickelten, im untersuchten Material auch mit relativ großwüchsigen Formen vertretenen Gattungen, die sicher zu den Nodosariacea gehören; in günstigen Fällen ist sogar die radiate Riefung der Apertur am Steinkern noch ersichtlich. Die Steinkerne der nicht zuletzt auch in Anlehnung an R. OBERHAUSER zu den Duostominidae gerechneten trochispiralen Rotaliina sind verhältnismäßig häufig, ebenfalls oft großwüchsig (\varnothing bis 1 mm) und in einigen Merkmalen deutlich variabel.

W. W. SCHELL & D. L. CLARK (1960) haben mehrere Exemplare einer auch nur in Steinkernerhaltung gewonnenen Foraminiferen-Fauna aus der Untertrias von Nevada ebenfalls

zu den Nodosariacea gestellt und in zwei Fällen neue Arten eingeführt. Wenn dieser Vorgangsweise hier nicht gefolgt wird, sei erwähnt, daß einige der vorliegenden Formen mit den eher unbefriedigenden Abbildungen von SCHELL & CLARK auf Grund der Beschreibungen doch gut vergleichbar wären. Die beiden Verfasser erwähnen das Zusammenvorkommen ihrer Foraminiferen-Faunen mit Conodonten – ein Hinweis auf Beckenfazies, obwohl klare Angaben zu dieser Frage in der erwähnten Arbeit fehlen.

Auf genauere Beschreibungen der mikrofaziellen Entwicklung der Gesteinsfolgen, denen unsere Foraminiferen-Faunen entstammen, wurde hier verzichtet, weil diese in den einleitend erwähnten Arbeiten deren Themenstellung gemäß enthalten sind. Auch die Zuordnung dieser Sedimentserien zur Beckenfazies steht allgemein außer Zweifel und ist in den erwähnten Arbeiten ausführlich diskutiert. Erwähnenswert ist hier aber, daß BECHSTÄDT & MOSTLER (1974, S. 28–35 und S. 50) zwischen Reiflinger Bankkalk und Reiflinger Knollenkalk keinen prinzipiellen Unterschied in den jeweiligen Mikrofaunen feststellten; die Textur der Knollenkalk soll vorwiegend diagenetisch entstanden sein, wobei sie aber schon eine primäre engere Bindung an das Vorkommen von Tuffiten zeigen.

Die hier beschriebenen Foraminiferen-Faunen des Illyr werden an Reichhaltigkeit aber noch übertroffen von einer von U. FRANZ (1966, S. 6–8 bzw. 4–12) entdeckten, etwas älteren und auf Grund vor allem der begleitenden Makrofossilien – vorwiegend Brachiopoden und etwas Echinodermaten – ins Ober-Pelson eingestuften Fauna aus den Chiemgauer Alpen/Oberbayern (der Fundpunkt liegt ca. 2 km westl. der Ortschaft Unterwössen). Allerdings sei hier zur Altersfrage des Vorkommens auch auf H. MOSTLER (1972, S. 25) verwiesen, der mittels Conodonten für die von ihm beprobten Kalke oberstes Illyr (Hinweise auf Avisianus-Zone) belegen konnte. Die von U. FRANZ größtenteils vollkörperlich gewonnenen Foraminiferen stammen aus Mergellagen eines Knollenkalkes bzw. aus dem Kalk selbst. Der auffallend moderne Aspekt, also die schon hohe Entwicklung der mit zahlreichen Arten vertretenen Nodosariidae („recht große Ähnlichkeit mit solchen des Lias“) wird ausdrücklich betont (vergleiche dazu auch die kritische Stellungnahme von A. TOLLMANN, 1976, S. 89–90, die durch die erwähnten Conodonten-Funde von MOSTLER allerdings etwas entkräftet ist). U. FRANZ gibt auch eine Zusammenstellung der ansonsten bis dahin aus dem Muschelkalk (z. T. im Sinne von Mitteltrias) bekannten, erwähnenswerten Foraminiferen-Vorkommen.

Schließlich sei hier noch auf eine außer an Sandschalern auch an Nodosariacea (durchwegs nur gattungsmäßig bestimmt) reichere Foraminiferen-Fauna hingewiesen, die F. KUBANEK (1969, S. 171) aus dem „Alpinen Muschelkalk“ von Saalfelden (Profil Öfenbach)/Land Salzburg bekanntmachte. Auch diese Foraminiferen stammen aus einer Knollenkalk-Folge, die nach der zeitlichen Einstufung durch H. MOSTLER in BECHSTÄDT & MOSTLER (1974, S. 24) aber den ganzen Abschnitt Illyr bis Fassin umfaßt (wobei nach KUBANEK die Foraminiferen in den hangendsten, rötlich gefärbten Kalken aber seltener sind). Einschaltungen von Tuffen bis Tuffiten kommen in der ganzen Knollenkalk-Folge vor.

Die bisher geringe Kenntnis über reichere Nodosariaceen-Faunen schon aus dem Anis – für das Ladin sei auch auf Angaben z. B. in W. RESCH (1973) hingewiesen – dürften mindestens zum Teil auf der bei Foraminiferen-Spezialisten seltenen Anwendung der Probenaufschließung mittels Essigsäure beruhen; dementsprechend spärlich sind auch die Angaben zu den Reiflinger Kalken in L. KOEHN-ZANINETTI (1969, S. 15). Das oben erwähnte Zusammengehen unserer Foraminiferen-reicheren Profilabschnitte mit dem Vorkommen

von vulkanischen Ablagerungen dürfte nur auf die Fossildiagenese bzw. die Bildung der säureresistenten Steinkerne von Einfluß gewesen sein. An der Innsbrucker Nordkette ist der betreffende Horizont außerdem gern durch Glaukonitführung im Sediment selbst gekennzeichnet (vergl. BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974, S. 29).

In einer neueren gründlichen Arbeit von J. HOHENEGGER & R. LEIN (1977) wurde eine mittels Essigsäure herausgelöste Foraminiferen-Fauna aus einer von typischen Reiflinger (Knollen-)Kalken etwas abweichenden Fazies (Grafensteigkalk auct.; ebenfalls Beckensedimente, ähnlich den Reiflinger Bankkalken sensu T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1974) des Illyr und Fassin vom NE-Abfall des Schneebergs untersucht, wobei die uns hier gerade interessierenden Lageniden allerdings noch von einer Bearbeitung ausgespart blieben.

e) Schlußfolgerungen

Zusammenfassend zu diesem Kapitel soll festgehalten werden, daß in der Beckenfazies des höheren Anis, fallweise sicher eingestuft in die Trinodosus-Zone, bereits eine hoch entwickelte, an Gattungen und nach allen Hinweisen auch an Arten reiche Fauna von Foraminiferen der Oberfam. Nodosariacea, also der Lageniden, vertreten war, wenn davon auch meist nur Steinkerne gewonnen werden konnten. Diese Tatsache schwächt die Feststellung von L. ZANINETTI (1976, S. 2) nicht unerheblich ab, daß der Faunenschnitt zwischen altertümlichen, dem Paläozoikum nächststehenden und moderneren Foraminiferen-Faunen ans Ende Anis, das ZANINETTI vermutlich und wie allgemein üblich ebenfalls mit dem Ende der Avisianus-Zone gleichsetzt, zu liegen komme. In einer neueren Arbeit von A. NICORA & I. PREMOLI-SILVA (1976) sind übrigens auch schon aus dem tieferen Anis der Insel Chios und aus der westl. Türkei ziemlich reiche und durch Conodonten und Ammoniten gut einstuftbare Foraminiferen-Faunen mit Lageniden bekannt gemacht worden. Auch E. TRIFONOVA (1978, S. 96–97, Fig. 2) konnte für das Anis Bulgariens eine schon ziemlich reiche Foraminiferen-Fauna anführen, auch verschiedene, meist einfacher gebaute Lageniden umfassend. Die Feststellung von L. ZANINETTI trifft nur dann in gewisser Hinsicht zu, wenn man etwas höher entwickelte Rotaliina allein im Auge hat, also etwa das Aufblühen der Involutinidae (Oberfam. Spirillinacea) ab dem Ladin (KOEHN-ZANINETTI, 1969, S. 83) und der Duostominacea, unter anderem mit den sich erst mit der Obertrias reich entfaltenden mutmaßlichen Planktonformen der Oberhauserellidae (W. FUCHS, 1975). Jedenfalls sollte diese Frage nicht unter Ausklammerung der Nodosariacea gesehen werden, die in der Trias schon erste leitende Formen stellen (z. B. mit Austrocolomia; siehe R. OBERHAUSER, 1967) und besonders ab dem Rhät (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1964) über Jura und Kreide (erinnert sei z. B. an *Lenticulina* in der Unterkreide, *Neoflabellina* in der Oberkreide) bis ins Tertiär hinein große Bedeutung und Verbreitung erlangen, nicht selten als das Faunenbild wesentlich prägende Formen.

Die schon in der Beckenfazies des höheren Anis reich vertretenen Nodosariacea sind wahrscheinlich mit dem geotektonisch bedingten Vordringen dieser Tiefwasserfazies aus Asien nach Westen und in die europäische Tethys eingewandert. Auf die Bedeutung der damit verbundenen „auffälligen hochmarinen Ausweitung im Trinodosus-Niveau“ für die Verbreitung der Kalkalgenflora weist z. B. auch E. OTT (1974, S. 7) ausdrücklich hin.

Daß die erwähnten, neuen Nodosariacea vermutlich eingewandert sind und sich nicht aus den in den Ostalpen und zum Teil überhaupt in Osteuropa schon besser studierten

Meeresbecken heraus entwickelt haben, ist daraus abzuleiten, daß sie mit dem Auftreten der entsprechenden Faziesräume schon bald in voller Formenfülle, die dann auch längere Zeit – zumindest bis zum Beginn des Cordevol – relativ stabil bleibt, auftreten.

Darstellungen des möglichen, aus der Trias-Faziesentwicklung in Raum und Zeit erschließbaren geotektonischen Geschehens vom Perm über Skyth ins Anis und Ladin werden für den ostalpinen Tethysabschnitt in der einleitend zu diesem Kapitel angeführten Literatur geboten. Die gleichen Autoren schätzen den Ablagerungsraum der Reiflinger Kalke für zumindest zeitweise, vor allem anfänglich, auf eine Wassertiefe von ca. 500 m (T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER, 1976, S. 178; ebenso schon 1974, S. 53). Wenn dies für uns auch nur ein grober Richtwert sein soll, sei abschließend darauf hingewiesen, daß rezent die Nodosariidae, also die Lageniden engeren Sinnes Stillwasserfazies größerer Meerestiefe, wo Algenwuchs schon völlig fehlt, bevorzugen (A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1964, S. C 120; V. POKORNÝ, 1958, S. 125–129). Vergleichsweise wurden in einer neueren Arbeit (T. CERNAJSEK, 1972, S. 243) die Nodosariacea-reichen Ablagerungen der „Oberen Lagenidenzone“ (Badenien, Miozän) des Wiener Beckens in der Fazies der Badener Tegel auf Grund des Studiums an Ostrakodenfaunen als Bildungen eines ca. 70–250 m tiefen Ablagerungsraumes angesprochen. Dieser rein bathymetrische Hinweis sei aber natürlich ohne lithofaziellen gegenseitigen Bezug gedacht.

Eine Wassertiefe unterhalb der Welleneinwirkung und wahrscheinlich auch schon mit schlechterer Durchlichtung ist in unserem Fall also ziemlich gesichert. Wenn oben schon V. POKORNÝ zitiert wurde, ist noch zu dessen Angaben (l. c., S. 274), daß die Nodosariiden in erdgeschichtlich älterer Zeit seichteres Wasser bevorzugt hätten, anzumerken, daß POKORNÝ entgegen den moderneren Auffassungen der Taxonomie damals z. B. die Nodosinelliden noch zu den Lageniden stellte.

Schließlich sei am Schluß auch noch erwähnt, daß der Befund von BECHSTÄDT & MOSTLER (1974, S. 50), die Foraminiferen allgemein würden in den Reiflinger Kalken der untersuchten Profile erst ab dem basalen Langobard plötzlich und auffallend häufiger, weder mit obigen Überlegungen zum viel früheren Einwandern der Nodosariacea noch mit der kritischen Stellungnahme zu den Feststellungen von L. ZANINETTI sachlich in Beziehung steht, sondern höchstens das Einsetzen generell besserer Lebensbedingungen für Foraminiferen im Becken anzeigt.

4. Die oberostalpine Riffazies des Ladin und Cordevol (Wettersteinkalk)

a) Allgemeines

Die mitteltriadische Riffazies der Ostalpen gehört zu den lithologisch und paläontologisch und damit auch von der Genese her gesehen am besten untersuchten Faziestypen der Trias. Dabei wird von allen Bearbeitern unter „Riffazies“ nicht nur die Fazies der eigentlichen Riffkerne – also der Riffe selbst im strengsten Sinne der Definition – verstanden, sondern zusätzlich auch die Riffschuttfazies und oft auch noch die mit den mehr oder weniger massigen Riffen in genetischem Zusammenhang stehende, stets gut gebankte Lagunenfazies. Weniger bis überhaupt nicht riffogener Natur ist meist die karbonatische, ebenfalls aber überwiegend biogene, reine Plattformosedimentation. Die der so definierten organogenen oder zumindest organodetritischen, karbonatischen Flachwasserfazies gegenüberste-

hende Beckenfazies ist sehr variabel ausgebildet, aber hier nicht Gegenstand genauerer Untersuchungen.

Der lithostratigraphisch als Wettersteinkalk (und -dolomit; hierher auch der Ramsaudo-
lomit) bezeichneten Riff- und Plattformfazies im Ladin und Cordevol der tektonisch ostal-
pinen Einheiten entspricht in den mittleren Abschnitten der Südalpen zeitlich und faziell
weitgehend Schlerndolomit bzw. Marmolatakalk. Hier wie dort gibt es außerdem schon im
Anis karbonatische Plattformsedimente, die lithostratigraphisch mit eigenen Namen belegt
sind. Das Cordevol, wenn auch biostratigraphisch mit Recht schon zum Karn, also zur
Obertrias gerechnet (s. a. A. TOLLMANN, 1976, S. 131–134; ebenso L. KRZYSTYN, 1978,
nach dessen Auffassung das Cordevol überhaupt schon zum Jul gerechnet werden sollte),
ist hier bei der Besprechung des Wettersteinkalkes miteinbezogen, weil im Bereich der Mit-
teltrias-Riffentwicklung sich diese sehr oft faziell völlig ungebrochen ins Cordevol fortsetzt.
Ja, es ließen sich sogar Beispiele anführen, wo erst cordevoler Wettersteinkalk die vorher
dort dominierende Beckenfazies überwältigt. Genaueres zur ganzen Fazies-Heteropie des
hier interessierenden Zeitabschnittes kann für die Ost- und Südalpen am übersichtlichsten
den stratigraphischen Tabellen von A. TOLLMANN (l. c., Taf. 1) und G. PISA (1974) ent-
nommen werden; für den Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen sei ergänzend noch auf
T. BECHSTÄDT & H. MOSTLER (1974) verwiesen.

Dem südalpinen Schlerndolomit hat der Wettersteinkalk der Nordalpen und des Drau-
zuges gerade bei paläontologischen Untersuchungen den Vorteil voraus, daß infolge oft
fehlender oder nur geringfügiger Dolomitisierung die biogenen Strukturen fossil viel besser
überliefert sind; in den Südalpen böte diesbezüglich nur der Marmolatakalk und der Cipit-
kalk als Sonderfazies des Schlerndolomits lithologisch bessere Voraussetzungen. Die mo-
derne sedimentologische und paläontologische Bearbeitung des Wettersteinkalkes – siehe
die folgenden Hinweise – hat daher gegenüber dem Schlerndolomit trotz dessen genauer
mikrofazieller Bearbeitung durch A. BOSELLINI & D. ROSSI (1974) sowie den neuesten An-
gaben in J. L. WILSON (1975, S. 233–240) auf manchen Gebieten einen gewissen Vor-
sprung. Dafür ist die bildungszeitliche Paläogeographie, also die primäre Anordnung von
Riff- und Beckenarealen für die Südalpen dank der dort weniger intensiven Tektonik und
der selektiveren Erosion besser bekannt als für die Nördlichen Kalkalpen (bezüglich des
Westtiroler Abschnittes siehe die zusammenfassende Darstellung in T. BECHSTÄDT & H.
MOSTLER, 1976, Abb. 1).

Nach ersten, vorwiegend mikrofaziell orientierten neueren Arbeiten im nordalpinen
Wettersteinkalk (H. MILLER, 1962; M. SARNTHEIN, 1965; K. GERMANN, 1966) brachte die
paläontologisch besonders die Sphinctozoa berücksichtigende Arbeit von E. OTT (1967)
einen in jeder Hinsicht großen Erkenntnisfortschritt. Diese Arbeit bietet sowohl einen
guten Überblick über die wichtigsten Riffbildner des Wettersteinkalkes (nach der von OTT
ermittelten Rangordnung sind dies: *Tubiphytes obscurus* MASLOV, Kalkschwämme mit vor-
wiegend segmentierten Formen, Korallen, Kalkalgen unter völligem Ausschluß der Dasy-
cladaceen und schließlich Hydrozoen, Mollusken, Bryozoen usw.) und über die vertikale
und horizontale Dasycladaceen-Verbreitung in der Rifflagune, wie auch über die palökolo-
gische Situation im ganzen Riffkomplex weiteren Sinnes. An ähnlich abgefaßten, späteren
Arbeiten über den Wettersteinkalk ist vor allem noch P. H. TOSCHEK (1968, 1969), H.
WOLFF (1973; nach dessen Befunden können die Korallen als Riffbildner an Bedeutung
fallweise auch noch vor den Kalkschwämmen kommen), nochmals E. OTT (1973) und E.
A. COLINS DE TARSINNE (1975), auf dessen leider nicht publizierte Untersuchungsergeb-

nisse zu diesem Thema weiter unten noch eingegangen wird, zu erwähnen. Schon bei E. OTT (1967, S. 76–77) hat das Herauswachsen des einzelnen Wettersteinkalk-Riffkörpers aus der flachwasserbetonten Vorläuferfazies eine auf vielen Beobachtungen (diesbezüglich siehe auch M. SARNTHEIN, 1965, S. 134–139) beruhende Darstellung erfahren.

Mehr überblickmäßige Darstellung erfahren die Triasriffe bzw. Flachwasserkarbonate allgemein auch in Ph. H. HECKEL (1974, S. 113–114) und J. L. WILSON (1975, S. 217–256). In diesen Arbeiten sind übrigens auch die nordalpinen Obertrias-Riffe, bei deren Erforschung in neuerer Zeit – nach Vorarbeiten schon von R. SIEBER – E. FLÜGEL sowie H. ZANKL (1969) und für die Lagunenfazies A. G. FISCHER (1964) führend waren, entsprechend berücksichtigt. E. OTT (1967, S. 68) und Ph. H. HECKEL (l. c., S. 113) sowie J. L. WILSON (l. c., S. 254–256) stellen die Triasriffe auch in einem weiteren, von der Evolution der Riffbildungen prinzipiell aus gesehenen, für uns sehr wichtigen Rahmen dar.

b) Bisherige Untersuchungen zur Foraminiferen-Führung der Wetterstein-Riffkalke

Aus der zu diesem Kapitel einleitend angegebenen Literatur und einer großen Zahl entsprechender aktualistischer Arbeiten geht hervor, daß die Palökologie der Rifffazies in mancher Hinsicht leichter zu diskutieren ist, als die Frage des Environments bei vielen anderen Faziestypen, für die stellvertretend z. B. die Schelffazies der Werfener Schichten angeführt sei. Diese Tatsache macht es reizvoll, die Rifffazies auch bezüglich der Foraminiferen zu untersuchen. Für die Obertrias haben derartige Untersuchungen ja auch schon in speziellen Arbeiten ihren Niederschlag gefunden (E. FLÜGEL, 1967; J. HOHENEGGER & H. LOBITZER, 1971; J. HOHENEGGER & W. PILLER, 1975 a).

Für die Rifffazies des Wettersteinkalkes finden sich in der ganzen einschlägigen Literatur nur sehr spärliche Angaben zum Vorkommen von Foraminiferen, wenn man von der reinen, durch Dasycladaceen-Massenvorkommen geprägten Lagunenfazies absieht. Es sollen im folgenden die Literaturstellen angeführt werden, soweit sich die Angaben auf die Riffkernfazies und die größerklastische, also dem Liefergebiet nähere Riffschuttfazies beziehen:

E. OTT, 1967, S. 66 (u. Taf. 2, Fig. 6): „sessile kalkschalige Foraminiferen“ auf *Vesioncaulis alpinus* OTT. Karwendel. (Hier auch Literaturhinweis betreffend einen Fund ähnlicher Foraminiferen – „? *Bullopora*“ – in den Oberen Cassianer Schichten Südtirols.)

O. KRAUS & E. OTT, 1968, S. 279 (und Taf. 17, Fig. 1): „sessile kalkschalige Foraminifere“ auf *Tubiphytes obscurus* MASLOV. Dobratsch/Kärnten.

A. RAMOVŠ, 1973, S. 416, erwähnt das seltene Vorkommen von Foraminiferen, die wegen der starken Rekrystallisation des teilweise vererzten Wettersteinkalks und -dolomits (Rifffazies der Umgebung von Mežica/Slowenien) nicht bestimmbar sind.

H. WOLFF, 1973, S. 259, aus dem eigentlichen Riff-Bereich: „gelegentlich benthonisch-vagile sowie libero-sessile inkrustierende Foraminiferen“; dazu Abb. 5, Fig. 2: „sessile Foraminiferen auf «Thecosmilia»“. Bayerische Kalkalpen. S. 264–265, aus dem riffnahen Achterriff-Bereich: Es werden selten spezifisch bestimmte Foraminiferen aus mindestens 12 Gattungen angeführt.

Auf die diesbezüglichen Beobachtungen von P. H. TOSCHEK (1969) und E. COLINS DE TARSIMENNE (1975) wird in den folgenden Kapiteln eingegangen. Ansonsten muß zu weiteren Literaturangaben über Foraminiferen im Wettersteinkalk bemerkt werden, daß diese

meist keine genaueren Faziesbezeichnungen geben bzw. sich ziemlich sicher oft sogar auf die riffernere Lagunenfazies beziehen dürften.

A. TOLLMANN, 1976, S. 118: Für diese Angaben betreffs der Foraminiferen des Wettersteinkalkes gilt obige Anmerkung; die hier neu beschriebene bzw. erstmals benannte Art „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN dürfte ebenfalls nicht der Riffkernfazies entstammen, weil dem die betonte Dünnwandigkeit der Form nach allen aktualistischen Befunden (vgl. z. B. D. C. STEINKER et al, 1977) entgegenstände.

S. 111: Für die riffnahe Achterriff-Region wird bezüglich der Foraminiferen-Führung auf H. WOLFF (l. c.) Bezug genommen; aus der Riffkernfazies („Riffgürtel“; S. 108) werden keine Foraminiferen angegeben.

Die lithostratigraphisch als Wettersteinkalk bezeichnete, vorwiegend oberostalpine, ladinisch-cordevole Riffentwicklung w. S. findet man unter der gleichen Bezeichnung über die Ostalpen hinaus auch in weiten Teilen der Karpaten wieder. Dort werden die Untersuchungen ebenfalls intensiv betrieben, und es sollen daher im folgenden noch einige Arbeiten aus diesem Raum angeführt werden:

J. SALAJ et al, 1967, Tab. 2: Aus den untersuchten Wettersteinkalken der Westkarpaten sind zu den tabellarisch angeführten Foraminiferen ergänzend (im Fundortverzeichnis) oft auch Dasycladaceen erwähnt, oder es werden Hinweise auf Cephalopoden-Führung gegeben; es finden sich aber keine Hinweise auf das Zusammenvorkommen der vorgefundenen Foraminiferen mit eindeutigen Riffbildnern. Die Foraminiferen-Faunen (bei denen übrigens das offenbar gänzliche Fehlen von Nodosariacea auffällt!) dürften also nur aus uns hier weniger interessierenden, rifferneren Faziesentwicklungen des Wettersteinkalkes stammen.

M. KOCHANOVÁ et al, 1975: Aus der beckenseitigen Randzone eines Wettersteinkalk-Riffes im Slowakischen Karst werden neben einer reichen Makrofauna (die den Beginn der Sedimentation aufgrund einiger Brachiopodenarten evtl. noch im Anis annehmen ließe?) auch eine größere Anzahl von Foraminiferen (wieder ohne Nodosariacea!) angegeben. Unter den Makrofossilien fehlen allerdings außer einigen *Problematica* die typischen Riffgerüst-Bildner.

(J. MELLO, 1975 b, S. 242–244, erwähnt aus einer ähnlichen Vorrifffazies keine Foraminiferen.)

J. MELLO, 1975 a, S. 24–41: Die genaue biofazielle Untersuchung mehrerer Wettersteinkalk-Riffkörper im Slowakischen Karst ergab immer wieder Nachweise von Foraminiferen als das „Riff bewohnende Organismen, resp. zutransportierte Elemente“ (S. 30). Darstellung der Biogen-Vergesellschaftungen auf Kartenskizzen; leider werden über die Foraminiferen keine genaueren Angaben gemacht.

J. MELLO, 1976, S. 39 und 47: Aus einem weiteren Riffkalk-Vorkommen desselben Gebietes wird nur allgemein das Vorhandensein von Foraminiferen gemeldet.

c) Die Foraminiferen der Lagunenfazies des Ladin und Cordevol

Auf die gegenüber den stärker riffbetonten Gesteinen vor allem auch an Individuen meist reichere Foraminiferen-Führung der ladinisch-cordevolen Dasycladaceenkalk der Lagunenfazies wird hier nicht so genau eingegangen. Dies ist zulässig, weil die Faunen aus diesem Lebensraum, der in sich allerdings palökologisch noch weiter unterteilbar ist, schon gut erforscht sind.

Eine letzte und genauere Darstellung der Foraminiferen dieses Lebensraumes, der im Zusammenhang mit größeren Riffen beträchtliche Flächen einnehmen konnte, hat L. ZANINETTI (1976, S. 50–53) vorgenommen; die in dieser Fazies erstmals größere Bedeutung erlangenden und in der Folge durch die ganze Trias wichtige Leitfossilien stellenden Vertreter der Involutinidae haben durch sie schon früher eine genaue Bearbeitung erfahren (L. KOEHN-ZANINETTI, 1969). Es soll hier auch daran erinnert werden, daß Foraminiferen aus dieser Familie schon C. A. WICHER (1952) als „charakteristisch für den «Riffbereich im weitesten Sinne»“ erkannt hat (l. c., S. 281). WICHER sieht in den Gattungen *Involutina* und *Trocholina* Anpassungsformen an bewegtes Flachwasser (l. c., S. 274 und 282: „Riff-Anpassungsformen“). WICHERs Beobachtungen werden auch dadurch nicht geschmälert, daß er die beiden Gattungen noch mit *Cornuspira* (syn. *Cyclogyra*) und *Vidalina* in verwandtschaftliche Beziehung brachte, was die Unterschiede in der Schalenstruktur heute nicht mehr zulassen.

Schon oben wurde erwähnt, daß die meisten aus dem Wettersteinkalk allgemein in der Literatur angeführten Foraminiferen-Funde und -Faunen der Lagunenfazies angehören, die auch seitens der Dasycladaceen-Forschung schon lange Beachtung fand. Als eine speziell auf die Foraminiferen dieser Fazies ausgerichtete Arbeit ist die von O. JENDREJAKOVÁ (1973) zu erwähnen, die diesbezüglich das Anis bis Karn der Westkarpaten berücksichtigte. Als auffallend sei darauf hingewiesen, daß die cordevolen Anteile der Lagunenfazies viel artenreichere Foraminiferen-Faunen lieferten, als die ladinen Anteile; leider ist in der Zurechnung des Cordevol zum (Ladin oder) Karn bei L. ZANINETTI (1976) übrigens nicht immer mit letzter Konsequenz vorgegangen worden.

d) Regionale Beispiele aus Wetterstein-Riffkalken

Entsprechend den am Innsbrucker Geologischen Institut in den letzten Jahren im Rahmen von Dissertationen vorgenommenen sedimentologischen Arbeiten im Wettersteinkalk, für die jeweils die vorgefundenen Foraminiferen untersucht werden konnten, sollen im folgenden als Beispiel aus den Nördlichen Kalkalpen die Befunde aus dem Kaisergebirge und als Beispiel aus dem Drauzug die Ergebnisse von Untersuchungen am Dobratsch mitgeteilt werden. Eigene Arbeiten an der Innsbrucker Nordkette sind noch nicht abgeschlossen, werden hier aber ebenfalls kurz erwähnt.

1. Innsbrucker Nordkette; Hafelekar-Riffkörper

M. SARNTHEIN (1965, S. 134–139) hat die Mitteltrias an der Innsbrucker Nordkette in deren tektonisch höherem Stockwerk, also der Inntaldecke, in einigen Feinprofilen sedimentologisch genau aufgenommen und studiert. Durch je ein Profil westlich und östlich der Seegrube über den Nordkette-Grat konnte er im Wettersteinkalk einen Riffkörper genauer lokalisieren, für den er die Bezeichnung „Hafelekar-Riffkörper“ vorschlug. Die Riffnatur des Wettersteinkalks in gewissen Teilen der Kammregion der Nordkette war zwar schon lange bekannt; erst durch die Arbeiten von SARNTHEIN (l. c. und 1967) wurden aber auch die bis dahin hier als Partnachkalke (so noch bei R. v. KLEBELSBERG, 1935, S. 37–48) bezeichneten und über den Reiflinger Kalken („Muschelkalk“) folgenden Sedimente in ihrer vorwiegend riffogenen Natur richtig erkannt und daher faziell zum Wettersteinkalk geschlagen.

Über typischen, oft gradierten Vorriff-Sedimenten, die nach oben generell immer grobklastischer werden, treten schließlich in den tieferen Teilen des Hafelekar-Riffkörpers die ersten autochthonen, kolonienbildenden, kalkabscheidenden Organismen (Korallen, z. T. aber auch Kalkschwämme und/oder Hydrozoen; vergleiche E. OTT, 1967, S. 64 und O. KRAUS & E. OTT, 1968, S. 278) auf. Für diesen Profilabschnitt wies schon M. SARNTHEIN (1965, S. 136 und 1967, Abb. 4) auf ein deutlich rheotropistisches Wachstum der erwähnten kolonienbildenden, anfangs mehr bankweise-biostromartig, statt massig-bioherm-artig auftretenden Organismen hin. Eine zufällig im Schliff getroffene Koralle, im Querschnitt gerade etwa vom Durchmesser einer Foraminifere, zeigt Fig. 24 auf Taf. 4.

Bisher wurden aus dem Hafelekar-Riffkörper erst stratigraphisch höhere Abschnitte auf ihre Foraminiferen-Führung hin untersucht. Es sind dies vor allem sehr groblockige an auffallenden Großoolithen reiche Riffschutt-Kalke mit vorwiegend Kalkschwämmen und Korallen als ruditische Biogene. Wenige Proben stammen aus dem höheren, mutmaßlich „gewachsenen“ Riff selbst („Riffkern“; Nr. 1174, 1175, 1186; anstehend und leicht zugänglich z. B. abschnittsweise am Goetheweg und am Gehänge darüber) und aus dem Achterriff-Bereich. Letztere Proben (Nr. 1160 a, 1160 b; Gleirschjöchel, 700 m östl. Hafelekar-Spitze) enthielten auch die eine Datierung als bereits Cordevol – jedenfalls nicht älter – ermöglichenden detritischen Reste von *Poikiloporella duplicata* (PIA). Auf die Foraminiferen in der rifferneren, an Dasycladaceen oft sehr reichen Lagune wird hier nicht eingegangen.

Im einzelnen wurden folgende Foraminiferen beobachtet (unter Angabe der Dünnschliff-Nummern in Klammer):

Ammobaculites radstadtensis KRISTAN-TOLLMANN (1182) (Taf. 5, Fig. 25)

Ammobaculites sp. (1160 b, 1174, 1179)

„*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN (1180)

sessile Milioliden, gen. et sp. indet. (1178)

Involutina gaschei praegaschei KOEHN-ZANINETTI (1160 a)

Involutina sinuosa sinuosa (WEYNSCHENK) (1160 a)

cf. *Trocholina* sp. (1160 a)

Duostominidae, gen. et sp. indet. (1160 a, 1175, 1186)

sessile (?) rotaliide Foraminiferen (1173)

Bemerkungen: Von den insgesamt untersuchten, gezielt aufgesammelten 16 Proben (18 große Dünnschliffe, je ca. 40–50 cm²) erwiesen sich etwa zwei Drittel als Foraminiferen-führend; überhaupt nicht näher ansprechbare Formen, zum größeren Teil Lituolacea, blieben unberücksichtigt. Die Probe 1186 verdanke ich Herrn Doz. Dr. W. SCHNEIDER/Braunschweig.

Der Wettersteinkalk des Hafelekar-Riffkörpers an der Innsbrucker Nordkette erweist sich also nach den bisherigen Untersuchungen in den sehr Riffkern-nahen bzw. den ziemlich sicher zum Riffkern selbst gehörenden Partien als eher arm an Foraminiferen. Daß diese Armut an Foraminiferen auf der Nordkette nicht diagenetische Ursachen hat, sieht man an dem teilweise sehr guten Erhaltungszustand verschiedener anderer Biogene (z. B. „calcifizierte Filamente“, ähnlich denen, die J. H. SCHROEDER, 1972, aus rezenten Riffen der Bermudas beschrieben und abgebildet hat). Diese sich auch in den folgenden Beispielen aus dem Wettersteinkalk bestätigenden Tatsachen sollen am Schluß dieses Kapitels zusammenfassend besprochen werden.

2. Kaisergebirge östlich Kufstein/Tirol

Auf der Grundlage geologischer Vorarbeiten durch K. LEUCHS, O. AMPFERER (u. a. geol. Kt. 1:25.000) und E. OTT (1967) untersuchte P. H. TOSCHEK (1968, 1969) mit modernen sedimentologischen Methoden den Wettersteinkalk des Kaisergebirges, der dort der Hauptfelsbildner ist. Bei TOSCHEK (1969) ist die maßgebende regionalgeologische Literatur angeführt, wie auch für die sedimentologischen Angaben zu den folgenden Ausführungen auf diesen Autor verwiesen werden muß.

P. H. TOSCHEK gliederte den Wettersteinkalk im wesentlichen in neun Karbonatfaziestypen, die er sieben verschiedenen Arealen (mit jeweils spezifischen Sedimentationsbedingungen) eines Riffkomplexes zuordnete; einer der restlichen zwei Karbonatfaziestypen ist innerhalb der Lagune nicht streng arealgebunden, der andere ist nur durch diagenetische Merkmale als selbständiger Faziestyp charakterisiert. Der Riffkomplex des Kaisergebirges deckte sich in seiner Ausdehnung in Nord-Süd-Richtung zumindest im tieferen Ladin etwa mit den Abmessungen dieser Gebirgsgruppe in ebendieser Richtung.

Von den durch TOSCHEK unterschiedenen Karbonatfaziestypen führten nur zwei, die beide der Lagune zugeordnet wurden, Foraminiferen. In den Karbonatfaziestypen, die dem eigentlichen Riffkörper und den Riffschutt-Arealen zugeschrieben wurden, konnten keine Foraminiferen beobachtet werden. Trotz dieses für uns eher negativen Befundes soll hier die Liste der im Material von P. H. TOSCHEK (1969, Beil. 8) bestimmten Foraminiferen nach Revision wiedergegeben werden, weil die Fauna sonst nicht publiziert ist.

In den Schriffen von TOSCHEKs Karbonatfaziestyp II, worunter er Sedimente mäßiger Wassertiefe (10–20 m, gelegentlich auch etwas flacher) versteht, die auf der Riffplatte flächenmäßig den größten Anteil haben sollen, konnten folgende Foraminiferen bestimmt werden (vermutlich überwiegend Ladin):

? *Ammodiscus* sp.
Glomospirella sp.
cf. *Ammobaculites* sp.
Trochammina aff. *almtalensis* KOEHN-ZANINETTI
Ophthalmidium sp.
Nodosaria sp. indet
„*Frondicularia woodwardi* HOWCHIN“
Involutina gaschei praegaschei KOEHN-ZANINETTI
Involutina sinuosa pragsoides (OBERHAUSER)

In Schriffen des Karbonatfaziestyps IV, worunter TOSCHEK Sedimente des Gezeitenbereiches (Watt) versteht, dem auf der Riffplatte aber geringere Bedeutung zukam, konnten nachfolgend angeführte Foraminiferen festgestellt werden. Deren Erhaltungszustand ist infolge stärkerer Sparitisierung und fallweiser Beschädigung durch Abrollung meist sehr schlecht; die Involutinen treten teilweise massenhaft auf.

Glomospira sp.
Trochammina sp.
Involutina gaschei praegaschei KOEHN-ZANINETTI
Involutina ex gr. *Involutina sinuosa* (WEYNSCHENK)

3. Dobratsch, östliche Gailtaler Alpen/Kärnten

Am Dobratsch ist eine der wenigen Stellen für die Gailtaler Alpen, wo der Wettersteinkalk auch in Rifffazies vorliegt (vgl. auch T. BECHSTÄDT et al., 1976, S. 629). Nach vorübergehender Deutung wesentlicher Teile dieses Vorkommens als norischer Riffkalk ist die Zugehörigkeit zum Wettersteinkalk durch O. KRAUS & E. OTT (1968) schließlich geklärt worden. Damit ist aber am Dobratsch, besonders in dessen Gipfelpartie (tektonisch zur „Hangendscholle“ gehörend; vgl. E. COLINS & W. NACHTMANN, 1974, S. 35–40) bisher eines der wenigen Vorkommen, wo zumindest in größeren Arealen unter den Riffbildnern die Korallen über die Kalkschwämme dominieren – auch eine der Ursachen für die vorübergehende Ansprache als Dachsteinkalk. E. A. COLINS DE TARSIMENNE (1975, S. 82–127) konnte für den riffbetonten, massigen Wettersteinkalk des Dobratsch eine Art Riffstotzenfazies – zwischen vorwiegend Bioklastrudite eingelagerte Kleinriffe bzw. Riffknospen – feststellen, ähnlich wie sie übrigens von P. H. TOSCHEK (1969) aus dem Zahnen Kaiser stellenweise erwähnt wird. Auch COLINS DE TARSIMENNE faßt wie TOSCHEK die Karbonatfaziestypen („Mikrofaziestypen“) genetisch und damit auf den Riffkomplex bezogen letztlich biozönotisch auf, wobei er allein im Riffkörper (Riffstotzen- und Riffschuttareal) sechs Typen unterscheiden konnte.

Für die verhältnismäßig spärlichen, in den Dünnschliffen von Gesteinen aus dem Riffkörper beobachteten Foraminiferen wurde deren spezielle Abhängigkeit von den verschiedenen Karbonatfaziestypen leider nicht berücksichtigt; somit dürfte sich hier auch eine Aufzählung und Diskussion dieser Faziestypen erübrigen. Ansonsten ist genaueres dazu in der Originalarbeit nachzulesen. Es sei hier nur noch erwähnt, daß der ganze Wettersteinkalk der Hangendscholle des Dobratsch, aus der im wesentlichen auch die hier ausgewerteten Proben stammen, von COLINS DE TARSIMENNE (l. c., S. 40 und 85) ins Cordevol gestellt wird.

Die Liste der Foraminiferen aus dem Riffkörper umfaßt nach neuerlicher genauer Untersuchung folgende Formen (vgl. COLINS DE TARSIMENNE, l. c., S. 95):

cf. *Glomospira* (S 8)

„*Turritellella*“ *mesotriasica* KOEHN-ZANINETTI (SCH 1860) (Taf. 5, Fig. 27, 28)

Reophax sp. (SCH 1860) (Taf. 5, Fig. 29)

Ammobaculites cf. *radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN (S 18, S 22)

Ammobaculites sp.

Trochammina almtalensis KOEHN-ZANINETTI

Trochammina sp. (S 8)

„*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN (S 28)

Ataxophragmiidae (A 12)

Earlandia cf. *tintinniformis* (MIŠIK)

? *Tetrataxis* sp. (S 21)

Agathammina sp. (S 8)

Ophthalmidium sp. (SCH 1860)

Pseudonodosaria sp.

Variostoma exile KRISTAN-TOLLMANN (S 8) (Taf. 5, Fig. 30)

Variostoma cf. *pralogense* KRISTAN-TOLLMANN (S 8)

andere Duostominidae (G 2)

inkrustierende kalkschalige Foraminiferen (S 28)

Bemerkungen: Soweit auf Grund der Schliffbilder eine Aussage möglich ist, handelt es sich bei den Proben fast ausnahmslos um Fossilschutt-Kalke mit mehr oder weniger Riffdetritus und arenitischer bis arenomikritischer Grundmasse; Zement ist spätiger Calcit. Es handelt sich also um Ablagerungen eines Environments mit stärkerer bis mäßiger Wasserbewegung. Hinter dem Fossilnamen ist in Klammer die Nummer des Dünnschliffes – soweit bei der Revision noch verfügbar – angegeben, oft aber nur als Beispiel. Die Foraminiferen-Führung beschränkt sich demnach auf relativ wenige, dafür aber fossilreichere Proben.

Für die Lagunensedimente, die uns hier aus den einleitend dargelegten Gründen weniger interessieren, wurde auch von COLINS DE TARSINNE (l. c., S. 111) auf eine (arealmäßige) „Einteilung in bestimmte Mikrofaziestypen verzichtet“.

Einer gewissen Vollständigkeit wegen sei hier aber noch die revidierte Liste der ansonsten nicht publizierten Foraminiferen-Fauna aus der Wettersteinkalk-Lagunenfazies des Dobratsch wiedergegeben, wobei die Dünnschliff-Nummern wieder in Klammer beigefügt sind:

- Glomospira* aff. *gmerica* (SALAJ) (S 56, S 71)
- Glomospira* sp. (S 56, S 71)
- Glomospirella* sp. (S 68)
- Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN (S 68, Fx 11) (Taf. 5, Fig. 26)
- cf. *Ammobaculites* sp. (S 56, S 71, Fx 11)
- ? Textulariidae (S 68)
- Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI (S 56, Fx 11)
- Verneulininae, juv. (Fx 11)
- Earlandia* cf. *tintinniformias* (MIŠIK) (S 71)
- Nodosariidae (? *Frondicularia*) (S 68, S 72)
- ? *Involutina* sp. (S 68)
- cf. *Variostoma* sp.
- andere Duostominidae (Fx 11)

Bemerkungen: Eine Bestimmung der begleitenden Dasycladaceen ließe die Proben vermutlich zum Teil auf Ladin und Cordevol aufteilen. Jedenfalls handelt es sich – auch nach COLINS DE TARSINNE (l. c., S. 39–40 und 84) – um Ablagerungen der rifferneren Lagune, bathymetrisch sicher aus dem Subtidal, für dessen tiefere Teile obiger Autor (l. c., S. 115–116) ausdrücklich auf das häufigere („massenhafte“) Vorkommen von u. a. auch Foraminiferen hinweist. Der Erhaltungszustand der Mikrofossilien ist generell viel besser und die Dolomitisierung meist schwächer als in dem Probenmaterial, das mir aus dem Kaisergebirge zur Bearbeitung vorlag (siehe vorangegangenes Kapitel). Ausdrücklich sei hier noch auf das Auftreten von *Glomospira* aff. *gmerica* (SALAJ) hingewiesen, die zumindest bei L. ZANINETTI (1976, S. 85, 91) aus den Alpen noch nicht angegeben wird, mir aber in etwas besser erhaltenen Exemplaren auch aus den westlicheren Gailtaler Alpen (Arbeitsmaterial P. J. MÜLLER, 1977) und aus den Radstädter Tauern (Arbeitsmaterial R. ROSSNER; für die Erlaubnis, diesen noch nicht publizierten Fund hier anführen zu dürfen, wird herzlich gedankt) untergekommen ist. Schliff Nr. S 68 enthielt außer oben angeführten Foraminiferen und anderen Biogenen auch ein Exemplar von *Spirorbis* sp.

e) Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Der Wettersteinkalk im ganzen erwies sich nach den bisherigen Untersuchungen, was die Foraminiferen betrifft, als eher artenarm; auch bezüglich der Häufigkeit an Individuen fallen nur bestimmte Extrembiotope in der Lagune durch das Massenvorkommen einiger weniger Arten, besonders unter den Involutinidae, auf.

In den gegenüber dem Seegang stärker exponierten (Einzel-)Riffen bzw. Riffgürteln bietet die Achterriff-Region für Foraminiferen günstigere Lebensbedingungen (vergl. Probe 1106 a und 1106 b von der Nordkette bzw. H. WOLFF, l. c.) als das Riff selbst und dessen grobblockiger Vorriff-Bereich. Areale mit patch reef-Vorherrschaft verhalten sich ähnlich wie die Achterriff-Bereiche größerer (aber evtl. öfters durchbrochener ?) Einzellriffe, soweit dies aus den Proben vom Dobratsch geschlossen werden kann. Jedenfalls läßt sich nach dem bisherigen Stand der Untersuchungen die Palökologie der Foraminiferen im Wettersteinkalk noch nicht so klar durchschauen, wie dies dank der Arbeiten von J. HOHENEGGER und Mitarbeitern in obertriadischen Karbonatgesteinskomplexen möglich ist.

Die hier dargelegten Beobachtungen aus ladinisch-cordevolem Wettersteinkalk haben übrigens eine Parallele im Beispiel eines anisischen „Wettersteinkalk“-Riffes in Nord-Ungarn (wobei eventuell besser von „Steinalm“-Riffkalk gesprochen werden sollte), aus dessen zentralen Teilen auch nach genauen palökologischen Untersuchungen durch G. SCHOLZ (1972, bes. Fig. 3 und 4) keine Foraminiferen gemeldet wurden.

Die Armut an Foraminiferen im Wettersteinkalk wird z. B. gerade dann auch auffallend, wenn man dessen höhere Teile mit den gleichalten Cassianer Schichten der Dolomiten vergleicht oder wesentlich jüngere, etwa tertiäre oder sogar rezente Riffe vor Augen hat (vgl. z. B. D. C. STEINKER et al., 1977, oder W. G. H. MAXWELL, 1968). So erlangen auch die noch relativ spärlichen Exemplare von sessilen Foraminiferen in Wettersteinkalk-Riffen nie die Bedeutung, die heute etwa die Homotrematinae – gedacht sei z. B. an die Riffe der Bermudas – haben. Daß rezente Riffgesteine in den immer wieder vorhandenen primären Aussparungen und anderen Hohlräumen zumindest fallweise sehr reich an, wenn auch großteils eingeschwemmten, Hartteilen von Klein- und Mikroorganismen sein können, ließ sich eindrücklich an entsprechenden Proben von den Bermudas zeigen (R. N. GINSBURG & J. H. SCHROEDER, 1973, S. 592), die der Verfasser dem Entgegenkommen von Herrn Dr. SCHROEDER verdankte. Auch zu diesen Beobachtungen gibt es eigentlich nichts Analoges in den Mitteltrias-Riffen.

Außerdem kann die Armut der bisher untersuchten mitteltriassischen Riffe auch nicht gut an der speziellen Zusammensetzung der Hauptriffbildner – in unserem Fall die oft dominierenden Kalkschwämme – liegen. Der sicher etwas problematische Hinweis auf die Bedeutung von Foraminiferen in Malm-Schwammriffen (G. K. FRITZ, 1958, S. 57), wo sie oft zu den wichtigsten Begleitern der Schwämme – wenn auch Kieselschwämme, und außerdem eines etwas anderen Biotops – gehören, ist jedenfalls interessant. Bezüglich des immer noch nicht ganz enträtselten Mikroproblematikums *Tubiphytes obscurus* MASLOV, einer der Hauptriffbildner in Perm und Mitteltrias sei auf die Überlegungen bei W. HO-MANN (1972, S. 254–256), der auch die ganze einschlägige Literatur berücksichtigte, hingewiesen.

Die bisher zur Verfügung stehenden Daten über Foraminiferen in Wettersteinkalk-Riffkörpern sind noch zu spärlich, um schon endgültige Aussagen machen zu können; dazu wird es auch statistischer Untersuchungen bedürfen. Vieles was hier angeführt wurde, kam

sozusagen nur als Nebenergebnis von primär anders ausgerichteten Arbeiten zustande. Zusammenfassend läßt sich diesbezüglich aber doch sagen, daß im Riffkern und grobblockigen Riffschutt (mit „Sandfang“) von den Sandschalern die Gattungen *Reophax*, *Ammobaculites* und *Trochammina* eine gewisse Bedeutung haben und zusammen über die Milioliden noch zu dominieren scheinen. Für *Ammobaculites* stellten J. HOHENEGGER & H. LOBITZER (1971, S. 473) auch noch in der Obertrias eine gewisse Bevorzugung des zentralen Riffes fest. Die Endothyracea scheinen nach den Ergebnissen von M. KOCHANOVÁ et al. (1975, S. 60) mehr (offenbar riffernere) Vorriff-Areale zu bevorzugen. Die heute im ganzen Riffkomplex so wichtigen Milioliden sind in der Mitteltrias noch ziemlich bedeutungslos. Auch die Nodosariidae spielen in diesem Biotop, wie zu erwarten, keine nennenswerte Rolle; sie haben es sich nie richtig erobert. Dafür sind nach den bisherigen Befunden die Duostominae hervorzuheben, zu denen evtl. doch auch „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN gehört, weil sie in der Wandstruktur nicht deutlich davon unterscheidbar ist. Nach J. HOHENEGGER & W. PILLER (1975 b, S. 81) würde es sich bei diesen Formen überhaupt um Angehörige der Fusulinina handeln. Obige Art lebte vermutlich nicht auf oder im Sediment, sondern evtl. auf Algen, was sie vor dem Eindringen von Sediment in die offenbar weiten, in den Nabel mündenden Aperturen geschützt haben könnte. Schließlich sei noch erwähnt, daß zumindest an der Nordkette die Involutinidae zusammen mit Dasycladaceen-Detritus von der Lagune her sehr weit gegen das Riff hin vorstoßen können und bankweise in enger Wechsellagerung mit ziemlich grobem Rückriff-Schutt vorkommen.

Die Riffe der Trias sind für die Foraminiferen ein noch verhältnismäßig junger Biotop, dessen Kontinuität aus dem Perm herauf außerdem nicht gesichert ist. Zudem sind mit dem Ende des Paläozoikums auch unter den Kleinforaminiferen viele Formen ausgestorben, so daß sie jedenfalls bis zur Mitteltrias noch nicht die Bedeutung erlangen konnten, die ihnen später diesbezüglich zukommen sollte.

Abschließend kann gesagt werden, daß gerade die angeführten Beispiele zeigen, daß nur in seltenen Fällen von der Foraminiferen-Führung eines Gesteins als lithostratigraphische Einheit gesprochen werden kann, sondern daß die oft Bank für Bank, ja Schicht für Schicht wechselnde Fazies – im vollen Umfang dieses Begriffes – unbedingt berücksichtigt werden muß. Für alle Arbeiten an und mit Trias-Foraminiferen muß man sich das Arbeitsmaterial unter Beachtung der Faziesabhängigkeit der Trias-Foraminiferen beschaffen.

Literaturverzeichnis

- ASSERETO, R.: Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, 178, H. 1–4, S. 25–53, Wien 1971.
- ASSERETO, R.: Aegean and Bithynian: Proposal for two new Anisian substages. – Schriften. erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, S. 23–39. Wien 1974.
- ASSERETO, R., BOSELLINI, A., FANTINI-SESTINI, N & SWEET, W. C.: The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). – Memoir Canad. Soc. Petroleum Geol., 2 (The Permian and Triassic systems and their mutual boundary), S. 176–199, Calgary/Alberta 1973.
- BARTH, W.: Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berehtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 131, H. 2, S. 119–177, Stuttgart 1968.
- BATMAN, B.: Geologie des Mendelzuges zwischen Furglauer- und Grissianer Graben. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck, 73 S., 2 Beil., Innsbruck 1964.
- BAUER, F. K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. – Jb. Geol. B.-A., 113, H. 2, S. 189–245, Wien 1970.

- BECHSTÄDT, T.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A., 121, S. 1–121, Wien 1978.
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Prager und Olinger Dolomiten, Südtirol). – Festsbd. Geol. Inst. 300-J.-Feier Univ. Innsbruck, S. 9–103, Innsbruck 1970.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug – Geol. Rundschau, 65, H. 2, S. 616–648, Stuttgart 1976.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (Schriftl.): Symposium Innsbruck, 20.–23. März 1972. Mikrofazies und Mikrofauna der Alpinen Trias und deren Nachbargebiete. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, T. 1 u. 2, 1016 S., Innsbruck (1972) 1973.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, H. 5/6, S. 1–74, Innsbruck 1974.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Z. dtsh. geol. Ges., 127, T. 1, S. 271–289, Hannover 1976.
- BECKMANN, H.: Zur Kenntnis der fossilen Spirorben. – Senck. leth., 35, Nr. 1/2, S. 107–113, Frankfurt a. M. 1954.
- BELKA, Z. & GAŹDZICKI, A.: Anisian foraminifers from the high-tatric series of the Tatra Mts. – Acta Geol. Polonica, 26, Nr. 3, S. 429–437, Warszawa 1976.
- BÉRCZI-MAKK, A.: Biostratigraphic significance of the *Meandrospira pusilla* (HO) (Foraminifera) and its distribution in Triassic sedimentary rocks in Hungary, as revealed by hydrocarbon exploring boreholes. – Acta geol. Acad. Sci. hung., 20, Nr. 1–2, S. 101–124, Budapest 1976.
- BOLTOVSKOY, E. & WRIGHT, R.: Recent Foraminifera. – XVII, 515 S., 17 Taf., Dr. W. Junk b. v. Publishers, The Hague 1976.
- BORNEMANN, J. G.: Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalks, insbes. der Schichtenfolge und der Gesteine des Unteren Muschelkalks in Thüringen. – Jb. Preuss. Geol. Landesanst., Jg. 1885, S. 267–321, Berlin 1886.
- BOSELLINI, A.: Paleogeologia pre-anisica delle Dolomiti centro-settentrionali. – Atti Accad. naz. Lincei, Mem. Cl. Sci. fis. mat. nat., ser. 8, 9, sez. 2^a, fasc. 1, S. 1–33, Roman 1968.
- BOSELLINI, A. & ROSSI, D.: Triassic Carbonate Buildups of the Dolomites, Northern Italy. – Reefs in Time and Space (Ed.: LAPORTE, L. F.), Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral, 18, S. 209–233, Tulsa/Okla. 1974.
- BRANDNER, R.: Das Anis der Olinger Dolomiten (Südtirol). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck, 110 S., 21 Taf., 3 Beil., Innsbruck 1970.
- BRANDNER, R.: „Südalpinen“ Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug) (ein Beitrag zur alpin-dinarischen Grenze). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 143–162, Innsbruck (1972) 1973.
- BRÖNNIMANN, P. & ZANINETTI, L.: Foraminifera from the basal upper Muschelkalk at Hyères, western Basse-Provence, southern France. – Riv. Ital. Paleont., 78, n. 1, S. 31–65, Milano 1972 a.
- BRÖNNIMANN, P. & ZANINETTI, L.: On the occurrence of the serpulid *Spirorbis DAUDIN*, 1800 (Annelida, Polychaeta, Sedarida) in thin sections of Triassic rocks of Europe and Iran. – Riv. Ital. Paleont., 78, n. 1, S. 67–90, Milano 1972 b.
- BRÖNNIMANN, P., ZANINETTI, L. & BOZORGNIA, F.: Triassic (Skythian) smaller foraminifera from the Elika formation of the central Alborz, northern Iran, and from the Siusi formation of the Dolomites, northern Italy. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, T. 2, S. 861–883, Innsbruck (1972) 1973.
- BRÖNNIMANN, P., ZANINETTI, L., MOSHTAGHIAN, A. & HUBER, H.: Foraminifera from the Sorkh shale formation of the Tabas area, east-central Iran. – Riv. Ital. Paleont., 79, n. 1, S. 1–32, Milano 1973.
- BROGLIO LORIGA, C.: Alcune considerazioni su *Lingula tenuissima* BRONN del Werfeniano delle Dolomiti. – Ann. Univ. Ferrara, N. S., Sez. 9, Sc. Geol. e Paleontol., 4, n. 12, S. 189–202, Ferrara 1968.
- BRONDI, A. et al.: Commento al foglio geologico 027, Bolzano 1:50.000 (ed. 1973). – St. Trent. Sc. Nat., sez. A, 53, fasc. 6, S. 109–218, Trento 1976.
- BROTZEN, F.: Evolutionary trends in certain calcareous Foraminifera on the Palaeozoic-Mesozoic boundary. – Evolutionary trends in Foraminifera (Ed.: KOENIGSWALD, G. H. R. v. u. a.), S. 66–78, Amsterdam, London, New York 1963.
- BUDOROV, K. & TRIFONOVA, E.: Die Conodonten- und Foraminiferen-Zonen in der Trias des Ostbalkans. – Schriftenr. erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, S. 57–62, Wien 1974.
- BURCHETTE, T. P. & RIDING, R.: Attached vermiform gastropods in Carboniferous marginal marine stromatolites and biostromes. – Lethaia, 10, Nr. 1, S. 17–28, Oslo 1977.
- CERNAJSEK, T.: Zur Palökologie der Ostrakodenfaunen am Westrand des Wiener Beckens. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1972, H. 2, S. 237–246, Wien 1972.

- COLINS, E. & NACHTMANN, W.: Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, H. 3, S. 1–43, Innsbruck 1974.
- COLINS DE TARSINNE, E. A.: Die tektonische Stellung des Dobratsch unter spezieller Berücksichtigung der Mikrofazies. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck, 149 S., 7 Taf., 1 Beil., Innsbruck 1975.
- DAL CIN, R.: Sull' ambiente di sedimentazione di alcuni affioramenti di „Conglomerato di Richthofen“ della Val Gardena e della Val Badia (Alto Adige). – Riv. Ital. Paleont., 73, n. 1, S. 165–203, Milano 1967.
- DONOFRIO, D. A. & MOSTLER, H.: Neue Schwebereinoiden aus Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Raumes. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, H. 2, S. 1–28, Innsbruck 1975.
- EBNER, F.: Foraminiferen aus dem Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 34, S. 1–55, Graz 1973.
- FARABEGOLI, E., PISA, G. & OTT, E.: Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). – Bull. Soc. Geol. It., 95, S. 659–703, Roma 1976.
- FEUERBACH, M.: Sedimentologische Untersuchungen an unter-skythischen Sedimenten des Weißhornes (Radein, Südtirol). – Festsbd. Geol. Inst. 300-J.-Feier Univ. Innsbruck, S. 105–137, Innsbruck 1970.
- FEUERBACH, M.: Die Geologie des Weißhorn- und Bletterbach-Gebietes bei Ober-Radein, Prov. Bozen, Südtirol, mit besonderer Berücksichtigung der skythischen Sedimente. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck, 84, XV S., 3 Beil., Innsbruck 1971.
- FIPPER, K.: Geologie des Gebietes zwischen Auer und Lavis (Südtirol). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck, 52, VII S., mehrere Beil., Innsbruck 1965.
- FISCHER, A. G.: The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – Kansas Geol. Survey Bull., 169, S. 107–149, Topeka/Kan. 1969.
- FLÜGEL, E.: Zur Mikrofazies der alpinen Trias. – Jb. Geol. B.-A., 106, S. 205–228, Wien 1963.
- FLÜGEL, E.: Eine neue Foraminifere aus den Riff-Kalken der nordalpinen Ober-Trias: *Alpinophragmium perforatum* n. g., n. sp. – Senckenb. Lethaea, 48, H. 5, S. 381–402, Frankfurt a. M. 1967.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungen in der alpinen Trias. Methoden und Probleme. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 9–64, Innsbruck (1972) 1973.
- FRANZ, U.: Die Trias der Oberwössener Mulde (Chiemgauer Alpen). Ein Beitrag zur Stratigraphie und Fazieskunde der Nördlichen Kalkalpen. – Diss. Natw. Fak. Univ. München, 91, XI S., 7 Taf., 1 Beil., München 1966.
- FREUND, H. (Hrsg.): Mikroskopie in der Geologie sedimentärer Lagerstätten (Mikropaläontologie). – Handb. der Mikroskopie in der Technik, 2, T. 3, LII, 450 S., Umschau Verlag, Frankfurt a. M. 1968.
- FRISCH, J.: Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. – Jb. Geol. B.-A., 118, S. 75–117, Wien 1975.
- FRITZ, G.: Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im Weißen Jura der Schwäbischen Alb. Eine vergleichende petrogenetische Untersuchung. – Arb. geol.-paläont. Inst. Techn. Hochsch. Stuttgart, 13, 118 S., 5 Taf., Stuttgart 1958.
- FUCHS, G. & MOSTLER, H.: Mikrofaunen aus der Tibet-Zone, Himalaya. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1969, H. 2, S. 133–143, Wien 1969.
- FUCHS, W.: Über Ursprung und Phylogenie der Trias-„Globigerinen“ und die Bedeutung dieses Formenkreises für das echte Plankton. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1967, H. 1/2, S. 135–176, Wien 1967.
- FUCHS, W.: Zur Stammesgeschichte der Planktonforaminiferen und verwandter Formen im Mesozoikum. (Eine vorläufige Betrachtung.) – Jb. Geol. B.-A., 118, S. 193–246, Wien 1975.
- FÜRSICH, F. T. & WENDT, J.: Biostratigraphy and palaeoecology of the Cassian Formation (Triassic) of the Southern Alps. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 22, S. 257–323, Amsterdam 1977.
- FUGANTI, A.: La geologia dei dintorni del Lago di Caldaro (Bolzano). – St. Trent. Sc. Nat., sez. A, 42, fasc. 1, S. 13–54, Trento 1965 a.
- FUGANTI, A.: Strutture sedimentarie nel Werfeniano della Venezia Tridentina. – St. Trent. Sc. Nat., sez. A, 42, fasc. 1, b. S. 87–94, Trento 1965 b.
- GAETANI, M.: Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull' Anisico delle Giudicarie (Trento). – Riv. Ital. Paleont., 75, n. 3, S. 469–547, Milano 1969.
- GAŹDZICKI, A.: Rhaetian microfacies stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. – Acta Geol. Polonica, 24, No. 1, S. 17–96, Warszawa 1974.
- GAŹDZICKI, A. & SMIT, O. E.: Triassic foraminifers from the Malay Peninsula. – Acta Geol. Polonica, 27, No. 3, S. 319–332, Warszawa 1977.
- GAŹDZICKI, A., TRAMMER, J. & ZAWIDZKA, K.: Foraminifers from the Muschelkalk of southern Poland. – Acta Geol. Polonica, 25, No. 2, S. 285–298, Warszawa 1975.

- GERMANN, K.: Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). – Diss. Natw. Fak. Univ. München, 122, XV S., München 1966.
- GINSBURG, R. N. (Ed.): Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts. – XIII, 428 S., zahlr. Abb., Springer-Verl., Berlin, Heidelberg, New York 1975.
- GINSBURG, R. N. & SCHROEDER, J. H.: Growth and submarine fossilization of algal cup reefs, Bermuda. – *Sedimentology*, 20, Nr. 4, S. 575–614, Oxford etc. 1973.
- GRÜN, W., LAUER, G., NIEDERMAYR, G. & SCHNABEL, W.: Die Kreide-Tertiär-Grenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1964, H. 2, S. 226–283, Wien 1964.
- HAGN, H.: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen (*Int. sediment. petrogr. Ser.*, 1). – XI, 174 S., 71 Taf., Verlag E. J. Brill, Leiden 1955.
- HECKEL, PH. H.: Carbonate Buildups in the Geologic Record: a Review. – Reefs in Time and Space (Ed.: LAPORTE, L. F.), *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral*, 18, S. 90–154, Tulsa/Okla. 1974.
- HEISSEL, W. & LADURNER, J.: Geologie des Gebietes von Villnöß-Gröden-Schlern-Rosengarten. – *Jb. Geol. B.-A.*, 86, H. 1–2, S. 1–63.
- HERB, R. & HOTTINGER, L. (Mitarb.): Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.*, 31, Nr. 81, S. 135–151, Riehen/Basel 1965.
- HO, Y.: Triassic Foraminifera from the Chialingchiang Limestone of South Szechuan. – *Act. Palaeont. Sinica*, 7, n. 5, S. 387–418, Peking 1959.
- HOHENEGGER, J.: Zur Anwendung stochastischer Methoden in der Taxonomie obernorischer Nodosarien. – *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1974, H. 1, S. 25–69, Wien 1974.
- HOHENEGGER, J. & LEIN, R.: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. T. 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 24, S. 203–261, Wien 1977.
- HOHENEGGER, J. & LOBITZER, H.: Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Becken-Komplex der östlichen Nördlichen Kalkalpen. (Dachsteinkalk-Afenzler Kalk im südöstlichen Hochschwabgebiet, Steiermark). – *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1971, H. 3, S. 458–485, Wien 1971.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Ökologie und systematische Stellung der Foraminiferen im gebankten Dachsteinkalk (Obertrias) des nördlichen Toten Gebirges (Oberösterreich). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 18, S. 241–276, Amsterdam 1975 a.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Wandstrukturen und Großgliederung der Foraminiferen. – *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I*, 184, H. 1–5, S. 67–96, Wien 1975 b.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Die Stellung der Involutinidae BÜTSCHLI und Spirillinidae REUSS im System der Foraminiferen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Jg. 1977, H. 7, S. 407–418, Stuttgart 1977 a.
- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.: Über ein Vorkommen von *Triasina hantkeni* Majon in Zlambachmergeln (Obertrias). – *Anz. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl.*, Jg. 1977, Nr. 2, S. 26–31, Wien 1977 b.
- HOMANN, W.: Unter- und tief-mittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Treßdorfer Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – *Senckenb. Lethaea*, 53, H. 3/4, S. 135–313; Frankfurt a. M. 1972.
- JABLONSKÝ, E.: Mikroproblematika aus der Trias der Westkarpaten. – *Geol. Zb., Geologica carpath*, 24, 2, S. 415–423, Bratislava 1973.
- JENDREJÁKOVÁ, O.: Foraminiferen aus Dasycladaceen-Fazies der Trias der Westkarpaten. – *Geol. Zb., Geologica carpath*, 24, 1, S. 113–122, Bratislava 1973.
- JONES, O. A. & ENDEAN, R. (Ed.): Biology and Geology of Coral Reefs, Vol. I, *Geology* 1. – XVI, 410 S., Academic Press, New York, London 1973.
- KLAUS, W.: Zur Aufbereitungstechnik und Stratigraphie von Trias-Sporen. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, T. 1, S. 427–435, Innsbruck (1972) 1973.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. – XII, 872 S., 12 Beil., Verlag Borntraeger, Berlin 1935.
- KOCHANOVÁ, M., MELLO, J. & SIBLIK, M.: Fossilien aus dem Wettersteinkalke des Slowakischen Karstes (Lokalität Silička). – *Geol. Práce*, 63, S. 55–65, Bratislava 1975.
- KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. & PANTIĆ, S.: *Meandrospira* in der unteren und mittleren Trias sowie einige begleitende Fossilien in den Dinariden. – *Geol. Vjesn.*, 19, S. 15–28, Zagreb 1966.
- KOEHN-ZANINETTI, L.: Les Foraminifères du Trias de la Région de l'Almtal (Haute-Autriche). – *Jb. Geol. B.-A.*, Sonderbd. 14, 155 S., 12 Taf., Wien 1969.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 3, H. 1, S. 1–30, Innsbruck 1973.

- KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Die Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, paläoökologische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, T. 1, S. 341–359, Innsbruck (1972) 1973 a.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H.: Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, T. 2, S. 777–809, Innsbruck (1972) 1973 b.
- KRAUS, O. & OTT, E.: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. – Mitt. Bayer. Staatssammli. Paläont. hist. Geol., 8, S. 263–290, München 1968.
- KRISTAN, E.: Ophthalmiidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Nieder-Österreich. – Jb. Geol. B.-A., 100, H. 2, S. 269–298, Wien 1957.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Rotaliidea (Foraminifera) aus der Trias der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., Sonderbd. 5, S. 47–78, Wien 1960.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut. – Jb. Geol. B.-A., Sonderbd. 10, 189 S., 39 Taf., Wien 1964.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Neue sandschalige Foraminiferen aus der alpinen Obertrias. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1973, H. 7, S. 416–428, Stuttgart 1973.
- KRYSTYN, L.: Die *Tiralites*-Fauna (Ammonoidea) der untertriassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I. 183, H. 1–3, S. 29–50, Wien 1974.
- KRYSTYN, L.: Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. – Schriften. erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 4, S. 37–75, Wien 1978.
- KUBANEK, F.: Sedimentologie des alpinen Muschelkalkes (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Salfelden (Salzburg). – Diss. Fak. f. Allg. Ingenieurwiss. T. U. Berlin, 202 S.; mehrere Beil., Berlin 1969.
- KUMMEL, B. & RAUP, D. (Ed.): Handbook of Paleontological Techniques. – XIII, 852 S., Verlag W. H. Freeman Co., San Francisco, London 1965.
- LEONARDI, P.: Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave. – 2 Bd., 1019 S., 519 Abb., 74 Taf., Ed. Manfrini, Rovereto 1968.
- LOEBLICH, A. R. Jr. & TAPPAN, H.: Sarcodina chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida. (Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2). – Vol. 1, 2, 900 S., 653 Abb., Geol. Soc. Amer., New York 1964.
- LOEBLICH, A. R. Jr. & TAPPAN, H.: Recent Advances in the Classification of the Foraminiferida. – In: HEDLEY, R. H. & ADAMAS, C. G. (Ed.): Foraminifera, Vol. 1, S. 1–53, Academic Press, London, New York 1974.
- LORIGA, C.: Foraminiferi del Permiano superiore delle Dolomiti (Val Gardena, Val Badia, Val Marebbe). – Bol. Soc. Paleont. Ital., 1, n. 1, S. 33–73, Modena 1960.
- MASOLI, M.: Rinvenimenti di *Meandrospira iulia* nel Trias inferiore del Trentino-Alto Adige. – St. Trent. Sc. Nat., sez. A, 43, fasc. 2, S. 326–333, Trento 1966.
- MAXWELL, W. G. H.: Atlas of the Great Barrier Reef. – VII, 258 S., Elsevier Publishing Co., Amsterdam, London, New York 1968.
- MELLO, J.: Triassische Biohermkalke im östlichen Teil des Slowakischen Karstes. – Geol. Zb., Geologica carpath., 26, 1, S. 21–46, Bratislava 1975 a.
- MELLO, J.: Pelagic and reef sediment relations of the Middle Triassic in the Silica nappe and transitional strata nature. (The Slovakian Karst, West Carpathians). – Geol. Zb., Geologica carpath., 26, 2, S. 237–252, Bratislava 1975 b.
- MELLO, J.: Facial and Stratigraphic Division of the Wetterstein Limestones in the Czechoslovak part of Dolný vrch Karst Plateau. – Geol. Práce, 65, S. 37–51, Bratislava 1976.
- MILLER, H.: Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol). – Diss. Natw. Fak. Univ. München, 118 S., 19 Taf., 3 Beil., München 1962.
- MOSTLER, H.: Conodonten aus den Werfener Schichten (Skythium) der Nördlichen Kalkalpen (Salzburg). – Anz. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 105, S. 62–64, Wien 1968 a.
- MOSTLER, H.: Holothurien-Sklerite aus oberanischen Hallstätterkalken (Ostalpenraum, Bosnien, Türkei). – Veröff. Univ. Innsbruck 2, Alpenkundl. Studien 2, 44 S., 6 Taf., Innsbruck 1968 b.
- MOSTLER, H.: Neue Holothurien-Sklerite aus der Trias der Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, H. 7, S. 1–32, 2 Taf., Innsbruck 1972.
- MOSTLER, H.: Die stratigraphische Stellung der Gipsvorkommen in der Trias von Recoaro (Vicentin, Italien). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5, H. 6, S. 1–20, Innsbruck 1976.

- MOSTLER, H. (Hrsg.): Kurzfassungen von in Innsbruck fertiggestellten Dissertationen (1965–1977); T. 1. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, H. 10, S. 5–64, Innsbruck 1977 a.
- MOSTLER, H.: Zur Palökologie triadischer Holothurien (Echinodermata). – Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, 64, S. 13–40, Innsbruck 1977 b.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R.: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, H. 2, S. 1–44, Innsbruck 1977.
- MÜLLER, P. J.: Zur Geologie des Raumes zwischen Reißkofel und Jauken, unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies mitteltriadischer Becken- und Plattformensedimente (Westliche Gailtaler Alpen). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck, 154 S., 7 Taf., 3 Beil., Innsbruck 1977.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. & TOSCHEK, P.: Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise). – Veröff. Univ. Innsbruck 8, Alpenkundl. Studien 4, S. 1–32, Innsbruck 1969.
- MURRAY, J. W.: Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids. – XII, 274 S., 103 Fig., 12 Taf., Heinemann Educational Books Ltd, London 1973.
- MUTSCHLECHNER, G.: Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein (Südtiroler Dolomiten). – Jb. Geol. B.-A., 83, H. 3–4, S. 199–232, Wien 1933.
- NACHTMANN, W.: Zur Sedimentologie des Alpinen Muschelkalks in den östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten) und Geologie der westlichen Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck, 98 S., 3 Beil., Innsbruck 1975 a.
- NACHTMANN, W.: Zur Sedimentologie des alpinen Muschelkalks in den östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten). – Carinthia II, Jg. 165/85, S. 37–60, Klagenfurt 1975 b.
- NICORA, A. & PREMOLI-SILVA, I.: Benthonic Foraminifera for Early-Middle Triassic pelitic sequences from Chios (Greece) and Bithynia (Turkey) and correlations with Conodont and Ammonoid assemblages: Preliminary note. – Maritime Sediments, Spec. Publ., 1, First Int. Symp. on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B (Ed.: SCHAFER, C. T. & PELLETIER, B. R.), S. 487–499, Halifax 1976.
- OBERHAUSER, R.: Ein Vorkommen von *Trocholina* und *Paratrocholina* in der ostalpinen Trias. – Jb. Geol. B.-A., 100, H. 2, S. 257–267, Wien 1957.
- OBERHAUSER, R.: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. – Jb. Geol. B.-A., Sonderbd. 5, S. 5–46, Wien 1960.
- OBERHAUSER, R.: Zur Kenntnis der Foraminiferengattungen *Permodiscus*, *Trocholina* und *Triasina* in der alpinen Trias und ihre Einordnung zu den Archaeisciden. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1964, H. 2, S. 196–210, Wien 1964.
- OBERHAUSER, R.: Zum Vorkommen der Foraminiferen-Gattung *Austrocolomia* in der ostalpinen Trias. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1967, H. 1/2, S. 193–199, Wien 1967.
- OBERHAUSER, R.: Mikrobericht III/1968. – Unveröff. Ber. Geol. B.-A. Wien, 2 S., Wien 1968.
- ORAVECZNÉ-SCHEFFER, A.: Carnian Foraminifera from the Bakony Mts. – Magyar áll. földt. Intéz. évi Jel. 1965-ről, S. 181–217, Budapest 1966.
- OTT, E.: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., N. F., 131, 96 S., 10 Taf., München 1967.
- OTT, E.: Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, T. 1, S. 251–275, Innsbruck (1972) 1973 a.
- OTT, E.: Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpinen Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, T. 1, S. 455–463, Innsbruck (1972) 1973 b.
- OTT, E.: Algae (Dasycladaceae). – Cat. Foss. Austriae (Schriftl. ZAPPE, H.), H. XVII b, 64 S., Wien 1974.
- PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen (Microfacies Austriae). Mit Beitr. von HEKEI, H. u. a. – Hb. Geol. B.-A., Sonderbd. 16, 50 S., 88 Taf., Wien 1970.
- PHLEGER, F. B.: Ecology and Distribution of Recent Foraminifera. 2nd Print. – VIII, 297 S., 11 Taf., The Johns Hopkins Press, Baltimore 1965.
- PISA, G.: Stratigraphische Tabelle der südalpinen Trias (nach Arbeiten von ASSERETO, BOSELLINI, CASATI, GAETANI, LEONARDI, NÁRDIN, PIA, PISA und ROSSI). – Schriftenr. erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, S. 159, Wien 1974.
- POKORNÝ, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Bd. 1. – XII, 582 S., 1 Taf., Dtsch. Verl. der Wiss., Berlin 1958.
- PREMOLI-SILVA, I.: *Citaella inlia*, n. gen., n. sp., nel Trias inferiore della Carnia. – Riv. Ital. Paleont., 70, n. 4, S. 657–670, Milano 1964.

- PREMOLI-SILVA, I.: Foraminiferi anisici della regione giudicariense (Trento). – Riv. Ital. Paleont., 77, n. 3, S. 303–375, Milano 1971.
- RAMOVŠ, A.: Mikrofauna der alpinen und voralpinen Trias Sloweniens. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, T. 1, S. 413–426, Innsbruck (1972) 1973.
- RESCH, W.: Statistische Untersuchung der Foraminiferen-Faunen aus dem Profil Köveskál/W-Ungarn (Fassan – tieferes Cordevol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, S. 143–162, Innsbruck (1972) 1973.
- RIEDI, R.: Fauna und Flora der Adria. Ein systematischer Meeresführer für Biologen und Naturfreunde. – 2. Aufl., 702 S., zahlr. Taf., Verlag Paul Parey, Hamburg u. Berlin 1970.
- ROSENBERG, G.: Geleitworte zur Tabelle der (Permo-Trias-)Schichtfolge von Recoaro. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1968, H. 1/2, S. 214, Wien 1968.
- SALAJ, J.: On the phylogeny of Ammodiscidae RHUMBLER, 1895, Fischerinidae MILLET, 1898, and Involutinidae BÜTSCHLI, 1880, emend. SALAJ, BIELY & BYSTRICKÝ, 1967, from the central Carpathian Triassic of Slovakia. – Maritime Sediments, Spec. Publ., 1, First Int. Symp. on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B (Ed.: SCHAFER, C. T. & PELLETIER, B. R.), S. 529–535, Halifax 1976.
- SALAJ, J., BIELY, A. & BYSTRICKÝ, J.: Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. – Geol. Práce, 42, S. 119–136, Bratislava 1967.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1965, H. 1/2, S. 119–162, Wien 1965.
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. – Geol. Rundschau, 56, H. 1, S. 116–127, Stuttgart 1967.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Merkmale für die Untergrenze der Wellenwirkung im Persischen Golf. – Geol. Rundschau, 59, H. 2, S. 649–666, Stuttgart 1970.
- SARNTHEIN, M. & WALGER, E.: Classification of Modern Marl Sediments in the Persian Gulf by Factor Analysis. – The Persian Gulf (Ed.: PURSER, B. H.), S. 81–97, Berlin, Heidelberg, New York 1973.
- SHELL, W. W. & CLARK, D. L.: Lower Triassic foraminifera from Nevada. – Micropaleontology, 6, No. 3, S. 291–296, New York 1960.
- SCHNEIDER, J.: Foraminiferen als Epibionten auf Conodonten aus dem Ober-Devon des Kellerwaldes (Rheinisches Schiefergebirge) und des Harzes. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., 5, S. 89–98, Göttingen 1970.
- SCHOLZ, G.: An Anisian Wetterstein Limestone Reef in North Hungary. – Acta Mineralogica-Petrographica, 20, fasc. 2, S. 337–362, Szeged 1972.
- SCHROEDER, J. H.: Calcified filaments of an endolithic alga in Recent Bermuda reefs. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Jg. 1972, H. 1, S. 16–33, Stuttgart 1972.
- SELLIER DE CIVRIEUX, J. M. & DESSAUVAGIE, T. F. J.: Reclassification de quelques Nodosariidae, particulièrement du Permien au Lias. – Publ. Inst. Etud. Rech. min. Turquie (M. T. A.), 124, VI, 178 S., 25 Taf., Ankara 1965.
- STAESCHE, U.: Conodonten aus dem Skyth von Südtirol. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 119, H. 3, S. 247–306, Stuttgart 1964.
- STEINKER D. C., WEIS, B. R. & WASZCZAK, R. F.: Foraminiferal assemblages associated with south Florida coral reefs. – Proceedings, Third International Coral Reef Symposium, 2 (Ed.: TAYLOR, D. L.), S. 79–85, Miami/Fla 1977.
- TAPPAN, H.: Systematics and species concept in benthic foraminiferal taxonomy. – Maritime Sediments, Spec. Publ., 1, First Int. Symp. on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part A (Ed.: SCHAFER, C. T. & PELLETIER, B. R.), S. 301–313, Halifax 1976.
- THOMPSON, R. W.: Tidal Flat Sedimentation on the Colorado River Delta, Northwestern Gulf of California. – Geol. Soc. Amer., Mem., 107, S. 1–133, 25 Taf., Boulder/Colorado 1968.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XV, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., F. Deuticke, Wien 1976.
- TOSCHEK, P. H.: Sedimentological Investigation of the Ladinian „Wettersteinkalk“ of the „Kaiser Gebirge“ (Austria). – Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe (Ed.: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. M.), S. 219–227, Berlin, Heidelberg, New York 1968.
- TOSCHEK, P. H.: Sedimentologische Untersuchungen im Wettersteinkalk (Ladin) des Kaisergebirges (Tirol). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Innsbruck, 40, XII S., 16 Taf., 10 Beil., Innsbruck 1969.
- TRIFONOVA, E.: Upper Triassic Foraminifera from the surroundings of Kotel, the Eastern Balkan. – Annu. Dir. Gén. Rech. Géol., 12, S. 141–170, Sofia 1961.
- TRIFONOVA, E.: Triassic Foraminifera in North-Bulgaria. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, T. 2, S. 499–505, Innsbruck (1972) 1973.

- TRIFONOVA, E.: Foraminiferen aus der Trias des Ostbalkans. – *Palaeontology, Stratigraphy and Lithology*, 6, S. 47–64, Sofia 1977 a.
- TRIFONOVA, E.: Foraminifera from the Upper Scythian in Northeastern Bulgaria. – *Palaeontology, Stratigraphy and Lithology*, 7, S. 15–34, Sofia 1977 b.
- TRIFONOVA, E.: The Foraminifera Zones and Subzones of the Triassic in Bulgaria. I. Scythian and Anisian. – *Geologica Balcanica*, 8, 3, S. 85–104, Sofia 1978.
- TRIFONOVA, E. & CATALOV, G.: Microfacies in the Triassic calcareous rocks from the Teteven anticlinorium, I. Campilian-Anisian. – *Palaeontology, Stratigraphy and Lithology*, 2, S. 3–16, Sofia 1975.
- ULCIGRAI, F.: Studio stratigrafico e sedimentologico delle formazioni del Permiano superiore e del Trias inferiore del Passo di Costalunga (Trentino-Alto Adige). – *St. Trent. Sc. Nat.*, sez. A, 43, fasc. 2, S. 233–274, Trento 1966.
- VENZO, G. A.: Geologia della regione dalla confluenza Val di Cembra-Val d'Adige all'altipiano di Lavazè (Trento-Alto Adige). Stratigrafia, petrografia, sedimentologia, paleogeografia, tettonica e geomorfologia. – *Mem. Museo St. Nat. Venezia Tridentina*, anno 25–26, 14, fasc. 1, S. 7–228, Trento 1962.
- WENDT, J.: Foraminiferen-„Riffe“ im karnischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels (Steiermark, Österreich). – *Paläont. Z.*, 43, Nr. 3/4, S. 117–193, Stuttgart 1969.
- WEYNSCHENK, R.: Die Jura-Mikrofauna und -flora des Sonnwendgebirges (Tirol). – *Schlern-Schriften*, 83, 32 S., 3 Taf., Innsbruck 1950.
- WICHER, C. A.: Involutina, Trocholina und Vidalina-Fossilien des Riffbereichs. – *Geol. Jb.*, 66, S. 257–284, Hannover 1952.
- WILSON, J. L.: Carbonate Facies in Geologic History. – XIII, 471 S., 30 Taf., Springer-Verl., Berlin, Heidelberg, New York 1975.
- WOLFF, H.: Fazies-Gliederung und Paläogeographie des Ladin in den bayerischen Kalkalpen zwischen Wendelstein und Kampenwand. – *N. Jb. Paläont. Abh.*, 143, S. 246–274, Stuttgart 1973.
- ZANINETTI, L.: Les Foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéens européen et asiatique. – *Riv. Ital. Paleont.*, 82, n. 1, S. 1–258, Milano 1976.
- ZANINETTI, L. & DAGER, Z.: Biostratigraphie intégrée et paléocécologie du Trias de la péninsule de Kocaeli (Turquie). – *Eclogae geol. Helv.*, 71, 1, S. 85–104, Basel 1978.
- ZANKL, H.: Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 519, 123 S., 15 Taf., Frankfurt a. M. 1969.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 11. Jänner 1979.

TAFEL 1

Fig. 1: „*Spirorbis*“ *phlyctaena* BRÖNNIMANN & ZANINETTI; Tesero-Oolith; Profil im Weißbach (Rio Bianco) westlich Missian/Hocheppan, Südtirol.

Probe B 19.

Fig. 2 u. 3: *Glomospira sinensis* HO als Kern von Ooiden des Tesero-Ooliths; das Pigment ist zumindest teilweise Pyrit. Aufschluß bei Buchwald (Faedo d'Appiano)/Hocheppan, Südtirol.

Probe B 23.

Fig. 4: *Glomospirella* aff. *facilis* HO als Kern in stark umkristallisiertem Ooid. Aus einem Oosparit im Niveau des Gastropoden-„Ooliths“; Profil im Weißbach (Rio Bianco) westlich Missian/Hocheppan, Südtirol.

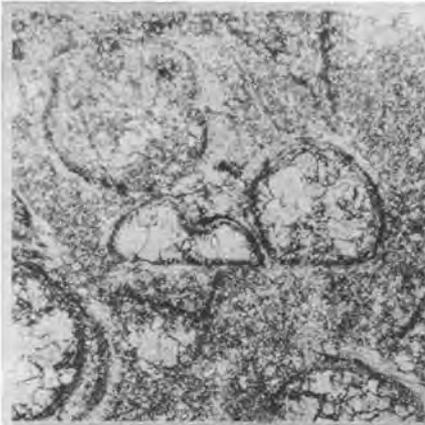
Probe B 8.

Fig. 5 u. 6: *Meandrospira pusilla* (HO); in Fig. 5 einfach umkrustet in der Grundmasse eines Oosparits, in Fig. 6 als Einschluß in einem stark umkristallisierten Ooid. Stratigraphie und Fundpunkt wie Fig. 4.

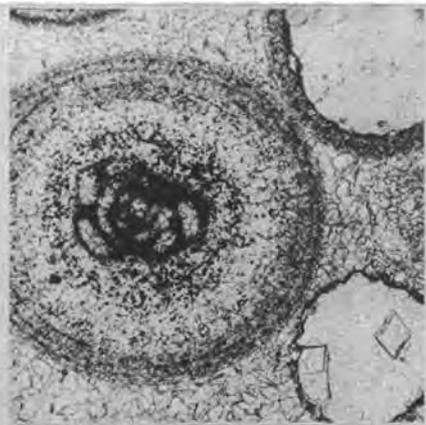
Probe B 8.

Der Maßstab bei den Photos entspricht 0,1 mm.

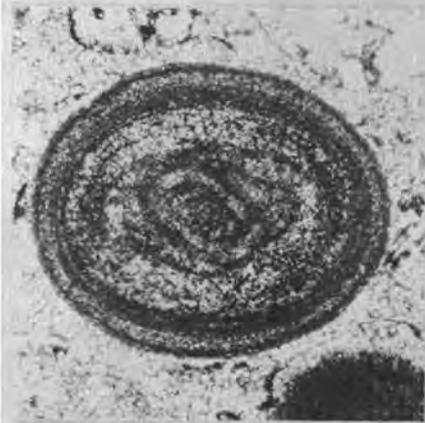
TAFEL 1



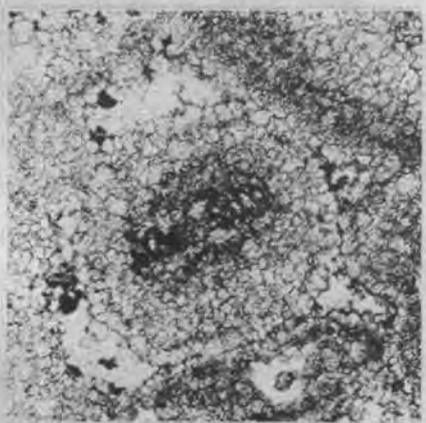
1



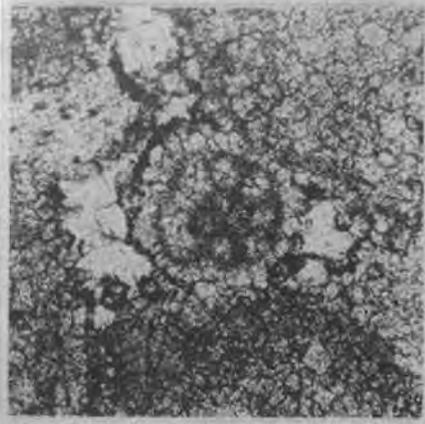
2



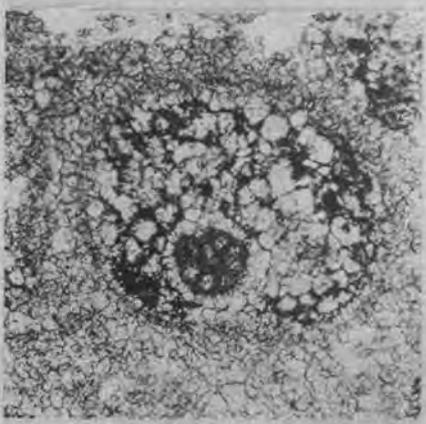
3



4



5



6

TAFEL 2

Fig. 7 u. 8: *Cyclogyra mabajeri* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA; Axialschnitt und Äquatorialschnitt. Seiser Schichten, an der Straße ca. 700 m SW Andraz/Buchenstein (Pieve di Livinallongo), Südtiroler Dolomiten. Probe R 75/12.

Fig. 9: „*Spirorbis*“ *phlyctaena* BRÖNNIMANN & ZANINETTI; Badia-Schichtfolge; Aufschluß an der Gadertal-Straße SW Valgiarai. Probe R 394.

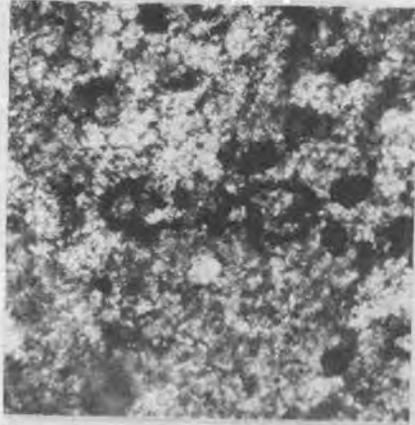
Fig. 10: *Rectocornuspira kalbort* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA. Tiefere Werfener Schichten an der Seeburg-Straße, 3,1 km südlich Eisenkappel/Vellachtal, Kärnten. Probe E 67/26.

Fig. 11: *Cyclogyra mabajeri* BRÖNNIMANN, ZANINETTI & BOZORGNIA, Axialschnitt; in der stark umkristallisierten Grundmasse eines Feinoliths der tieferen Werfener Schichten; Fundort wie Fig. 10. Probe E 67/27 (dazu Schliff Nr. 2).

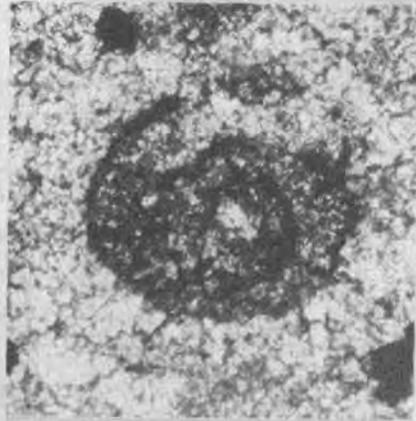
Fig. 12: *Cyclogyra* nov. sp.? Äquatorialschnitt (etwas unscharf, da Dünnschliff zu wenig niedergeschliffen wurde). Man beachte aber die auffallende Größe (Vergrößerung nur gut die Hälfte von Fig. 8!) und die ziemlich starke Zunahme des Windungsdurchmessers. In Grundmasse eines Feinoliths der tieferen Werfener Schichten; Fundort wie Fig. 10. Probe E 67/27 (dazu Schliff Nr. 1).

Der Maßstab bei den Photos entspricht 0,1 mm.

TAFEL 2



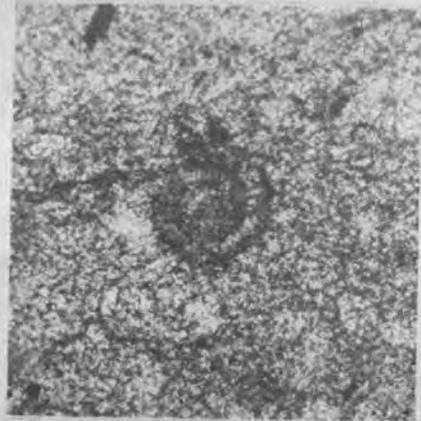
7



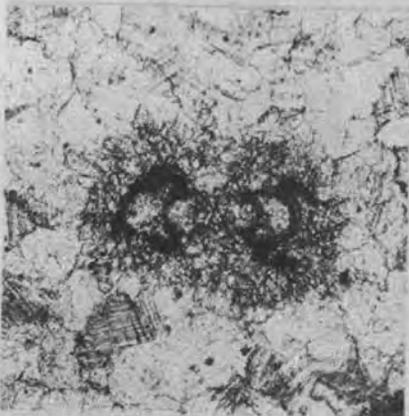
8



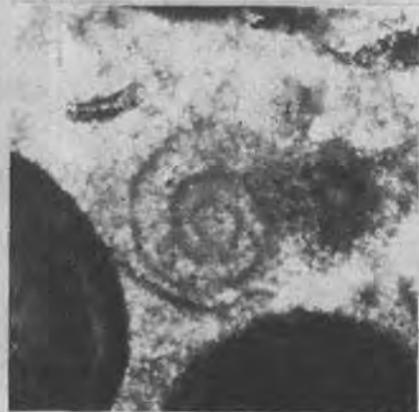
9



10



11



12

TAFEL 3

Fig. 13: *Cyclogyra* nov. sp.? Juveniles Exemplar; Äquatorialschnitt; in der Grundmasse eines Feinooliths der tieferen Werfener Schichten; Fundort wie Fig. 10.
Probe und Schliff wie Fig. 12.

Fig. 14–16: *Cyclogyra* nov. sp.? Axialschnitte durch in der sparitischen Grundmasse liegende Exemplare und durch ein Exemplar (Fig. 16) als Kern eines Ooids. Ziemlich stark umkristallisierter Feinoolith der tieferen Werfener Schichten; Fundort wie Fig. 10.

Fig. 14 und 15: Probe und Schliff wie Fig. 11

Fig. 16: Probe E 67/27 (dazu Schliff Nr. 3).

Fig. 17: *Meandrospira pusilla* (HO) in stark siltigem Arenomikrit. Höheres Bithynian bis Pelson; Profil von Ville di Giovo, ca. 1 m über dem Richthofenschen Konglomerat.
Probe OR 8.

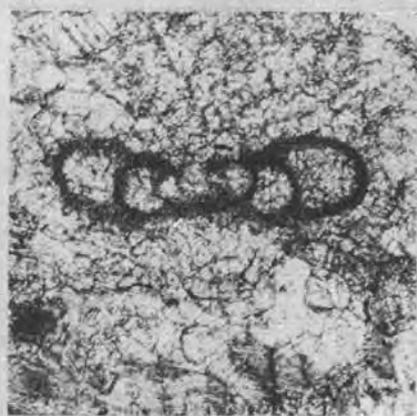
Fig. 18: *Meandrospira* cf. *pusilla* (HO), Tangentialschnitt; in stark siltigem Arenomikrit. Stratigraphie und Fundort wie Fig. 17, aber ca. 6,3 m über dem Richthofenschen Konglomerat.
Probe OR 25.

Der Maßstab bei den Photos entspricht 0,1 mm.

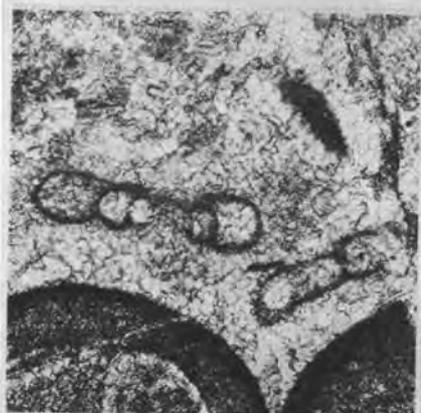
TAFEL 3



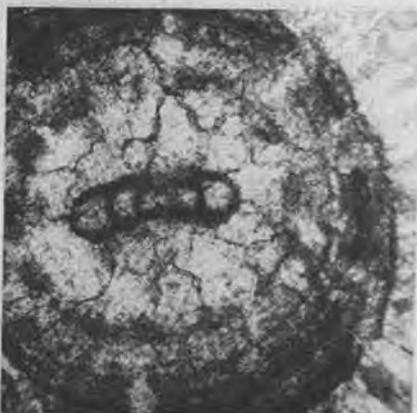
13



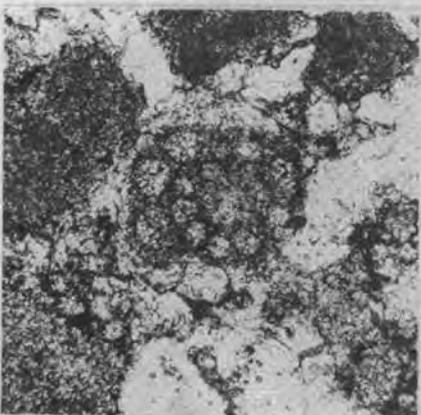
14



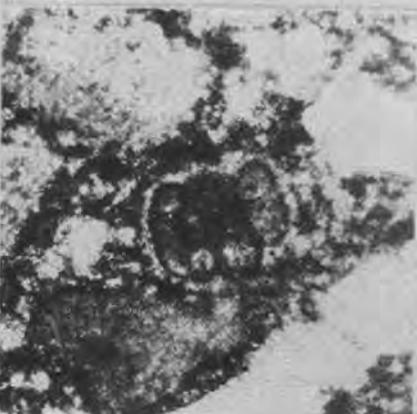
15



16



17



18

TAFEL 4

Fig. 19: ? *Reophax* sp., Längsschnitt; Schwierigkeiten bei der Bestimmung ergeben sich aus der stellenweise nicht eindeutig agglutinierten Gehäusewand. In siltigem Arenomikrit; Anis-Profil von Ville di Giovo, knapp 4 m über dem Richthofenschen Konglomerat.

Probe OR 20.

Fig. 20: „*Meandrospira*“ *deformata* SALAJ; in schwach siltigem Arenomikrit. Anis-Profil von Ville di Giovo, ca. 6,6 m über dem Richthofenschen Konglomerat.

Probe OR 27.

Fig. 21: *Endothyranella* cf. *wirzj* (KOEHN-ZANINETTI), juvenil, nur Spira entwickelt. In siltigem Arenomikrit; Anis-Profil von Ville di Giovo, in knapp halber Höhe der Schichtfolge im Liegenden des Sarl-Dolomits.

Probe OR 33.

Fig. 22: *Turrspirillina* sp. ? *Turrspirillina prealpina* ZANINETTI & BRÖNNIMANN; Tangentialschnitt; Stratigraphie und Fundort wie Fig. 21.

Probe OR 33.

Fig. 23: *Turrspirillina* sp.; weitnabeliger als die Art *Turrspirillina prealpina* ZANINETTI & BRÖNNIMANN und mit mehr Umgängen. Stratigraphie und Fundort wie Fig. 21.

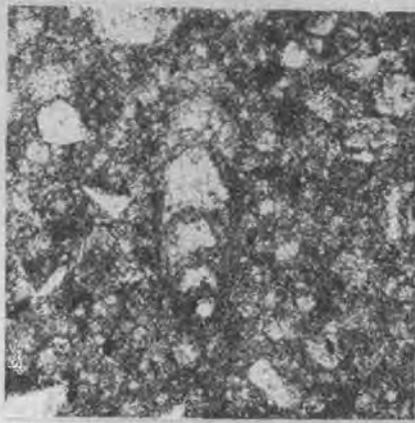
Probe OR 33.

Fig. 24: Querschnitt durch den basalen Teil einer Hexakoralle mit Septen 1. und 2. Ordnung. Wettersteinkalk (Cordevol) des Hafelekar-Riffkörpers am Goetheweg/Nordkette.

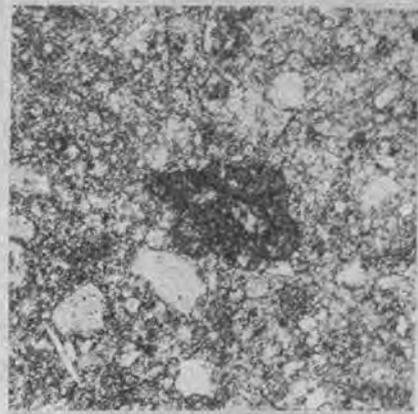
Probe 1180.

Der Maßstab bei den Photos entspricht 0,1 mm.

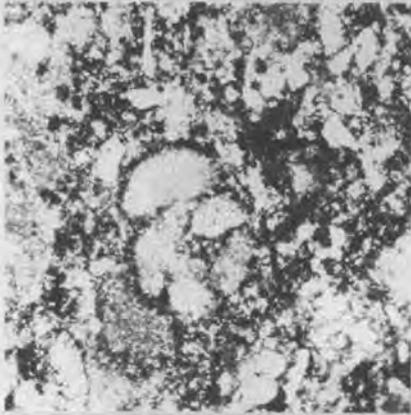
TAFEL 4



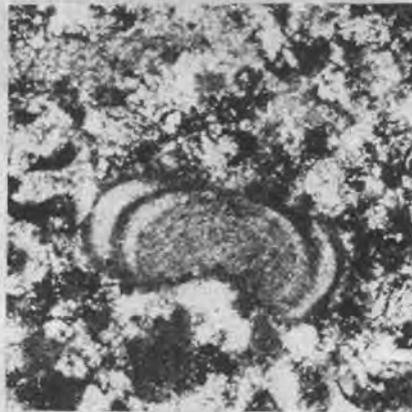
19



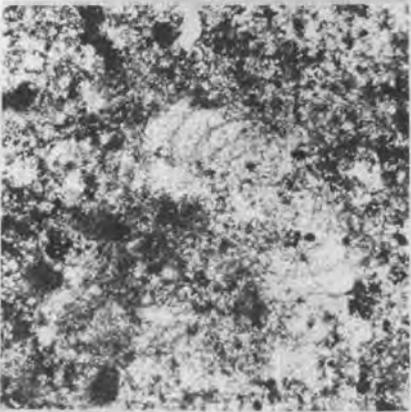
20



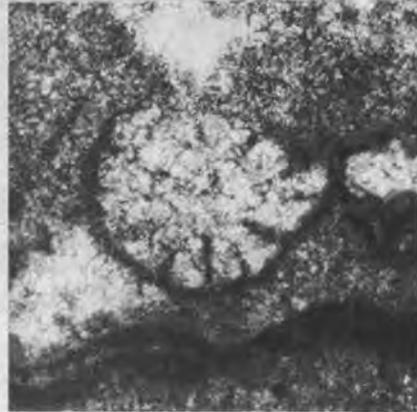
21



22



23



24

TAFEL 5

Fig. 25: *Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN; der Schnitt verläuft am Unterende (nur noch knapp im Bild) etwas neben der Spira oder axial zu dieser. Wettersteinkalk (vermutlich Cordevol); Hafelekar-Riffkörper, Nordkette.

Probe 1182.

Fig. 26: *Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN in grobarenitischem Wettersteinkalk der riffnahen Lagune; Dobratsch/Kärnten.

Probe COLINS S 68.

Fig. 27 u. 28: „*Turritella*“ *mesotriatica* KOEHN-ZANINETTI in arenitischer Einschwemmung zwischen grobblockigem Riffschutt. Der Anfangsteil (s. Fig. 28 unten) dürfte knäuelig aufgerollt sein. Wettersteinkalk, Cordevol; Dobratsch/Kärnten.

Probe COLINS SCH 1860.

Fig. 29: *Reophax* sp.; ziemlich großwüchsig und dickwandig.

Gleiche Probe wie Fig. 27 bzw. 28.

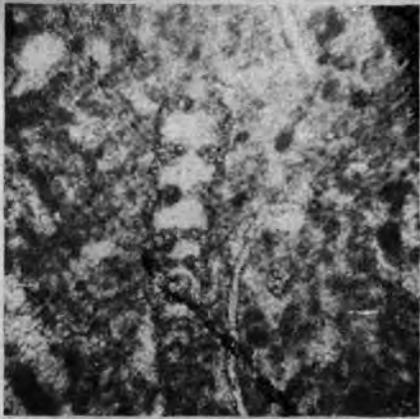
Fig. 30: *Variostoma exile* KRISTAN-TOLLMANN; die Gehäusewand ist feinkörnig-kalkig; in einer arenitischen Partie in ruditischem Riffschutt; Wettersteinkalk, Cordevol; Dobratsch/Kärnten.

Probe COLINS S 8.

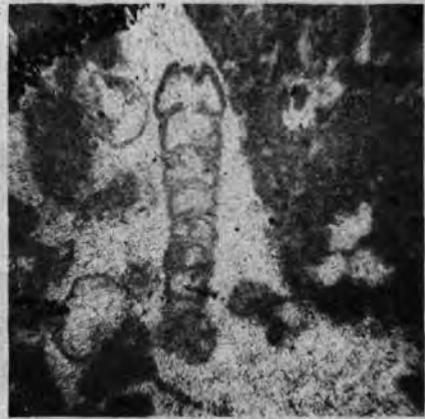
Vergleiche zu diesem Schliff auch J. HOHENEGER & W. PILLER, 1975 b, Taf. 5.

Der Maßstab bei den Photos entspricht 0,1 mm.

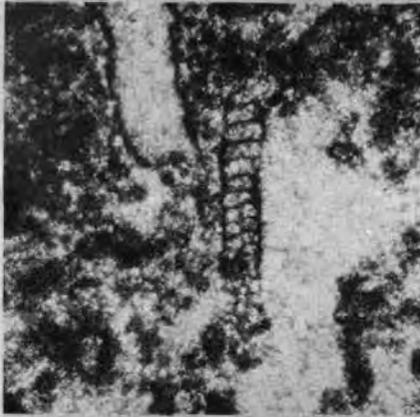
TAFEL 5



25



26



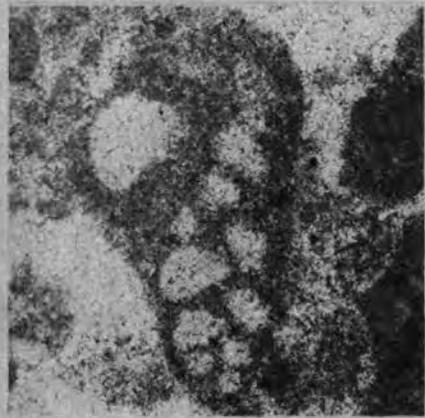
27



28



29



30



Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 122, Heft 2	S. 251–387	Wien, Dez. 1979
--------------------	----------------	------------------	------------	-----------------

Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (Nördliche Radstädter Tauern, Österreich)

Von Reinhold ROSSNER*

Mit 87 Abbildungen und 12 Tafeln (= Beilagen 6–9)

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 126

Schlüsselwörter

Ostalpen
Radstädter Tauern
Schichtfolge
Mikrofazies
Metamorphose
Paläogeographie
Tektonischer Bau

INHALT

Vorwort	253
Zusammenfassung	253
I. Einleitung	254
II. Problematik, Vorgehen und Ziele	256
III. Die Schichtenfolge	257
1. Quarzphyllite und damit vergesellschaftete kristalline Schiefer	258
2. Permoskythische Quarzit-Quarzitschiefer-Folge	259
3. Anis	261
3.1. Spezialprofile der Lackenkogl- und N ^o Taurachtalzone	261
3.1.1. Lithologische Merkmale im Aufschluß- bis Handstückbereich	261
3.1.2. Mikrofazies und Mikrofauna	263
3.2. Anisfolgen am S-Rand der Quarzphyllitzone zwischen oberem Enns- und Taurachtal	265
3.2.1. Das Anis des Walchaumesozoikums	265
3.2.2. Die tiefere Mitteltrias in der Umrandung des Benzecks	265
3.2.3. Anisische Gesteinszüge E' des Enns-Pleißling-Tales	267
3.3. Fazieszonierung	268
3.4. Sedimentationsmilieu (Versuch einer Faziesinterpretation) und Faziesvergleiche	269
3.5. Gesteinstypen der Kartierung	271
4. Ladin	271
4.1. Das Ladin des Lackenkoglgebietes	271
4.1.1. Massige Fazies ohne sedimentäre Internstruktur	271
4.1.2. Massige und geschichtete, hellgraue Dolomitfazies	273
4.1.3. Wettersteindolomitfazies	275
4.2. Die Faziestypen im Lackengut- und Brandstattwaldmesozoikum	278
4.3. Die Ladin-(Unterkarn-)Folgen am S-Rand des Quarzphyllitkomplexes	278
4.3.1. Die Faziestypen des Benzecks	280
4.3.2. Die Faziestypen des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Komplexes	281
4.3.2.1. Die Kalkfazies des Unterladin am Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Kamm	282
4.3.2.2. Übergang Massendolomit – Bankdolomit am Bärenstaffl-N-Hang	283
4.3.2.3. Gebankte Lagunenfazies	286

* Anschrift des Verfassers: Priv.-Doz. Dr. Reinhold ROSSNER, Institut für Geologie und Mineralogie der Universität, Schloßgarten 5, D-852 Erlangen.

4.3.3. Ladinkalke im Bereich der Leckriedelscholle	288
4.4. Überblick	289
5. Die Mitteltriasfolge zwischen Johannesfall und Hinterer Gnadenalm (Pleißingdecke)	290
6. Karn	292
6.1. Die klastischen Ablagerungen des Karn in der Lackenkogelzone	292
6.2. Oberkarnische Schichten im Tagweideck-Arche-Höhenzug	292
7. Hauptdolomit i. w. S. (? Oberkarn – Nor)	293
8. Das Rät des Lackenkogelgipfels	294
8.1. Kössener Entwicklung	294
8.2. Rätoliasriffkalk-Entwicklung	297
9. Quartär	297
IV. Strukturgeologie	299
1. Die internen Mesozoikumskomplexe im Radstädter Quarzphyllit	299
1.2. Das Lackenkogelmesozoikum	300
1.2.1. Strukturelle Großbereiche und ihre Charakteristika	300
1.2.2. Die Internstruktur der Schuppenzone des N-Randes	300
1.2.3. Der Zentralteil des Lackenkogelmesozoikums und seine Strukturmerkmale	304
1.2.3.1. Die Schuppenzone an der Basis des Zentralteils W' des Zauchtales	304
1.2.3.2. Zur S-vergente Struktur im Lackenkogelmesozoikum	313
1.2.3.3. Der W-Rand des Lackenkogelmesozoikums	316
1.2.3.4. Die Hauptdolomitmasse des Lackenkogls	318
1.2.3.5. Die tektonischen Grundzüge der zentralen Lackenkogelzone W' des Zauchtales	320
1.2.3.6. Der Abschnitt des Zentralbereiches E' des Zauchtales	321
1.2.4. Die S-Randzone und ihre Internstruktur	323
1.2.5. Die Deutung des Gesamtbaus und die Kinematik der Beanspruchungen in der Lackenkogelzone	327
1.3. Die Mesozoikumskomplexe des Taurachtales N' Untertauern	329
1.3.1. Das Brandstattwald-Mesozoikum	329
1.3.2. Das Lackengutmesozoikum, seine Internstruktur und großtektonische Position	336
1.3.3. Die Verbindung zwischen Lackengut- und Brandstattwaldfenster sowie zum Mesozoikum von Untertauern	337
2. Der S-Rahmen der Quarzphyllitdecke zwischen oberem Enns- und Taurachtal	338
2.1. Regionale Gliederung	338
2.2. Teilzonen mit Beziehungen zur Quarzphyllitmasse	339
2.2.1. Die Benzeckschuppenzone	339
2.2.2. Das Walchaumesozoikum im Ennstal	339
2.2.3. Die Hirschkopffzone zwischen Flachau- und Zauchtal	341
2.2.4. Die Leckriedel-Saurück-Quarzscholle und ihre Mitteltriasbasis	342
2.2.5. Die Quarzite des Scheckkopfes (E' der Gnadenalm)	344
2.2.6. Die Peripherie der Quarzphyllitdecke bei Untertauern	345
2.2.6.1. Die regionale Anordnung der Großstrukturen	345
2.2.6.2. Das Strukturbild am N-Rand des Halbfensters von Untertauern	346
2.2.7. Beziehungen zum Kalkspitzenmesozoikum	348
2.2.8. Tektonische Erscheinungen im Quarzphyllit an seinem S-Rand	349
2.2.9. Beziehungen zur Großtektonik am S-Rand der Quarzphyllitdecke	353
2.3. Die Verbindung zwischen dem Ennskraxengebiet und dem Benzeck-Steinfeldspitzkomplex im Bereich der Ennsalmen	354
2.4. Interntektonik und regionalgeologische Stellung der Benzeck-Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Einheit	359
2.4.1. Die Benzeckdolomitmasse	359
2.4.2. Die Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Einheit	361
2.4.2.1. Der N-Rand im Bereich Tagweideck – Obere Zauchalm	361
2.4.2.2. Der Zentralteil des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Komplexes	366
2.4.2.3. Der S-Teil der Steinfeldspitzmasse (S' von Steinfeldspitz und Bärenstaffl)	368
2.4.2.4. Die E' Fortsetzung der Steinfeldspitzeinheit im Bereich der Gnadenalm	369
2.4.2.5. Der S-Rahmen des Steinfeldspitzkomplexes	371

V. Zusammenfassende Schlußbetrachtungen	372
1. Der Bau der Quarzphyllitdecke und ihre Einordnung in den Deckenbau der N' Radstädter Tauern	372
2. Die Position der Steinfeldspitzeinheit und der Spaizeckquarzitsholle im Deckenbau der Radstädter Tauern	374
3. Kinematik und Deformationsstil der alpinotypen Tektonik im Mesozoikum am NE-Rand des Tauernfensters	375
3.1. Deformationsphasen und ihre Charakteristika	375
3.2. Beziehungen zum Deckenbau im NE' Tauernfensterrahmen	377
4. Bemerkungen zur Metamorphose	380
5. Skizzen einer paläogeographischen Rekonstruktion triadischer Sedimentationsverhältnisse	381
Literaturverzeichnis	383

Verzeichnis der Tafeln

Tafel 1: Geologische Karte der Lackenkoglgzone und des Quarzphyllitsüdrhams zwischen Enns- und Taurachtal (Nördliche Radstädter Tauern)
Tafel 2: Karte der s-Flächenlagen im Lackenkoglmeseozoikum
Tafel 3: Achsenkarte des Lackenkoglmeseozoikums
Tafel 4: Profile zum Bau der Lackenkoglmulde
Tafel 5: s-Flächenkarte der Quarzphyllit-Südrandzone; 1. Westabschnitt
Tafel 6: Achsenkarte der Quarzphyllit-Südrandzone; 1. Westabschnitt
Tafel 7: s-Flächenkarte der Quarzphyllit-Südrandzone; 2. Ostabschnitt
Tafel 8: Achsenkarte der Quarzphyllit-Südrandzone; 2. Ostabschnitt
Tafel 9: Profile zum Bau der Südrandzone der Quarzphyllitdecke; 1. Westabschnitt
Tafel 10: Profile zum Bau der Südrandzone der Quarzphyllitdecke; 2. Ostabschnitt
Tafel 11: Geologische Karte vom Nordteil des Halbfensters von Untertauern
Tafel 12: Die Verbindung zwischen Ennskraxengebiet und Benzeck-Steinfeldspitz-Zug im oberen Ennstal

VORWORT

Die in der folgenden Abhandlung niedergelegten Ergebnisse wurden im Rahmen eines Forschungsschwerpunkts des Lehrstuhl für Geologie am Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg gewonnen, der regional- und strukturgeologische Detailanalysen des Gebietes der Hohen Tauern und deren unmittelbarer Umgebung zum Ziel hat.

Die Anregung zu diesen Arbeiten ging von meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. W. SCHWAN aus. Hierfür und für seine stete Bereitschaft zu fachlichem Rat sei ihm herzlichst gedankt.

Die finanziellen Grundlagen zur Durchführung der Geländeaufnahmen und Laboruntersuchungen wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft in großzügiger Weise durch die Gewährung mehrerer Sachbeihilfen geschaffen.

Zusammenfassung

Die Untersuchungen beziehen sich auf die Klärung der regionaltektonischen Positionen und der Internstrukturen der Mesozoikuminseln innerhalb der Quarzphyllitdecke sowie auf die Gesamtstellung dieser Einheit im Deckenbau der N' Radstädter Tauern. Über die regionalgeologische Aufgabenstellung hinaus gilt es, die Kinematik der tektonischen Bewegungen bei der Entstehung des Tauernfensters für den NE' Teil dieser Großstruktur zu erfassen.

Die Schichtenfolge beginnt mit Quarzphyllit, Alpinem Verrucano und quarzitischem Permoskyth. Das Anis liegt im Sinne von TOLLMANN 1958 a z. T. in dunkler Fazies (Sedimentation im tieferen Teil eines Schelfhanges)

z. T. in heller Ausbildung (Flachwassersedimentation) vor. Die ladinische Wettersteindolomitfazies läßt in der Regel eine kontinuierliche Entwicklung von einer riffkernnahen Ausbildung bis zu riffernen Lagunensedimenten erkennen. Die Lagunenfazies setzt sich ins Cordevol hinein fort und wird am Quarzphyllit-S-Rand von einer oberkarnischen Pyritschiefer-Kalk-Dolomit-Serie überlagert. Norischer Hauptdolomit und Rät mit Kössener Entwicklung und Rätoliasriffkalk schließen die Trias ab.

Strukturgeologie: Das Lackenkoglmesozoikum wird als Mulde gedeutet. Sie ist im Prinzip N-vergent gebaut und nur durch eine sekundär aufgepreßte, S-vergente N-Randzone in der äußeren Kontur zu einer scheinbar vergenzlosen Beutelmulde umgestaltet. Sie geht auf 4 einengende Deformationsakte (3 N-vergent, 1 S-vergent) zurück. Diese Verformungsakte sind auch auf die im folgenden betrachteten Bereiche übertragbar.

Beim Brandstattwald- und Lackengutmesozoikum im Taurachtal liegen Fenster vor, in denen der invers lagernde Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke freigelegt wurde.

Dieser inverse Liegendschenkel taucht auch am S-Rand der Quarzphyllitmasse in einem Streifen zwischen Benzeck und Untertauern wieder auf. Hierzu wird dann auch die Kalkspitzenmulde gerechnet und als S-vergente Rückfaltungerscheinung gedeutet.

Die Quarzphyllitdecke erweist sich als höchste Einheit des Radstädter Deckensystems. Sie bildet intern eine durch E-W-streichende Großfalten gegliederte Deckfalte. Ihr S-Rand wurde im oberen Ennstal durch die großtektonisch im Prinzip tiefere Ennskraxenschuppe (= Lantschenfelddecke) und durch die Pleißlingdecke N-vergent überfaltet. Am Benzeck und E' davon schiebt sich zwischen Quarzphyllit- und Pleißlingdecke die Benzeck-Steinfeldspitz-Einheit ein, die mit der Kesselspitzdecke parallelisiert wird. Auf der Steinfeldspitzeinheit liegt die zur Quarzphyllitdecke gehörige Deckscholle des Spazecks.

Die Kinematik und Abfolge der Beanspruchungen läßt sich wie folgt umreißen:

Während des Beanspruchungsaktes (1) wird das Unterostalpin als selbständiger Deckenkomplex zwischen Oberostalpin und Pennin angelegt, wobei sich im Kleinbereich nur relativ geringe Tangentialtransporte abzeichnen.

Der Hauptteil des heute erkennbaren großräumigen Internfaltenbaus der Teildecken der Radstädter Tauern und ihre zu diesen Internstrukturen diskordant verlaufenden Außenkonturen entstanden während der Deformation (2) (1. Teilstadium) (mit deutlichen Tangentialtransporten im Kleinbereich). Dem Transportmechanismus nach bildeten sich Schleppdecken, die nach der Fixierung etwa in der heutigen Position nochmals innerhalb der gleichen Deformationsphase (2) (2. Teilstadium) überprägt wurden.

Die Beanspruchung (3) brachte N-vergente Anpressungen ohne bedeutende Relevanz zur Großtektonik mit sich.

Der S-vergente Akt (4) modifizierte die Konturen des Großbaus in unterschiedlicher Weise.

I. Einleitung

Die geographische Lage des Untersuchungsgebietes und seiner Teilbereiche ist Abb. 1 zu entnehmen.

Die Radstädter Tauern sind in großtektonischer Sicht ein Teil der unterostalpinen Einheit der Ostalpen etwa entsprechend den Darstellungen KOBERS (1955) oder TOLLMANNs (1963 a). Sie bilden in diesem Sinne die NE-Ecke des unterostalpinen Rahmens, der das Pennin des Tauernfensters an allen Seiten wenigstens bruchstückhaft umgibt und das flächenmäßig größte Verbreitungsgebiet unterostalpinen Gesteine in den Ostalpen.

Wie TOLLMANN 1964 a zeigt, besteht der Internbau der Radstädter Tauern aus einem System dachziegelartig übereinander lagernder, nach N eintauchender Teildecken, deren Verbreitung in Abb. 2 skizziert ist.

Die oberste dieser Teileinheiten ist nach der von TOLLMANN (z. B. 1963 a) entwickelten Gliederung des Radstädter Deckensystems die Quarzphyllitdecke, die durch eine Schubbahn regionalen Ausmaßes im Hangenden von dem überlagernden Schladminger Kristallin (nach TOLLMANN 1963 a Mittelostalpin) getrennt ist.

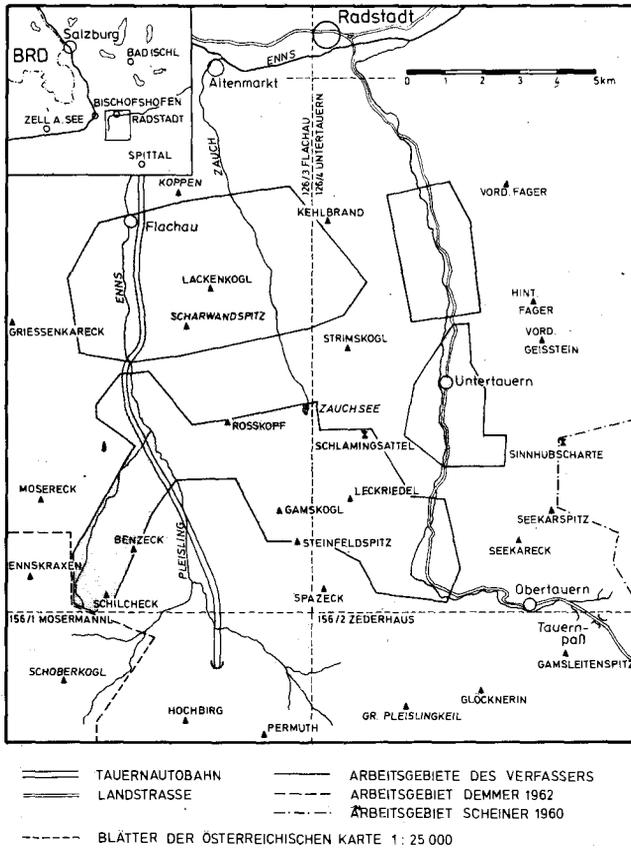


Abb. 1: Lage der bearbeiteten Gebiete.

Die Quarzphyllitdecke bildet das beherrschende tektonische Element der Nördlichen Radstädter Tauern (s. Abb. 2).

Dem Schema TOLLMANN'S (1963 a) folgend wird die Quarzphyllitdecke in der Regel unter Zwischenschaltung der Kesselspitzdecke von der Pleißingdecke, diese wiederum von der Lantschfelddecke unterlagert.

Die von mir spezialkartierten Gebiete liegen im weiteren Bereich der N Quarzphyllitmasse und umfassen einerseits die isoliert darin eingebetteten Mesozoikumkomplexe am Lackenkogel und im Taurachtal N Untertauern. Zum anderen wurde zur Klärung der anstehenden Probleme der bisher noch nicht genauer erfaßte S-Rahmen der N Quarzphyllitmasse zwischen dem W-Ausläufer der Kalkspitzenmulde (bearbeitet durch SCHEINER 1960) an der Sinnhubscharte im E und dem Aufnahmegebiet DEMMER'S (1962) an der Ennskraxen im W in die Aufnahme einbezogen.

Am S-Rand der N Quarzphyllitdecke taucht diese z. T. (trotz der allgemein angenommenen tektonisch höchsten Position) unter die angrenzenden, tektonisch tieferen Einheiten nach S ab oder zeigt zu diesen Bereichen \pm saigere Kontakte. Hierin zeichnen sich bereits einige der Problempunkte der vorliegenden Untersuchungen ab.

Die N-Grenze der Quarzphyllitdecke ist zwischen Flachau und Preuneggatal gleichermaßen großtektonisch bedeutend wie petrographisch undeutlich. Hier treten die petrogra-

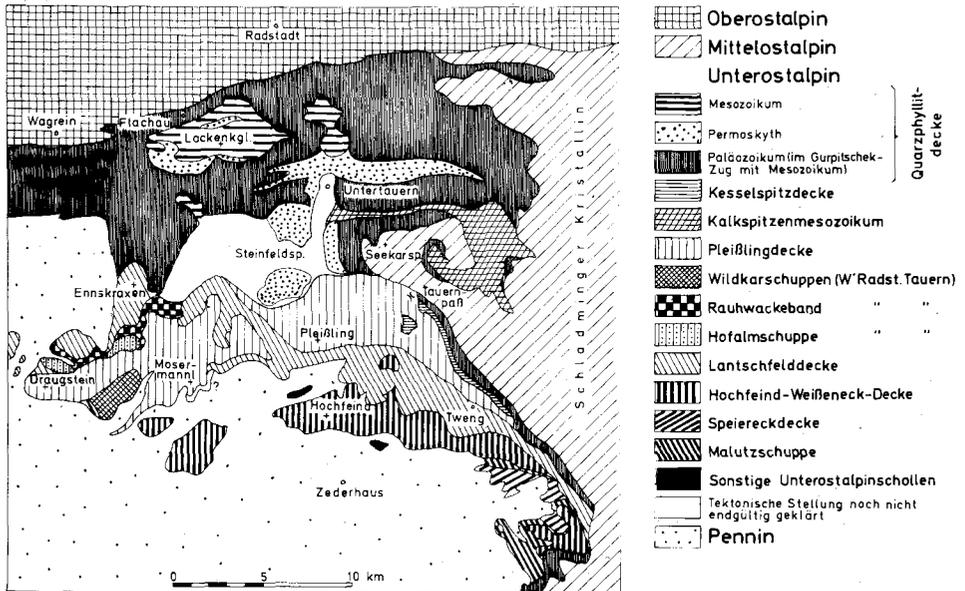


Abb. 2: Tektonische Übersichtskarte der Radstädter Tauern (nach DEMMER 1962, FRECH 1901, TOLLMANN 1963 a und b und 1964 sowie eigenen Aufnahmen).

phisch und altersmäßig ganz ähnlichen paläozoischen Gesteine der oberostalpinen Grauwackenzone mit denen der unterostalpinen Quarzphyllitdecke in Kontakt, so daß die Grenzziehung schwierig wird. Doch kann dieser Fragenkomplex aus der Problematik der vorliegenden Abhandlung ausgeklammert bleiben.

Die geologische Erforschungsgeschichte der gesamten Radstädter Tauern wurde in ausführlicher Form bei DEL-NEGRO 1950 (Arbeiten bis 1945) beschrieben und durch ROSSNER 1974 (Arbeiten bis 1972) ergänzt. Was die Entwicklung der Vorstellungen über den Bau der Nördlichen Radstädter Tauern im Bereich des Arbeitsgebietes betrifft, so kann hier ebenfalls im wesentlichen auf diese beiden Darstellungen verwiesen werden (bei ROSSNER 1974 vor allem auf das Kapitel C. 1.). Die wichtigste ältere Literatur ist dem umfangreichen Schriftenverzeichnis bei TRAUTH (1925, 1927) zu entnehmen.

II. Problematik und Ziele

Einige der prinzipiellen Probleme, die durch die weitere regionalgeologischen Erforschungen der Radstädter Tauern zu lösen sind, wurden bei ROSSNER 1974 (S. 750 u. f.) bereits kurz umrissen. Für den engeren Bereich der Quarzphyllitdecke geht es vor allem um zwei Fragenkomplexe:

a) Wie ist die Internstruktur der isolierten Mesozoikumsinseln innerhalb der Quarzphyllitdecke beschaffen und wie ist daraus ihre großtektonische Position in diesem Deckenkörper zu erklären? Es besteht die Frage, ob bei diesen isolierten Triasinseln im Einzelfall

tektonische Fenster im Quarzphyllit oder auf Grund besonderer tektonischer Verhältnisse verschont gebliebene Einmündungen jüngerer Gesteine im Quarzphyllit vorliegen.

b) Für die Stellung des Quarzphyllitkörpers insgesamt im Deckenbau der Radstädter Tauern sind die tektonischen Verhältnisse am S-Rand der N' Quarzphyllitmasse entscheidend. Die Fragestellungen lauten hier: Welchen Teildecken des Radstädter Systems sind die S' an den Quarzphyllit grenzenden Mesozoikumsareale zuzuordnen, wie sind die Kontaktverhältnisse Quarzphyllit – Südrandzone beschaffen, und wie sind diese kinematisch zu erklären?

Am S-Rand der Quarzphyllitdecke wurde versucht, Klarheit zu gewinnen, ob der Quarzphyllitkörper primär über den S' anschließenden Einheiten lag und teilweise randlich sekundär von letzteren eingewickelt wurde (wie an der Ennskraxen nach DEMMER 1962) oder ob es sich schon primär um einen tieferen, unter die am S-Rand angrenzenden Decken einzuordnenden Schubkörper handelt.

Hinter der vordergründigen regionalen Problematik und den Bemühungen zu ihrer Lösung verbirgt sich nun aber das Ziel, die tektonischen Ereignisse zu analysieren, die mit der Entstehung des Tauernfensterphänomens in der heute vorliegenden Erscheinung zusammenhängen, vor allem die damit verbundenen Beanspruchungsereignisse, -richtungen und -formen zu typisieren. Die Radstädter Tauern sind ja für die Möglichkeit zur Durchführung solcher Untersuchungen geradezu prädestiniert, da sie einerseits als Teil des unterostalpinen Unterlagers des Oberostalpins ein relativ tiefes deckentektonisches Stockwerk der Ostalpen repräsentieren und als Zwischenhorizont zwischen Oberostalpin (und Mittelostalpin) und dem Pennin des Tauernfensterinhalts die Kinematik der großräumigen Deckenbewegungen zwischen diesen Stockwerken am besten abgebildet haben. Andererseits läßt gerade das Radstädter Unterostalpin infolge der z. T. nur relativ geringen tektonischen Verstellungen und der relativ mäßigen Metamorphose die ursprünglichen Zusammenhänge sedimentärer und paläogeographischer Art sowohl im internen Gesteinscharakter als auch in der regionalen Anordnung ungestörter Schichtenprofile noch im großen und ganzen gut überblicken. Nur die Erstellung einer gesicherten Stratigraphie und Paläogeographie ermöglicht ja eine einwandfreie Entschlüsselung der Tektonik.

Das hier ausgewählte Gebiet wird so als Modellfall für den geologischen Bau und die Baugeschichte im NE' Tauernfensterbereich herangezogen. Trotz einer gut fundierten Deutung des Tauernfensters durch i. w. S. N-vergente großräumige Deckensysteme bestehen ja bezüglich des Ausmaßes S-vergenter Beanspruchungen am N-Rand der Tauern durchaus noch nicht völlig übereinstimmende Meinungen (s. auch MATURA 1967, KNEIDL 1971). Ziel der vorliegenden Untersuchungen ist es deshalb, auch zu diesen und ähnlichen Problemen klärende Argumente beizutragen.

III. Die Schichtenfolge

Die Stratigraphie und die lithologischen Merkmale der Gesteinsfolgen des Arbeitsgebietes werden im folgenden unabhängig von tektonischen Grenzen und Einheiten zusammengefaßt, um fazielle Unterschiede innerhalb einzelner Stufen deutlich herausheben zu können. Die trotzdem notwendige Orientierung über die Zusammensetzung des Schichtinhalts der einzelnen Zonen mögen den beigefügten geologischen Karten entnommen werden.

Das verbindende Element zwischen den Gebieten mit mesozoischen Schichten bilden die paläozoische Quarzphyllitmasse und die darin eingelagerten Permoskythzüge. Diese Gesteine werden nur im Überblick behandelt, da sie auch für die tektonische Analyse nur randlich herangezogen werden.

1. Quarzphyllite und damit vergesellschaftete kristalline Schiefer

Es kann zu Beginn gleich vorweggenommen werden, daß innerhalb des Lackenkoglmesozoikums keine Einschaltungen von Quarzphyllit nachzuweisen sind. Die diesbezüglichen Behauptungen TRAUTHs (1925, Taf. V, 1927, S. 31), die zu seiner Vorstellung des Vorhandenseins zweier Teildecken im Lackenkoglfenster führten, sind gegenstandslos.

Bei den metamorphen Schiefen in der Umgebung der Lackenkoglzone und der Tau-rachtalmesozoika (N' Untertauern) sowie im Bereich der S-Grenze der Quarzphylliteinheit handelt es sich um recht einheitliche schwarz-, schwarzviolett- und grüngraue sowie graphitgraue, phyllitische Gesteine mit eingelagerten linsigen Quarzknuern oder -bändern, die von den s_1 -Flächen umflossen werden (Quarzphyllite nach TRAUTH 1925, S. 114). Etwas seltener treten mehr oder minder quarzfreie Serizitphyllite und Serizitchloritphyllite hinzu, die gelegentlich durch quarzreichere Lagen Bänderung aufweisen, sowie in einigen Fällen am Kontakt zum Lantschfeldquarzit auch geringmächtige, heller grüngraue Serizit-quarzitphyllite bis -schiefer (s. hierzu Kapitel 2) beinhalten. Grünschiefer und vulkanogene Gesteine sowie paläozoische Karbonateinlagerungen konnten nicht beobachtet werden.

Die Gesteine sind stark tektonisch umgearbeitet und zeigen in vielen Fällen Feinfälte-lung im Millimeter- bis Dezimeterbereich.

Vom Verfasser wurden folgende Gesteine als charakteristische Typen untersucht:

(1) Fundort: Güterweg 200 m WNW' Schlamingsattel (Fundstelle Q 1 der Tafel 7)

Makroskopische Charakteristik: hellgrünlichgrauer in flach linsige Körper aufspaltender Phyllit mit s_2 -Ablösungsflächen. Konkordant zu einem verfalteten und verbogenen s_1 sind linsenförmige Quarzkörper eingelagert, die einen beträchtlichen zu Limonit verwitternden Karbonatanteil besitzen. Die s_1 -Flächen tragen eine deutliche Striemung, die auf eine jüngere, zu s_1 unter 40° – 60° stehende Schubklüftungsschar s_2 zurückgeht.

Nach ALKER et al. 1962 liegt aufgrund des Mineralgehaltes ein Chlorit-Quarzphyllit vor.

Der Quarzgehalt baut in mosaikartiger, i. a. unregelmäßiger Form in erster Linie die Quarzlinsen auf. Die Serizit-chloritfasern sind in s_1 geregelt. Durch die s_2 -Flächen werden die Glimmer geknickt oder bei Durchscherung parallel s_2 s-förmig verbogen. Die Quarzlinsen sind nur selten stärker verbogen oder durchgeschert. Sie werden von s_1 und s_2 meist umflossen.

(2) Fundort: 500 m W' des Jagdhauses am N-Ende des Zauchsees (Fundstelle Q 2, s. Tafel 5).

Die phyllitischen s_1 -Flächen des unregelmäßig hellgrün-dunkelgrün gebänderten Gesteins sind deutlich gefaltet (B_2) und zeigen auf der Oberfläche neben der zu dieser Verfaltung gehörigen Grobrunzelung eine ältere, in der Richtung wechselnde Feinrunzelung. Die parallel s_1 liegenden 2–10 mm dicken Quarzlagen und -linsen (mit aus Fe-haltigem Karbonat hervorgegangenen Limoniteinlagerungen) sind mitgefaltet.

Nach ALKER et al. 1962 liegt aufgrund der Mineralzusammensetzung ein Serizit-Chlorit-Quarzphyllit vor.

Die Kristalle der Quarzlagen sind bei Schnitten $\perp B_2$ vor allem in den Scharnieren der B_2 -Falten gelängt und parallel s_1 , seltener in unmittelbarer Umgebung von s_2 -Scherflächen parallel s_2 eingeregelt. Auf den Flügeln der Falten sind in Glimmerlagen die Serizit- und Chloritschuppen parallel bis spitzwinklig zu s_1 eingelagert und geben im letzteren Fall die Richtung von s_2 wieder. In der Nähe der durch Verdickung der Chloritserizitlagen gekennzeichneten Scharniere tritt s_2 in Verbiegungszonen der Glimmer deutlich hervor, während es im Scharnier selbst infolge einer vollständigen „Durchwirbelung“ der Glimmerfasern nicht mehr zu erkennen ist. Außerhalb der Glimmerlagen ist s_2 sowohl in Schnitten parallel als auch senkrecht zu B_2 nur sporadisch an \pm weitständigen, glimmerbelegten Scherflächen zu erkennen, an denen s_1 der Quarzpartien (durch Serizit- und Chloritfasern angedeutet) geschleppt wird.

(3) Fundort: W-Hang des Benzecks, ca. 800 m NE' Untere Ennsalm (Fundstelle Q 3 der Tafel 5).

Wie bei Typ (1) sind auch bei diesem hellgrüngrauen Phyllit weitständige s_2 -Flächen als Ablösungsflächen vorhanden. Durch die Scherklüftung s_2 wird das mit Quarzlagen nachgezeichnete s_1 gefaltet und geschleppt. Zu der delta 2-Grobrunzelung tritt auf den s_1 -Flächen eine ältere Feinlineation. Neben den vorherrschend dünnen Quarzlagen kommen auch dicke Quarzlinsen mit Limonitlagerung vor.

Nach dem mikroskopischen Daten liegt ein Chlorit-Serizit-Quarzphyllit (nach ALKER et al. 1962) vor.

Die Quarze sind bei Schnitten senkrecht B_2 z. T. gelängt und in s_1 der Form nach eingeregelt, wobei das letztgenannte Flächenelement auch hier durch in das Quarzmosaik eingelagerte Chloritfasern nachgezeichnet wird. Bei Schnitten senkrecht s_1 , parallel B_2 ist auch in

direkter Nachbarschaft der s_2 -Scherflächen eine Einregelung der morphologischen Quarzkornlängsachsen in s_2 (parallel zu B_2) festzustellen.

s_2 liegt i. allg. in Form von weitständigen Scherflächen mit parallel eingeregeltten Serizitfasern vor. In glimmerreichen Lagen wird s_2 zu einem engständigen Scher- und Knickungssystem. s_1 in den zwischen den s_2 -Flächen liegenden quarzreichen Partien wird an den s_2 -Scherbahnen geschleppt.

Das Alter des Radstädter Quarzphyllits ist sicher insgesamt paläozoisch, doch sind wegen der, von einigen Versuchen (DEMME 1962, S. 37 u. f., WAGNER 1972, S. 4–19) abgesehen, noch fehlenden einheitlichen Untergliederungsmöglichkeiten in unserem Raum die genauen stratigraphischen Verhältnisse noch kaum bekannt.

Einen gewissen Fortschritt in Hinblick auf eine Altersbestimmung der den Quarzphylliten zugrunde liegenden Sedimente haben die Untersuchungen SCHÖNLAUBS (1972) gebracht, der im Gebiet des Kleinarltales ein Alter um die Wende Silur-Devon feststellen konnte.

Die Grenze Quarzphyllit-Mesozoikum ist in der Lackenkogregion i. a. scharf. So besteht zwischen dem Paläozoikum und den im W und S der Lackenkogzone vorhandenen Lantschfeldquarziten nur selten durch Serizitquarzitschiefer ein Übergang. Doch gerade auf Grund des gelegentlichen Vorhandenseins von Serizitquarzitschiefern zwischen den Quarzitkomplexen und dem Quarzphyllit (s. Tafel 1) ist der Schluß zulässig, daß kontinuierliche, möglicherweise auch sedimentäre Übergänge zwischen dem Paläozoikum und dem Permoskyth ursprünglich vorhanden waren, zum größten Teil aber infolge von Kompetenzunterschieden bei der tektonischen Beanspruchung verloren gingen. Damit läßt sich folgern, daß eine prinzipiell regelmäßige Abfolge Paläozoikum, Permoskyth, tiefere bis höhere Trias ohne größeren stratigraphischen Hiatus zum Zentrum des Mesozoikumskomplexes am Lackenkogl besteht.

Im Bereich des Brandstattwald- und Lackengutmesozoikums wurden nur scharfe Kontakte zwischen Quarzphyllit und Lantschfeldquarzit beobachtet, was seine Hauptursache im Vorhandensein tektonischer Trennlinien an diesen Grenzen hat.

Eine scharfe Grenze zwischen paläozoischen Schiefen und Mesozoikum ist auch überall am S-Rand der Quarzphyllitmasse zu beobachten und auch dort durch tektonische Trennflächen bedingt. Lediglich am Leckriedel kommen im Hangenden des höhenbildenden Lantschfeldquarzits helle Serizitquarzitphyllite und Serizitphyllite vor, die als Übergangsbildungen zu den Quarzphylliten gewertet werden können, ohne daß allerdings eine direkte Verbindung zu diesen vorliegt (s. auch Abschnitt 2).

2. Permoskythische Quarzit-Quarzitschiefer-Folge

Die Quarzit-Quarzitschiefer-Folge des Permoskyths wird zum überwiegenden Teil durch weiße bis hellgrüne Quarzite repräsentiert, für die FRECH 1901 den Begriff des Lantschfeldquarzits prägte. Das Gestein wird in der Literatur wiederholt beschrieben (s. z. B. SCHMIDT 1924, S. 313, TRAUTH 1925, S. 112–113, TOLLMANN 1956, S. 149, EXNER 1957, S. 57, SCHEINER 1960, S. 87–88, DEMME 1962 etc.). Ein typisches, wenn auch nicht diagnostisch repräsentatives Kennzeichen ist der häufig erkennbare Gehalt an rötlichen Quarzkörnern oder -geröllen (besonders gut am Leckriedel zu beobachten) (vgl. auch EN-

ZENBERG 1967 für die Tarntaler Berge). Interne Schrägschichtung ist häufig, wobei z. T. sehr große Schrägschichtungskörper mit schwacher Neigung und Durchbiegung der Blätter vorhanden sind.

Zwischen den ebenen Schichtflächen sind den Quarzitbänken gelegentlich in geringer Mächtigkeit (bis 10 cm) lauchgrüne, schwach phyllitische, z. T. sandige Tonschiefer zwischengeschaltet. An der Materialgrenze Tonschiefer-Quarzit sind in seltenen Fällen (z. B. am W-Hang des Flachautales S' Flachau, W' Vorderrohr) load cast-ähnliche Belastungsmarken erhalten geblieben.

Der Kontakt Lantschfeldquarzit-Quarzphyllit ist nun zwar häufig tektonisch überprägt (s. oben), doch dort, wo er noch erhalten ist, fließend, mit Serizitquarzitschiefern als Übergangsbildungen.

Die geringmächtigen Serizitquarzitschiefer, die im Lackenkogelgebiet im Liegenden des kompakten Lantschfeldquarzits auftreten bzw. bei Fehlen desselben an das kalkig-dolomitische Mesozoikum direkt angrenzen, können mit großer Wahrscheinlichkeit als die tektonisch reduzierten Äquivalente des Alpenen Verrucano in der zentralalpinen Fazies angesehen werden, wenngleich die von TOLLMANN (1972) genannten häufig auftretenden Kennzeichen, wie das Vorhandensein von Grobklastika und metamorphen Porphyroiden, fehlen. Doch müssen diese ja durchaus nicht immer gegeben sein (TOLLMANN 1972).

In der stratigraphischen Position dem Alpenen Verrucano vergleichbare Sedimente findet man in Form von mittelgrauen und grüngrauen, dünnblättrigen, sandigen Serizit-schiefern auch in dem Bachgraben E' des Marchlgutes bei Untertauern aufgeschlossen (s. Tafel 11). Die sandig-schiefrigen Gesteine sind z. T. relativ grobklastisch mit einem hohen Gehalt an Quarzgeröllen (Durchmesser bis 3 cm), zum anderen auch als dunkelgrüngraue und dunkelgraue, feinkörnige Phyllite ausgebildet. Schichtung tritt als Bänderung und auch durch Ablösungsflächen im makroskopischen Bereich hervor.

Im Leckriedel-Sauruck-Zug geht der (auf Grund der Unterlagerung durch Mitteltrias bei der Oberen Zauchalm) invers lagernde Lantschfeldquarzit zum stratigraphisch Liegenden unter zunehmender Einschaltung schiefriger Partien zwischen die Quarzitbänke in hellgraue bis weiße, z. T. schwach grünliche Serizitquarzitschiefer bis Serizitphyllite über, die auffallend helle, stark seidig glänzende s-Flächen besitzen. Diese bereits von ROSI WAL (1893, S. 371) als Quarzitschiefer beschriebenen Gesteine bilden eine Übergangsfazies zum Quarzphyllit, die ich allerdings wegen der feinklastischen Beschaffenheit nicht mit Sicherheit mit dem Alpenen Verrucano parallelisieren kann. Im Gegensatz zu SCHEINER (1960, S. 86–87) halte ich eine Zuordnung der zuletzt beschriebenen Schiefer zum Lantschfeldquarzit wegen der engen Verbindung zu diesem in unserem Gebiet für günstiger.

Die stratigraphische Einstufung der Lantschfeldquarzite ins Skyth (TOLLMANN 1962) oder vielleicht lokal noch unter Einschluß des Perm ins Permoskyth (DEMME R 1962, S. 47) dürfte heute weitgehend gesichert sein.

Die mit dem Alpenen Verrucano verglichenen Serizitquarzitschiefer im Liegenden sind ins obere Perm einzuordnen (TOLLMANN 1960, S. 121, DEMME R 1962, S. 47 [Fazies der E' Radstädter Tauern]). Für die Serizitphyllite des Leckriedelbereiches ist eine Datierung bisher nicht möglich.

Alle Mächtigkeitsangaben wären infolge starker tektonischer Reduktionen einerseits oder Anschoppungen andererseits mit zu großen Unsicherheitsfaktoren behaftet.

Es ist schwierig festzustellen, inwieweit das Fehlen von Quarzit zwischen kalkig-dolomitischer Mitteltrias und Quarzphyllit (etwa am N- und NE-Rand der Lackenkogeltrias, im N-

Teil des Lackengutfensters oder im Brandstattwaldfenster im Taurachtal) Ursachen in einer primär unterentwickelten Mächtigkeit, vielleicht sogar in einer vor der Deformation bestehenden Ablagerungslücke hat oder aber auf die vollständige tektonische Reduktion zurückzuführen ist. Letzteres ist oftmals kaum vorstellbar, da keine Restschollen mehr an den Schubbahnen vorhanden sind, oder weil zu große Mächtigkeiten beseitigt worden sein müßten.

3. Anis

Mit dem Anis beginnt die vorwiegend kalkig-dolomitische Fazies der unterostalpinen Trias in den N' Radstädter Tauern. In bezug auf die Gliederung des mitteltriadischen Sedimentationsbereiches des Unterostalpins in unterschiedliche Fazieszonen (TOLLMANN 1958 a) kommt dieser Stufe einige Aussagekraft zu.

3.1. Spezialprofile der Lackenkogl- und N' Taurachtalzone

3.1.1. Lithologische Merkmale im Aufschluß- bis Handstückbereich

Durch direkte Profilaufnahmen bzw. Interpretation der geologischen Karten (Tafel 1 und Abb. 52) gelang es, eine Reihe von lithologischen Abfolgen innerhalb des Anis der genannten beiden Zonen zu ermitteln. Sie sind auf Abb. 3 und 4 dargestellt.

In den meisten Fällen beginnen sie mit gelbbraunen polymikten und monomikten Rauh- wacken. Wegen der fast durchwegs erkennbaren Bindung der Rauh- wacken an eine bestimmte stratigraphische Position (unteres Anis, Vergleich mit der Saalfeldener Rauh- wacke PIAS 1923 bei TOLLMANN 1968 a, S. 30), muß auf eine wenigstens teilweise sedimentäre Genese geschlossen werden. In tektonisch stark beanspruchten Zonen ist daneben aber vielfach zu erkennen (z. B. an der oberen Eibenbergforststraße NW' der Lackenalm), daß ganz ähnlich beschaffene Rauh- wacken aus stratigraphisch jüngeren, anisischen Kalkmar- moren und Bänderkalken hervorgegangen sind und damit ziemlich eindeutig tektonischen Ursprung besitzen (s. auch MEDWENITSCH 1956).

Die Makrofazies der über den Rauh- wacken folgenden Schichten innerhalb der verschie- denen Profile sind Abb. 3 und 4 zu entnehmen. Kennzeichnende Züge wurden bereits bei ROSSNER 1976 a herausgestellt, sollen hier aber nochmals kurz zusammengefaßt werden:

a) Abweichend von der Normalfolge in den zentralen Radstädter Tauern (s. z. B. TOLL- MANN 1958 a, S. 82, und 1968 a) werden die Rauh- wacken häufig durch Bänderkalke und Kalkmarmore überlagert (Profile Abb. 3, Nr. 1 und 2, Abb. 4). Lediglich im Reichental- profil (Abb. 3, Teilprofil 3) folgt auf die Rauh- wacken direkt schwarzer Tonschiefer.

b) Verschiedene Profile sind überraschend reich an phyllitischen, pyritreichen Tonschie- fern (Abb. 3, Teilprofile 2 und 4), wie sie in anderen Teilen der Radstädter Tauern nur selten anzutreffen sind. Die abnormen Mächtigkeiten für diese Fazies sind höchstwah-rscheinlich nicht allein auf tektonische Anschoppung, sondern auch auf eine primär sedi-mentäre Anreicherung zurückzuführen.

Die dunklen Ton- und Kalkschiefer sowie Mergel im tieferen Teil der Einzelabschnitte des Langangprofils (Abb. 3, Teilprofil 4) und auch im Reichentalprofil (Abb. 3, Teilprofil 3) sind wahrscheinlich vergleichbar mit der Anisbasisschieferserie TOLLMANNs (1968 a, S. 30, und 1964 a, S. 50), die TOLLMANN (1968 a, S. 33) nach einem Fund von *Costatoria costata* (ZENKER) in das untere Hydasp stellt.

c) Die Profile enthalten immer wieder mächtige mittel- bis dunkelgraue Dolomitpartien (Abb. 3, Teilprofile 1 und 3 sowie Profil Abb. 3, Fig. 1 bei ROSSNER 1976 a).

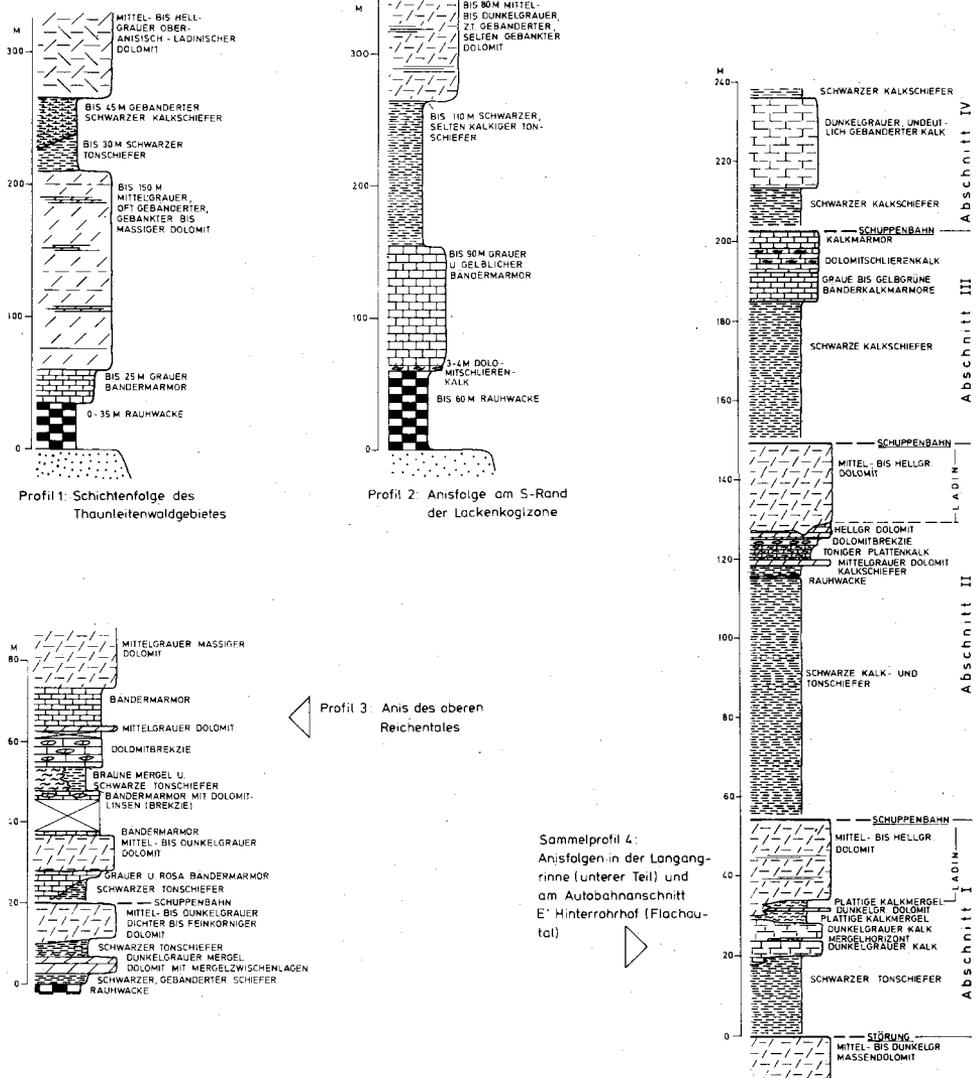


Abb. 3: Spezialprofile der Anisfolgen im Lackenkogimesozoikum; Lage der Profile s. Tafel 3.

d) Recht häufig stößt man auf in verschiedenem Maßstab ausgeprägte, ursprünglich sedimentäre Dolomitbrekzien. Derartige Sedimente mit mittelgrauen Dolomitkomponenten von 10 cm bis 1,5 m Durchmesser in einer Matrix von Bänderkalken findet man in den Teilprofilen 3 und 4 der Abb. 3. Infolge der tektonischen Beanspruchung werden die Dolomitbrocken relativ symmetrisch von der Bänderung des umgebenden Kalkes umflossen und in Richtung dieser Textur geschwängt.

Innerhalb der Fazies des Dolomitschlierenkalkes (s. z. B. TOLLMANN 1958 a, S. 82) findet man dagegen sowohl Dolomitmikrobrekzien der erwähnten Art, allerdings in kleinerem Maßstab (Komponenten 0,5–4 cm Durchmesser) als auch tektonisch zerflossene Dolomitmikrobänken in Bänderkalken.

Was das auf Grund der Kartierung aufgestellte Teilprofil 2 der Abb. 3 anbetrifft, so sind hier die Mächtigkeiten gegenüber den primären Verhältnissen infolge der tektonischen Auswälzung mit Sicherheit stark verändert.

In den anisischen Schichtenfolgen des Taurachtales N' Untertauern (s. Abb. 4) tritt der Anteil an reinen Pyritschiefern gegenüber den Lackenkogprofilen stark zurück. Man findet stattdessen mehr mergelige Kalke, Mergel und Kalkschiefer. Das oben in Punkt c) genannte Charakteristikum relativ mächtiger dolomitischer Partien ist auch hier im höheren Teil der Anisfolgen verwirklicht. Diese Fazies mittel- bis dunkelgrauer Dolomite geht ohne deutliche Grenze in die des helleren Ladinolomits über, so daß damit gerechnet werden muß, daß Teile der dunkelgrauen Bankdolomite bereits ins Ladin einzureihen sind.

3.1.1. Mikrofazies und Mikrofauna

Die mikrofazialen Daten wurden im wesentlichen auf Grund der von FLÜGEL (1978) zusammengestellten Methodik gewonnen, soweit diese für das diagenetisch und tektonisch-metamorph veränderte Material anwendbar war.

Das durch eine Reihe von Schuppenbahnen untergliederte Profil der unteren Langangrinne und des damit zusammenhängenden Autobahnanschnitts im Flachauer Ennstal E' der Rohrhöfe (s. Tafel 2 und Abb. 3, Teilprofil 4, sowie ROSSNER 1976 b, Abb. 2) wurde hinsichtlich der Mikrofazies und Mikrofauna der Kalk-Dolomit-Anteile durchmustert. Wie bei ROSSNER 1976 b (S. 543 u. f.) dargestellt, ist das Mikrofaziesbild des Anis recht einförmig. Vorherrschend sind meist ungeschichtete bis horizontal geschichtete, aus Mikriten hervorgegangene Mikrosparite (i. S. MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEKs 1969), die neben gelegentlich auftretenden feinkörnigen detritischen Quarzen als Komponenten lediglich abgerollte Echinodermenreste (diese dann allerdings z. T. massenhaft [s. Abb. 3 bei ROSSNER 1976 b]) oder seltener Intraklaste bzw. Pelletioide enthalten.

Die Mikrofazies der insbesondere an der Basis der übrigen Anisprofile der Lackenkogtrias (Abb. 3, Teilprofile 1, 2, 3), aber auch innerhalb dieser Folgen auftretenden, allgemein für das Anis recht typischen grauen, gelblichen oder rosa Bänderkalke läßt keine bedeutenden Gegensätze zu den Typen des Langangprofils erkennen. Die ursprüngliche Natur von (durch tonreichere, feinkörnige Lagen) internlaminierten Mikriten (Mudstones nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972) ist deutlich wahrzunehmen. Sie enthalten ebenfalls in geringen Mengen detritischen Quarz und als Komponenten gelegentlich geringe Anteile an Echinodermenbruchstücken (z. B. in Bänderkalken des unteren Rohrgrabens, W' Hinterrohr im Flachautal). Die Sammelkristallisation hat Makro- bis Mikrosparite (nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) geschaffen.

Die Mikrofaziesdaten einiger wichtiger und geeigneter Gesteinstypen aus dem Anisprofil des Brandstattwaldmesozoikums, aufgenommen entlang des Güterweges beim Ebnerlehen (W-Hang des Taurachtales), sind in Abb. 4 (Fig. 1) zusammengefaßt. Vorherrschend sind Mudstones und Wackestones (nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972) mit detritischem Quarz, mit dünnchaligen Muscheln und vor allem mit Echinodermenresten in z. T. sehr guter Erhaltung.

Die tektonische Überprägung insbesondere der Kalke ist z. T. beträchtlich. Das äußert sich im Dünnschliffbereich in den Bänderkalken häufig in einem linear geregelten Calzitgefüge, das makroskopisch in einer scharfen Strömung auf den Schichtflächen in Erscheinung tritt.

Durch Auswalzung der Gesteine (besonders in den Proben des Brandstattwaldprofils, Abb. 4, Fig. 1, zu erkennen) wurde den Kalken eine Paralleltextur aufgeprägt, in die einerseits deformierte Rundkörperchen mit ihren längsten Achsen eingeregelt sind, und die andererseits die widerstandsfähigen Echinodermeneinkristalle umfließt. Mit dieser Plättung ist teilweise eine durch feine Tonlagen nachgezeichnete Druckflaserung verbunden (s. Abb. 4, Fig. 1, Proben El 7, 8; Abb. 6), die auch ältere Kluffüllungen einbezogen hat. Diese wurden bruchlos verbogen und ausgedünnt. Gelegentlich erkennbare Schieferung (besonders in den tonreichen Kalkvarietäten) und Drucksuren ergänzen das Bild der tektonischen Deformation.

Körperlich isolierte Holothurienskerlite (s. ROSSNER 1976 b) zeigen, daß die mergelig-schiefrig-kalkigen Anteile des Langangprofils mindestens bis ins Oberillyr reichen.

3.2. Anisfolgen am S-Rand der Quarzphyllitzone zwischen oberem Enns- und Taurachtal

Im Gegensatz zu den bisher behandelten Anisvorkommen fehlt bei den Profilen am S-Rand der Quarzphyllitmasse i. allg. die stratigraphische Basis. Wegen der unvollständigen Aufschlußverhältnisse wird im folgenden auf mikrofazielle Details verzichtet.

3.2.1. Das Anis des Walchaumesozoikums

Die Mesozoikumshalbinsel im oberen Flachautal E' des Walchauhofes (s. geologische Karte Tafel 1) besteht neben den obligatorischen Rauhwacken fast ausschließlich aus dunkelgrauen Kalkschiefern, schiefrigen Kalken und (z. T. auch hellgrauen) Bänderkalken.

Damit verbunden sind in geringem Umfang hellgraue bis weiße, sehr grobspätige, dolomitische Kalke (mit Styolithen und graphitischen Tonschieferhäutchen) (besonders W' Dachebenalm) sowie hellgraue, gelblich und rötlich getönte Bänderkalk (S' Dachebenalm), hellgraue, gelblich anwitternde, ungebankte und ungebänderte Dolomite (mit Kalk- und Dolomitschiefern; SW' Urbasalm) und mittelgraue zuckerkörnige Dolomite (W' Hochschlägalm), ohne daß sich die lithostratigraphische Position dieser Einlagerungen profilmäßig fixieren ließe.

Die eben erwähnten hellen, grobkristallinen Kalke treten zusammen mit Kalkschiefern und Bänderkalken auch W' des Walchaumesozoikums in einem nur sporadisch bis zur Kesselhütte verfolgbaren Aniskalkzug auf, der dem Quarzphyllit aufliegt und in diesen eingeschuppt ist.

3.2.2. Die tiefere Mitteltrias in der Umrandung des Benzecks

Am Benzeck im Anis dominieren mittel- bis dunkelgraue, hellgrau anwitternde Dolomite mit meist undeutlicher Bankung oder massigem Habitus. Der Zusammenhang mit verschiedenen Schiefer- und Kalkeinlagerungen am E-Hang des Benzecks ist auf Abb. 5 skizziert. Am NW-Fuß des Benzecks ist der primäre Verband durch Schuppung vollständig verwischt.

Einzelheiten können hier mit hinreichender Genauigkeit der geologischen Karte (Tafel 1) in Verbindung mit der Lagerungskarte (Tafel 5) entnommen werden.

Die differenzierte Anisfolge in den beiden Erosionsrinnen W' des Benzeckgipfels (s. Tafel 1) ist stark tektonisch durchgearbeitet.

Wegen der unsicheren Mächtigkeitsverhältnisse lassen sich nur grob folgende Profile (jeweils vom Hangenden zum Liegenden) auführen:

(1) S' Rinne W' des Benzeckgipfels

- Rauhwacke an der Basis des Benzeckgipfel-Dolomitkomplexes
- mittel- bis hellgraue, z. T. massige, z. T. deutlich gebankte Dolomite
- etwas Bänderkalk
- schwarze, kalkfreie Pyritschiefer

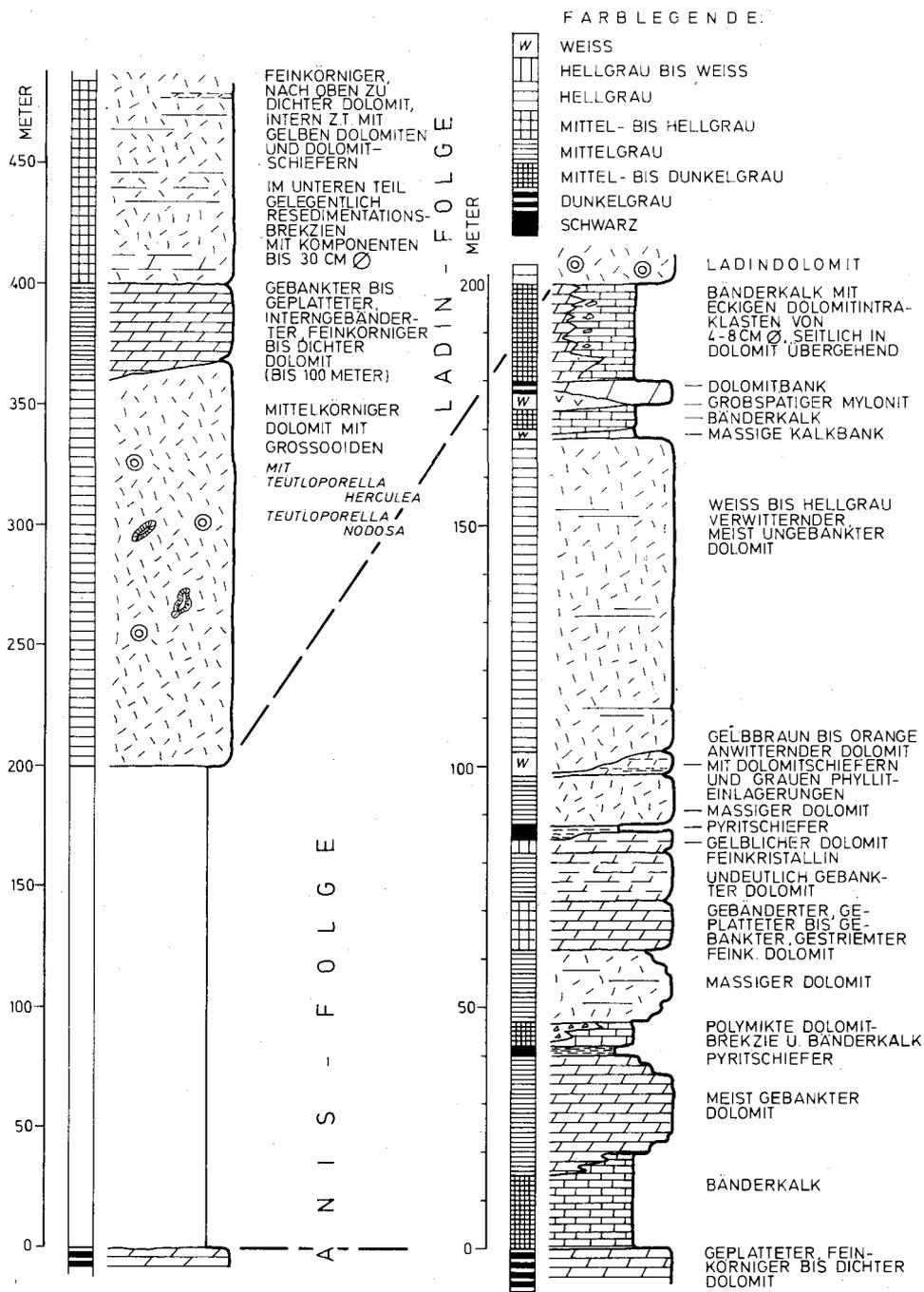


Abb. 5: Anis-Ladin-Schichtenfolge am Benzeck-Nordosthang.

×- hellgrauer bis weißer, weiß anwitternder, feinkörniger bis dichter Dolomit, in den oberen Teilen undeutlich gebankt. In diesem Dolomit liegen im tieferen Teil einige Kalkmarmor- und schwarze Schiefereinlagerungen.

- Schubbahn

- schwarzer und grünlicher, quarzhaltiger Kalkschiefer, im Hangenden auch rotviolett und glimmerstaubig

- geringmächtiger, mittelgrauer Bänderkalk

- massiger, mittel- bis hellgrauer Dolomit

- mittelgrauer, z. T. schwach rötlicher Bänderkalk

+ - grüngrauer und dunkelgrauer, weiß gebänderter Kalkschiefer, z. T. quarzhaltig

- mittelgrauer Bänderkalk mit ausgewalzten Dolomitbrekzienkomponenten, weiter N' mit dunkelgrauem Kalkschiefer an der Basis

- Schubbahn

- Quarzphyllit

In verschiedenen Niveaus sind insbesondere auf der S-Seite der Rinne immer wieder Rauhackenpakete eingelagert, wodurch starke tektonische Komplikationen innerhalb des Profils zu erkennen sind.

(2) N' Rinne NW' des Benzeckgipfels

×- Dolomit wie Schicht ×- in Profil (1) oben

- z. T. etwas Rauhacke

- Schubbahn

- Bänderkalk

+ - schwarze Pyritschiefer, daneben grünliche Kalkschiefer mit rötlichgrauen und dunkelgrauen Bänderkalklagen (entspricht der Schicht + - des Profils (1) oben

- Wechsellagerung von rötlichgrauem Bänderkalk und Dolomit

- rötlichgrauer Bänderkalk

- mittelgrauer, gebänderter und undeutlich gebankter Dolomit

- (auf der N-Seite der Rinne, wahrscheinlich eingeschuppt) etwas Bänderkalk

- Störung

- Rauhacke (tektonisch, mit Quarzphyllit und Dolomitkomponenten)

- Störung

- mittelgrauer Dolomit

- grauer bis gelblicher Bänderkalk, z. T. mit Dolomitlinsen

- schwarzer, kalkfreier Pyritschiefer

- hellgrauer, ungebankter Dolomit (geringmächtig)

- Störung

- Rauhacke

- Schubbahn

- Quarzphyllit

3.2.3. Anisische Gesteinszüge E' des Enns-Pleißling-Tales

Im mittleren und E' Bereich der bearbeitenden Quarzphyllit-S-Randzone beschränkt sich die Lithologie der anisischen Anteile im wesentlichen auf Rauhacken (zum großen Teil auch tektonischen Ursprungs), Bänderkalk, kalkfreie Pyritschiefer und dunkle Kalkschiefer sowie mittel- bis dunkelgraue, z. T. massige, z. T. deutlich gebänderte und gebankte Dolomite (letztere sind z. B. am Hirschkopf vorhanden).

Als Besonderheiten treten hinzu:

(1) hellgraue, dichte, gebankte, gelbbraun anwitternde Dolomite bis Mergdolomite, die mit Dolomitbrekzien vergesellschaftet sind. Man trifft sie nur am E-Ausläufer des Hirschkopfes, ca. 150 m ENE' des Gipfels dieses Berges an (s. geologische Karte Tafel 1). Ein Vergleich mit dem von Brekzien begleiteten gelben Mergdolomit DEMMERS (1962, S. 66-68; tieferer Teil der Anisfolge) liegt nahe.

(2) hellgraue bis weiße, weiß bis gelblich anwitternde Dolomite, in der Schuppenzone an der Basis der Leckriedelscholle WSW' der Oberen Zauchalm. Hierbei handelt es sich höchstwahrscheinlich um einen der hellen Dolomite im oberen Teil des Anisnormalprofils von TOLLMANN (1958 a, S. 82) und damit bereits um Übergangsbildungen zum Ladin.

Während alle Anisfolgen N' des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Kammes (S' des Quarzphyllit-S-Randes) tektonisch völlig aufgelöst sind, tritt am S-Hang des erwähnten Bergzuges wieder eine zusammenhängende, allerdings eintönige anisische Serie aus mächtigen Bänderkalken auf (Verbreitung s. SCHMIDT 1924, Tafel 1). Lediglich im höheren Teil der Bänderkalke ist eine gewisse Differenzierung durch dolomitische Einlagerungen festzustellen. Wie in Kapitel 4. gezeigt werden wird, bewegt man sich dort aber stratigraphisch bereits im Unterladin.

Wie weiter unten noch dargelegt wird, gehört die Anisfolge am E-Hang des Benzecks (Abb. 5) und die Bänderkalkfolge gleichen Alters S' des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Kammes zu ein und derselben tektonischen Einheit. Der Übergang zwischen diesen faziell so unterschiedlichen Zonen ist leider nicht erschlossen, sondern liegt unter dem Schutt und den Talauffüllungen des oberen Flachautals verborgen.

3.3. Fazieszonierung

Für die über der einheitlichen Rauhwackenunterlage (Äquivalente der Saalfeldener Rauhwacke) folgenden Schiefer-Kalk-Dolomit-Suiten des Anis (und des Unterladin) hat TOLLMANN (1957, 1958 a und b) zwei unterschiedliche Faziesbezirke herausgefunden, was später durch DEMMER (1962) bestätigt wurde.

Die ihrem ursprünglichen Sedimentationsbereich nach N', dunkle Fazies zeigt als Charakteristika erstens mächtige, gebankte, dunkelgraue Dolomite im Oberanis mit allmählichem Übergang in an der Basis ebenfalls dunkle Ladindolomite, zweitens darunter lagernde dunkle Schiefer bedeutender Mächtigkeit und drittens einen hohen Anteil an Bänderkalken über den basalen Rauhwacken (TOLLMANN 1958 a, S. 82 und 94, DEMMER 1962, S. 75). Die dunkle Fazies ist im größten Teil der Lantschfelddecke und in N' Teilen der Pleißingdecke verbreitet, während die S' Fazies vor allem in den S' Teilen der Pleißingdecke zu finden ist.

Die helle, S' Faziesentwicklung des Anis ist in einem sehr differenzierten Normalprofil bei TOLLMANN 1958 a (S. 82) zusammengefaßt, das von DEMMER (1962) noch etwas modifiziert wurde.

Durch Vergleich mit Spezialprofilen aus den zentralen (Pleißinggruppe) und W' Radstädter Tauern konnte gezeigt werden (ROSSNER 1976 a, S. 291–292), daß die Fazies der Anisprofile des Lackenkogel-, Brandstattwald- und Lackengutmesozoikums der dunklen Entwicklung bzw. einer der dunklen Fazies stark angenäherten hellen Entwicklung (Reichentalprofil, Abb. 3, Teilprofil 3) zuzuordnen ist.

Das Vorherrschen von dunklen Kalkschiefern und Kalken im Walchaumesozoikum legt ebenfalls eine fazielle Verbindung zu den dunklen Anisfolgen nahe.

In den Anisprofilen am Benzeck, insbesondere im Profil des NE-Hangs (s. Abb. 5), ist der Umfang der Schiefer- und Kalkschieferanteile geringer als bei den Profilen im engeren Rahmen der Quarzphyllitdecke. Es herrschen vor allem im höheren Teil helle Dolomite vor, von denen z. B. der gelbbraun anwitternde Dolomit bei Profilmeter 100 (Abb. 5) mit dem höheranisischen Mergeldolomit DEMMERs (1962, S. 66–67) aus seiner zum hellen Faziesbereich gehörigen Serie parallelisiert werden kann. Über einem zwischengeschalteten, brekzienhaltigen Kalkmarmorband setzt dann mit scharfer Grenze der „Diploporendolomit“ des Ladin (s. unten) ein. Diese Merkmale und die Ähnlichkeit mit dem ebenfalls zur hellen Fazieszone gerechneten, dolomitreichen, mächtigen Anisprofil der Lantschfelddecke im Twenger Wandzug (TOLLMANN 1960) sind deutliche Hinweise auf eine Zugehörigkeit zur hellen Faziesentwicklung.

Für die oben skizzenhaft wiedergegebenen Anisprofile W' des Benzeckgipfels weisen geringer Umfang der Schiefermächtigkeiten (s. geologische Karte Tafel 1) und hohe Anteile an mittel- bis hellgrauen Dolomiten ebenfalls auf die helle Fazies hin.

E' des Enns-Pleißing-Tales (S' des Quarzphyllitrandes) sind kritische Merkmale für den Faziescharakter kaum zu erkennen, sieht man von den Mergeldolomiten und Dolomitbrekzien am E-Kamm des Hirschkopfes ab (s. oben), die als Anklänge an die helle S' Fazies gewertet werden könnten.

Die Folge S' des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Kammes mit mächtigen Bänderkalken und darin im Hangenden eingelagerten Dolomitschlierenkalken läßt sich gut mit dem Normalprofil TOLLMANN'S (1958 a) für die helle Entwicklung korrelieren.

3.4. Sedimentationsmilieu (Versuch einer Faziesinterpretation) und Faziesvergleiche

Zur Beurteilung des Sedimentationsmilieus der dunklen Anisfazies sind folgende Einzelheiten anzuführen.

Die vom Langangprofil im Lackenkoglmesoikum zur Verfügung stehenden sedimentologischen Details (s. oben Kapitel 3.1 sowie Abb. 3, Teilprofil 4 und ROSSNER 1976 b, S. 544) ließen das Vorwalten von fossilarmen, sterilen, tonhaltigen Kalkschlammsedimenten aus schlecht durchlüfteten Becken mit praktisch fehlender Bodenströmung erkennen. Verstärkt wird dieser Eindruck durch die Zwischenschaltung pyritreicher und bituminöser schwarzer Schiefer und Kalkschiefer. Auffällig sind gelegentlich vorhandene embryonale Hornsteinbildungen.

Das Anisprofil des Brandstattwaldmesozoikums zeigt in den tieferen Abschnitten ähnliche Einzelheiten (s. Kapitel 3.1. und Abb. 4, Fig. 1, Proben El 1 bis 6).

Als Environment der Entstehung der Kalk-Kalkschiefer-Mergel-Schiefer-Fazies ist wegen des Auftretens von Echinodermen sicher ein voll marines Milieu anzunehmen. Die durch meist laminierte und relativ dünn-schichtige, z. T. biogenhaltige Calcilitute (Aphanite) repräsentierten Bänderkalke der Profile von ROSSNER 1976 b, Abb. 2, sowie von Abb. 4, Fig. 1, aber auch von Abb. 3, Teilprofile 2 und 3, und Abb. 4, Fig. 2, vorliegender Abhandlung weisen weiterhin zusammen mit den in den Abfolgen enthaltenen pyritischen dunklen Schiefen und Kalkschiefern auf den unterhalb der Wellenbasis liegenden Ablagerungsbereich des tieferen Schelfhanges im Sinne der Zone x des IRWIN-Modells (s. SELLEY 1976, S. 134–135) hin.

Allerdings fehlt ein zu erwartender Anteil an gut erhaltenen pelagischen Faunen (s. SELLEY 1976, S. 222), wenn man nicht gelegentlich vorhandene dünne Schalenreste in Betracht zieht, oder aber die Kieselkondretionen in zwei Abschnitten des Langangprofils als umkristallisierte Radiolarien deutet und diese Biogene als Anzeichen der dem erwähnten Sedimentationsbereich zugehörigen Fauna wertet. Der z. T. gut gerundete Echinodermendritus ist als Einschaltung allodapischen Materials, geschüttet von höheren Zonen des Schelfes mit geringerer Tiefe, zu betrachten. Die Armut an autochthonen Fossilien geht möglicherweise auf ein schwach reduzierendes Milieu zurück, wofür auch die immer wieder feststellbaren Pyritgehalte Anzeichen liefern.

Die innerhalb der erwähnten Profile festgestellten Dünnschliffmerkmale der Kalkeinlagerungen entsprechen andererseits im wesentlichen dem Standardmikrofaziestyp 3 nach WILSON 1975 (S. 64, pelagische Kalk-Mudstones; s. auch Mikrofazies bei Abb. 4, Fig. 1), wobei sich wiederum die Problematik einer sehr stark unterrepräsentierten „autochthonen“ Fauna ergibt (s. oben).

Zusammen mit Mergeln und Schiefen weist dieser Mikrofaziestyp in Richtung auf die Standardfazieszone 1 B (Beckenfazies mit euxinischem Charakter in miogeosynklinalen Räumen, s. WILSON 1975, S. 354), wenn vielleicht auch nicht vollständig pelagische Verhältnisse verwirklicht waren.

Die meist gut und ebenflächig geschichteten und oft laminierten, z. T. mit Tonschieferhäutchen versehenen dunklen Kalke unserer Profile mit Mudstone- bis Wackestonecha-

rakter (im Sinne DUNHAMS 1962, EMBRY & KLOVANS 1972) und eingeschütteten Echinodermenbioklasten entsprechen dagegen mehr der Standardfazieszone 3 (Rand des Tief-schelfes, WILSON 1975, S. 356). Die an verschiedenen Stellen erkennbaren Einlagerungen von z. T. sehr großen Dolomitmikrobrekzienkomponenten sind mit den exotischen Blöcken dieser Fazieszone zu vergleichen (s. WILSON 1975, S. 26 und S. 75).

Was die schiefrig-mergelig-kalkigen Anteile der dunklen Anisfazies im Bereich der Quarzphyllitdecke betrifft, so muß also eine Sedimentation im Übergangsbereich Schelfhang-Becken bzw. auf tiefern Teilen des Schelfhangs nach WILSONs Standardfazieszonen mit Tiefen zwischen 30 und 300 m (WILSON 1975, S. 354 und 356) angenommen werden.

Diese Deutung erhält z. B. durch die aus der Quarzphyllitdecke des Twenger Wandzuges erwähnten anisischen Hornsteinkalke (s. TOLLMANN 1960, S. 122) weitere Unterstützung. Bei SARNTHEIN (1967) klingen schließlich für seiner Meinung nach allerdings noch ladinische Profilanteile unter der Wettersteindolomitentwicklung der Tarntaler Berge ganz ähnliche paläogeographische Vorstellungen an.

In der hellen Fazies TOLLMANNs (1958 a) ist mit Sicherheit ebenfalls ein Teil der Sedimente in einem vollmarinen Milieu größerer Tiefe entstanden, wie etwa das Vorkommen von Hornsteinknollen im Dolomitschlierenkalk zeigt. Dies wollte TOLLMANN (1958 a, S. 82) auch durch die Vergleiche der Kalkanteile seines Normalprofils heller Fazies mit der Gutensteiner und Reiflinger Fazies andeuten (s. weiterhin TOLLMANN 1974, S. 186). Doch dürfte sich insbesondere im höheren Teil der Normalabfolge in Form des Trochitendolomits ein verstärkter Flachwassercharakter bemerkbar machen. Ein solches Milieu ist schließlich auch für korallen- und crinoidenführendes Anis der Pleißingdecke E' Tweng anzunehmen (TOLLMANN 1960, S. 122).

Der Gegensatz dunkle – helle Fazies ist also vor allem auf Unterschiede in der Bathymetrie des Ablagerungsraumes durchzuführen.

Als Vergleichsobjekte mit der tieferen Mitteltrias der Nordkalkalpen kommen für die Tiefwasserfazies der oben beschriebenen Profile nur die anisisch-ladinischen Beckenfaziesentwicklungen der Gutensteiner Schichten und der Reiflinger Schichten in Frage. Doch muß gleich betont werden: die Korrelationsmöglichkeiten sind gering. Für die Bänderkalke über den Rauhewacken könnte man noch eine Verbindung zu den ebenflächig gebankten Gutensteiner Kalken ziehen, doch ist die Mikrofazies nur relativ schlecht vergleichbar (Fehlen von pelagischer Fauna; vgl. FLÜGEL & KIRCHMAYER 1963, SUMMESBERGER & WAGNER 1971). Die z. T. bedeutenden Schiefereinlagerungen in höheren Teilen der meisten Profile von Abb. 3 und 4 lassen dann allerdings kaum mehr Parallelisierungen mit den Gutensteiner oder Reiflinger Schichten zu.

In den Druckflaserungserscheinungen der Proben E1 7 und 8 (Abb. 4, Fig. 1) kann man Anzeichen einer Knollenkalkbildung sehen, wie sie in der Reiflinger Fazies bzw. der Knollenkalkserie des oberen Alpenin Muschelkalks (s. BECHSTÄDT & MOSTLER 1974; KUBANEK 1969). Einige Merkmale, wie die Einbeziehung von frühdiagenetisch entstandenen Kalzitkluffüllungen in die Flaserung (s. KUBANEK 1969, S. 148 u. f.) oder gewisse mikrofaziale Ähnlichkeiten der Kalkknollen des oberen Alpenin Muschelkalks mit dem Mikrobild unserer Gesteine, zeigen durchaus Parallelen auf.

Bestehen schon bei den kalkig-schiefrigen Abfolgen nur beschränkte Vergleichsmöglichkeiten zu den nordkalkalpinen Anisfaziesausbildungen so sind solche für die dolomitreichen Profile sowohl der dunklen als auch der hellen Faziesentwicklung unseres Raumes kaum mehr möglich.

Auf Grund der insgesamt gegenüber den Nordkalkalpen deutlich abweichenden Entwicklung der Anisprofile der N' Radstädter Tauern erhält die Fazies der unteren Mitteltrias im weiteren Bereich des bearbeiteten Raumes eine gewisse eigenständige Stellung, die für das Unterostalpin zumindest der Radstädter Berge kennzeichnend ist.

3.5. Gesteinstypen der Kartierung

Die geologischen Karten (s. Tafeln 1, 11, 12; Abb. 52) wurden nach lithologischen Merkmalen angefertigt.

Zu den Gesteinstypen der Karten sind folgende Erläuterungen notwendig:

a) Bei den Gesteinen, die früher als „Pyritschiefer“ zusammengefaßt wurden, erfolgte außer der Unterscheidung von verschiedenen alten Schiefen (karnischen und anisischen) eine Auftrennung in kalkfreie bis kalkarme und kalkhaltige Varietäten (Kalkphyllite und -schiefer). In der Gruppe kalkhaltiger Gesteine sind auch (bräunlich gefärbte) mergelige Typen eingeschlossen.

b) Unter den Begriffen Kalkmarmor und Bänderkalk sind verschiedenfarbige (graue, rosa, gelbe, grünliche), \pm sammelkristallisierte und meist gut geschichtete Kalkgesteine, die gelegentlich auch höhere Tonanteile besitzen können, und die Dolomitschlierenkalke zusammengefaßt.

4. Ladin

Die oben erläuterte Faziesdifferenzierung des Anis in einen hellen und einen dunklen Faziesbereich nach TOLLMANN (1958 a) setzt sich in den zentralen Radstädter Tauern im unteren Ladin noch fort. Es sei hier gleich vorweggenommen, daß dies im Unterladin des Lackenkogel-, Brandstattwald- und Lackengutmesozoikums nicht der Fall ist.

In vertikaler Richtung lassen sich außerdem im Ladin der zentralen Radstädter Tauern zwei auch lithologisch unterschiedliche Abteilungen unterscheiden, die von TOLLMANN 1958 a mit Wettersteindolomit (Unterladin) und „Partnachschiechten“ (Oberladin) bezeichnet wurden.

Obwohl TOLLMANN seine Nomenklatur auch 1963 b verteidigt, sind gegen die Bezeichnung „Partnachschiechten“ für die oberladinischen Gesteine zwei prinzipielle Einwände geltend zu machen. Erstens bilden Partnachschiechten als Beckensedimente in ihrem Hauptverbreitungsgebiet, den W Nordkalkalpen, ausschließlich das *Liegende* des Wettersteinkalkes (bzw. -dolomites) (s. zusammenfassende Darstellung bei BECHSTÄDT & MOSTLER 1974, 1976, und TOLLMANN 1976). Zweitens ist noch ungeklärt, ob es sich bei diesen dunklen, kalkig-dolomitisch-schiefrigen Serien TOLLMANNs wirklich um Oberladin handelt. *Diplopora annulata* tritt nämlich nicht nur im Unterladin (TOLLMANN 1958 a, S. 89), sondern nach OTT 1972 b auch im Oberladin auf, und somit impliziert das Vorhandensein dieser *Dasycladacee* im obersten Wettersteindolomit nicht notwendigerweise die Existenz von Oberladin.

Statt der Gliederung TOLLMANNs wurde hier eine neutrale Unterteilung in verschiedene Faziestypen erarbeitet und verwendet.

Lithostratigraphisch weitestgehend gesicherte Abfolgen sind in den Profilen auf Abb. 3, 4 und 5 sowie bei ROSSNER 1976 b, Abb. 2, graphisch dargestellt.

4.1. Das Ladin des Lackenkogelgebietes

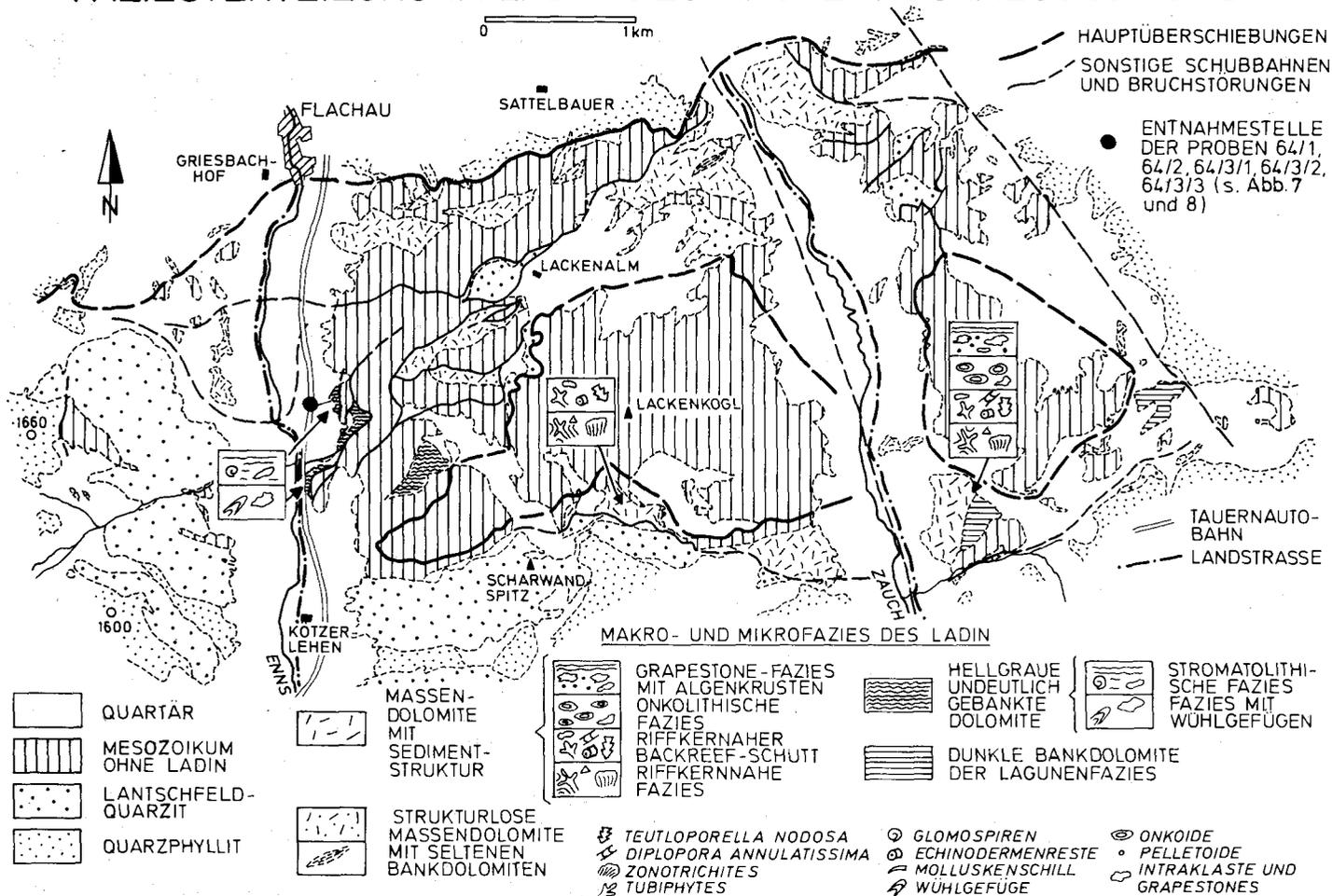
Wie 1976 (ROSSNER 1976 b) ausgeführt, lassen sich im Lackenkogelmesozoikum grob drei Makrofaziestypen unterscheiden.

Die Verbreitung dieser im folgenden näher beschriebenen Typen ist der Abb. 6 zu entnehmen.

4.1.1. Massige Fazies ohne sedimentäre Internstruktur

Diese mittel- bis hellgrauen, „zuckerkörnigen“, intern ungeschichteten Massendolomite, die nur selten \pm deutliche Bankung erkennen lassen (z. B. im unteren Reichental, SE Sattelbauer) liegen als Dolosparite (im Sinne von MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) vor.

FAZIESVERTEILUNG IM LADIN DES LACKENKOGLMESOZOIKUMS



Sie repräsentieren möglicherweise eine bis zur völligen Unkenntlichkeit veränderte Riffkernfazies, die makroskopisch mit dem Ramsaudolomit BÖSES (1895, s. auch TOLLMANN 1976) vergleichbar ist.

4.1.2. Massige und geschichtete, hellgraue Dolomitfazies

Diese Entwicklung ist am besten im engeren und weiteren Rahmen des oben erwähnten (s. Abb. 3, Teilprofil 4) und vor allem bei ROSSNER 1976 b (S. 543 u. f. sowie Abb. 2) genauer beschriebenen Langangprofils E' der Rohrhöfe im Flachautal zu studieren. Über der in höheren Teilen vorwiegend kalkig-dolomitischen Anisfolge lagern mittel- bis hellgraue, z. T. undeutlich gebankte Dolomite. In deren basalen Teilen lassen sich nur diagenetisch entstandenen Brekzienstrukturen erkennen. Erst das Auftreten von Bioklasten (Schill, Echinodermerreste) und Intraklasten in höheren Abschnitten der Ladindolomite (s. ROSSNER 1976 a, Abb. 2) kann als Hinweis auf jene Schuttfazies gewertet werden, die der Riffazies der Wettersteinentwicklung zeitlich und räumlich vorausgeht, auch wenn keine typischen Riffossilien auftreten. Bioturbate Gefüge lassen noch das Grundmilieu der anisischen Beckensedimentation, im Gegensatz dazu aber mit deutlich besserer Durchlüftung des Bodenwassers erkennen.

Unterschiede zu den eben beschriebenen Gesteinen zeigen sich dann in der Fazies von feinkörnigen Dolomiten, die in einer kleinen Wand zwischen der Langangrinne und der nächsten, N' folgenden Bachrunse aus dem Schutt des E' Talhanges auftauchen. Sie sind äußerlich undeutlich, intern deutlich geschichtet und wittern gelblich bis hellrötlichbraun an.

Einen wesentlichen Mikrofaziestyp repräsentieren (primär) aphanitreiche Intrapelarenite mit wenigen Biogenen (Schalenreste und einzelne umgelagerte Glomospiren, s. unten), die als Hauptmerkmale in ss liegende laminare Fenstergefüge vom Typ LF-A (s. MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) erkennen lassen.

Interne Sedimentanlagerungen in diesen Kleinhöhlen und in Biogenresten liefern Geopedalgefüge, die eine aufrechte Lagerung des Gesteins in dem beschriebenen Aufschluß beweisen.

Die Beschreibung der Mikrofazies folgte hier wie auch im folgenden, soweit nicht anders angegeben, den Vorschlägen von MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969.

Es handelt sich bei den zuletzt charakterisierten Sedimenten offensichtlich um ehemalige Stromatolithe, wobei durch sedimentbindende Algenmatten das Pelletoid-Intraklast-Material festgehalten wurde (Bindstone nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972).

Bei den Intraklasten und Pelletoiden liegt möglicherweise aufgearbeitetes Algenmaterial vor. Die LF-A-Gefüge können auf periodisches Trockenfallen und Schrumpfen des Sediments bei Austrocknung zurückgeführt werden (BAUER 1970, S. 204 u. f.), so daß man den Entstehungsbereich im Intertidal einer flachen Lagune suchen kann (s. auch TOSCHEK 1968, S. 221 u. f., Faziestyp 3).

Eingelagert sind in diese Stromatolithe bis (im Durchmesser) 1 cm große, dunkle, eckige scharf begrenzte Intraklaste (bei der Ablagerung schon weitgehend verfestigt!) von aphanitreichem spatithaltigem Formaniferen-Pelletoid-Arenit mit seltenen Schalenresten (Packstone nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972, s. auch Mikrofoto Abb. 7).

Die Foraminiferenfauna enthält:

Glomospira aff. gemerica (SALAJ) (s. Abb. 8 a bis d)

Glomospira sinensis HO (s. Abb. 8 e)

Glomospirella cf. shengi HO (s. Abb. 8 f)

und bestätigt das ladinische Alter der Gesteine.

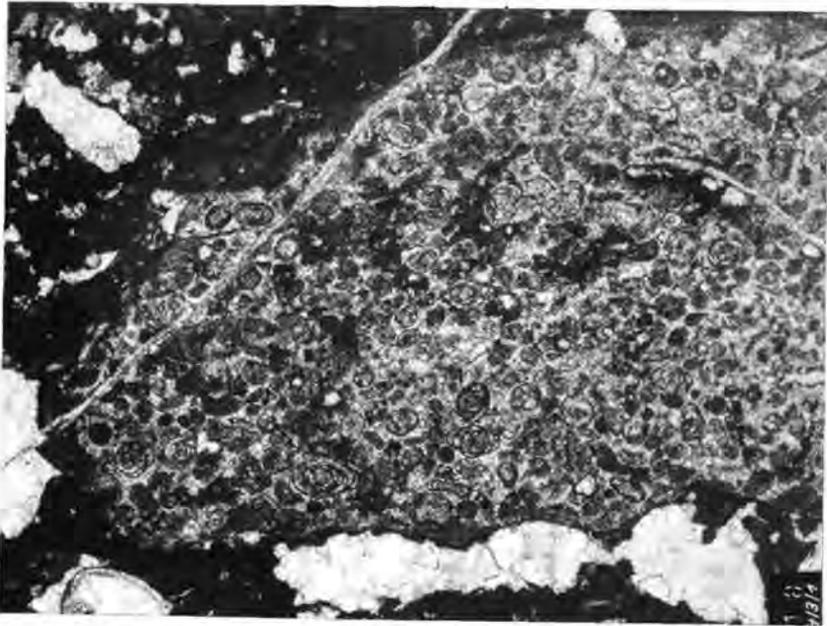


Abb. 7: Intraklast aus Foraminiferen-Pelletoid-Arenit in Ladindolomit. – Probe 64/3/1, Entnahmestelle s. Abb. 6; Schnitt – ss; Vergrößerung 20x.

Herr Dr. W. RESCH (Innsbruck), der die Bestimmung der Foraminiferen freundlicherweise übernahm, fügte folgende Bemerkung bei: „*Glomospira* aff. *gmerica* ist für typische Vertreter dieser Art im vorliegenden Material zu klein (durchschnittliche Größe ca. 0,3–0,4 mm, also nur etwa halbe sonst übliche Größe), obwohl die Windungszahlen auch im oszillierend gebauten Gehäuse mit *gmerica* übereinstimmen. Ähnliche kleinwüchsige Formen liegen mir aus der Mitteltrias des Drauzuges vor.“

Nach dem Lebensraum der *Glomospiren* im etwas tieferen Subtidal (nach BECHSTÄDT & BRANDNER 1970 unterhalb von 30 m) müssen die foraminiferenhaltigen Resedimente durch Aufarbeitung aus einer tieferen Zone hergeleitet werden, als die umgebenden Stromatolithenbildungen anzeigen. Es kommen nur kleinere Becken in einer Lagune (z. B. im riffnahen Backreefbereich einer Wettersteinkalkentwicklung) in Frage. Allerdings konnten die zugehörigen Ablagerungen nicht gefunden werden, obwohl sie wegen des schlechten Rundungsgrades der Intraklaste in nicht allzu großer Entfernung gesucht werden müßten.

Obwohl die Übergangsbildungen zwischen den älteren Ladinsedimenten des benachbarten Langangprofils und der zuletzt geschilderten Flachwasserfazies (wohl höher ladinisch, vgl. auch das bevorzugte Auftreten der äquivalenten Fazies des Faziestyps 3 bei TOSCHEK 1968 im höheren Ladin) tektonisch beseitigt sind, weist der allgemeine Trend der Faziesentwicklung auf eine zunehmende Verflachung des Sedimentationsbeckens in dem hier behandelten Raum vom Liegenden zum Hangenden hin. In anderen Bereichen (s. unten) war diese Entwicklung mit der Ausbildung eines Wettersteintriffalkes oder damit eng verknüpften Fazies verbunden.

Alle beschriebenen Sedimente sind zu Dolomakrospariten (die foraminiferenhaltigen Intraklaste infolge eines erhöhten Ton- und Bitumengehaltes zu feiner körnigen Mikrospariten; vgl. BAUSCH 1968) umkristallisiert.

Vergleichbar mit der in diesem Kapitel beschriebenen Ausbildung ist die des Ladindolomits am E-Hang des Flachauer Ennstales E' Hinterrohr bei der Jagdhütte (Tafel 1 und Abb. 6), nur daß dort die Bankung relativ deutlich in Erscheinung tritt.

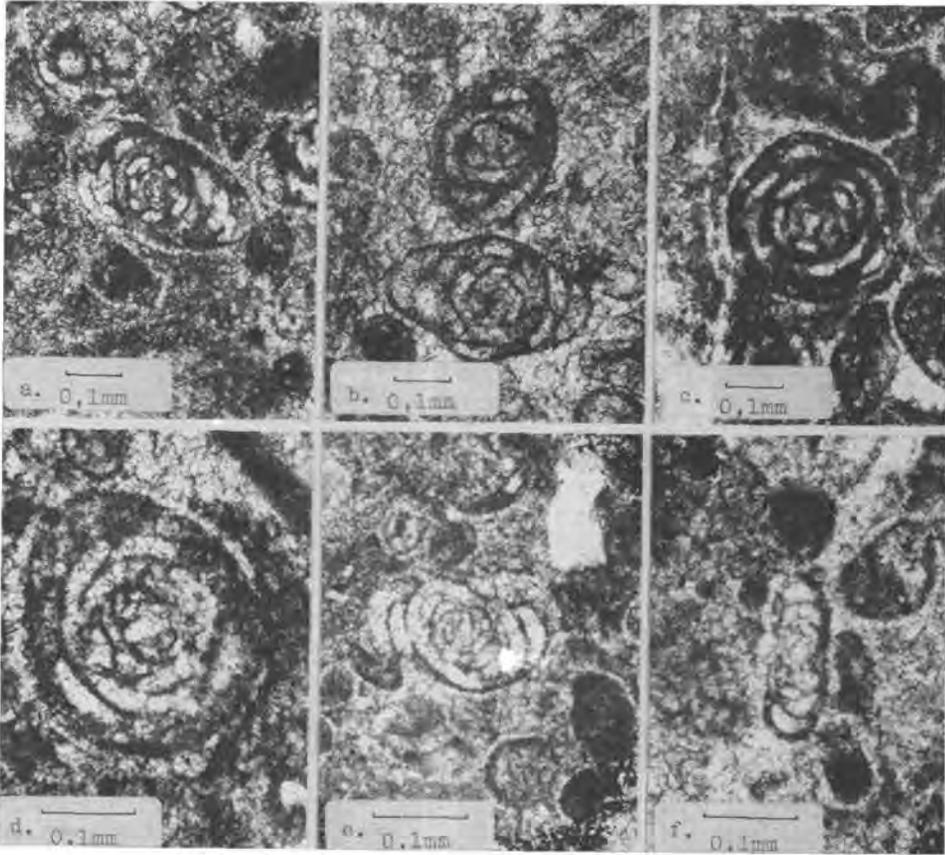


Abb. 8: Mikrofotos von Foraminiferenschnitten aus Intraklasten der in Abb. 7 gezeigten Art. – Ladindolomite vom E-Hang des Flachtales E' Vorderrohr, Entnahmestelle der Proben 64/1/1, 64/1/2, 64/1/3 s. Abb. 6.
 a, b: Achsialschnitte von *Glomospira* aff. *gemerica* (SALAJ)
 c, d: Äquatorialschnitte von *Glomospira* aff. *gemerica* (SALAJ)
 e: *Glomospira sinensis* HO
 f: *Glomospirella* cf. *shengi* HO
 Fotos: Dr. RESCH, Innsbruck

4.1.3. Wettersteindolomitfazies

Hierunter sind mittel- bis hellgraue, massige, in stratigraphisch höheren Anteilen auch gebankte (z. B. bei der Eisenhofalm) Dolomite z. T. mit Großooiden zusammengefaßt (Verbreitung s. Abb. 6).

1976, (1976 b, S. 547 u. f.) zeigte der Verfasser das Vorhandensein von drei Mikrofaziestypen innerhalb dieser Gesteinsserien. Es sind dies:

(a) ruditische biogen-(Tubiphyten, Schalenreste, Algenreste, Echinodermenbruchstücke)haltige bis -reiche und ruditische bis arenitische intraklastführende oder -haltige Spatite mit wenig Pelletoiden und meist wenig Aphanit (in Zwickelräumen zwischen den Biogenen), die heute als einheitlich umkristallisierte Dolomakrospatite vorliegen. Einzelne Intraklaste können als Lumps angesprochen werden.

Unter diesem Oberbegriff lassen sich wiederum zwei Typen unterscheiden:

(alpha) Packstones oder auch Rudstones (nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972), also Karbonate mit allochthonen Komponenten.

(beta) Framestones (nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972), aus kolonienbildenden Organismen mit dazwischen lagernden Schutt (autochthone Karbonate; s. Abb. 4 a, b bei ROSSNER 1976 b).

In beiden Untertypen tritt *Tubiphytes obscurus* MASLOV als charakteristische Komponente auf. Unter den in Typ (alpha) enthaltenen Dasycladaceen wurden bestimmt (det. E. FLÜGEL):

Diplopora cf. annulatissima PIA

und *Teutloporella cf. nodosa* (SCHAFHÄUTL) PIA.

Letztere deutet auf den Übergangsbereich Riffkern – riffnahe Lagune hin (Zone D bis E nach OTT 1972 a). Schließlich sind in dieser Vergesellschaftung auch seltene Schwammreste vertreten (s. ROSSNER 1976 b, Abb. 4 c). Das Gefüge ist häufig durch laminare Fenstergefüge vom Typ LF-B-II (s. MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) gekennzeichnet.

Vergleichbar ist diese Entwicklung insgesamt mit der Riffschuttfazies des Salvatoredolomits der W^o Südalpen (ZORN 1972; dort z. T. andere Dasycladaceenarten).

Im Zusammenhang mit dem Typ (beta) kommen schließlich kleine Algenkolonien vor (? *Zonotrichites* sp.). Die Ökologie entspricht hier bereits einer Riffkernentwicklung (Zone D nach OTT 1972 a). Der Zwischenraum zwischen den Gerüstbildnern enthält etwas Intra-klast- und Pelletoidmaterial, die verbleibenden großen Hohlräume sind durch Großoide erfüllt.

Nach dem Auftreten der genannten Dasycladaceen ist diese Entwicklung (a) (zusammen mit der unter Typ (b) charakterisierten) ins Oberillyr bis Fissan einzuordnen (s. OTT 1972 b) und als tieferer Wettersteinriffdolomit zu bezeichnen (nach OTT 1972 b, TOLLMANN 1976, S. 119–120).

(b) Der Typ (b) ist in den Aufschlüssen am S-Rand des Lackenkogelgebietes besonders im Hangenden der Dolomitmassen zunehmend mit der Entwicklung (a) verbunden. 1976 (ROSSNER 1976 b) wurde hier von Onko-Rudo- bzw. Onko-Intraklast-Rudo-(z. T. auch Areno-)spariten gesprochen.

Genau betrachtet lassen sich auch hier zwei Untertypen unterscheiden:

(alpha) Dieser Untertyp umfaßt Faziesbilder mit vorherrschendem Onkoidgehalt (Näheres zu den Onkoiden s. ROSSNER 1976 b, S. 548). Wie in der onkolithischen Fazies des Salvatoredolomits (ZORN 1972, S. 130) ist auch bei Untertyp (alpha) eine Ablagerung in flachen Untiefen mit bewegtem Wasser innerhalb einer Lagnue anzunehmen, wobei die Turbulenz hier aber, wie ein geringer Mikritgehalt in Zwickelräumen anzeigt, nicht allzu groß war (dies trifft auch für die folgende Ausbildung zu).

(beta) Ein Überwiegen des Intraklastanteils kennzeichnet diese Unterfazies (s. Abb. 9). Einzelne Lumps zeigen Übergänge zur Grapestonefazies ZORNs (1972, S. 131) an.

Kennzeichnend für beide Subfazies sind ein geringer Gehalt an Gastropodenbruchstücken (s. Abb. 9) sowie Hohlraumgefüge vom Typ LF-B-II (nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969).

(c) Im Hangenden von (b) treten dann E' des Zauchtales zunehmend gebankte, spatitisch gebundene, vorwiegend arenitische Dolomite mit Cyanophyceenkrusten und laminaren Fenstergefügen vom Typ LF-A (nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) (ss nachzeichnend) und dem Typ LF-B-II in Erscheinung (s. z. B. Abb. 10).

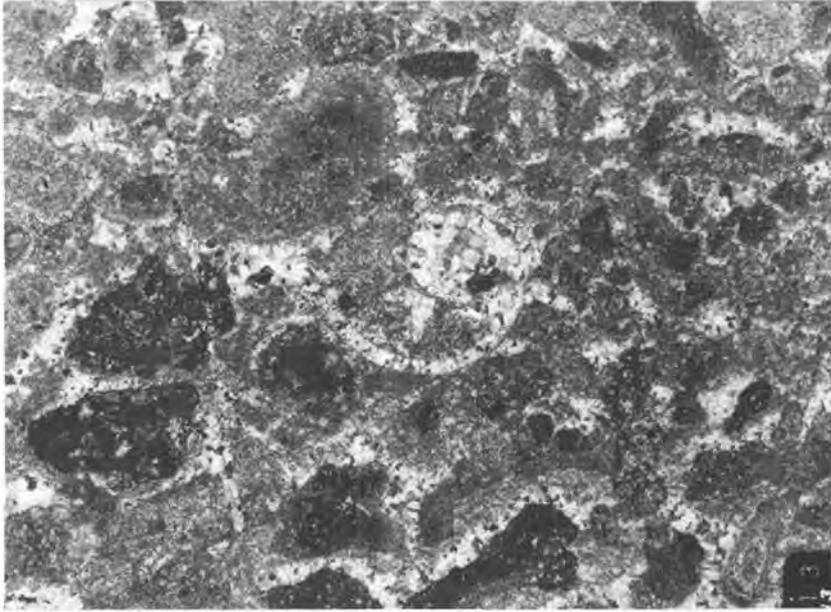


Abb. 9: Dolo-Onko-Intraklast-Rudo-Sparit mit Gastropodenquerschnitt. – Wettersteindolomitfazies des Ladin, Mikrofaziestyp (b) (beta) (Intraklast-Onkolith-Fazies); Probe Li/3, Entnahmestelle: Forststraße am E-Hang des Zauchtales, 1,2 km SW Eisenhofalm (s. Tafel 1); Vergrößerung 8.1x.

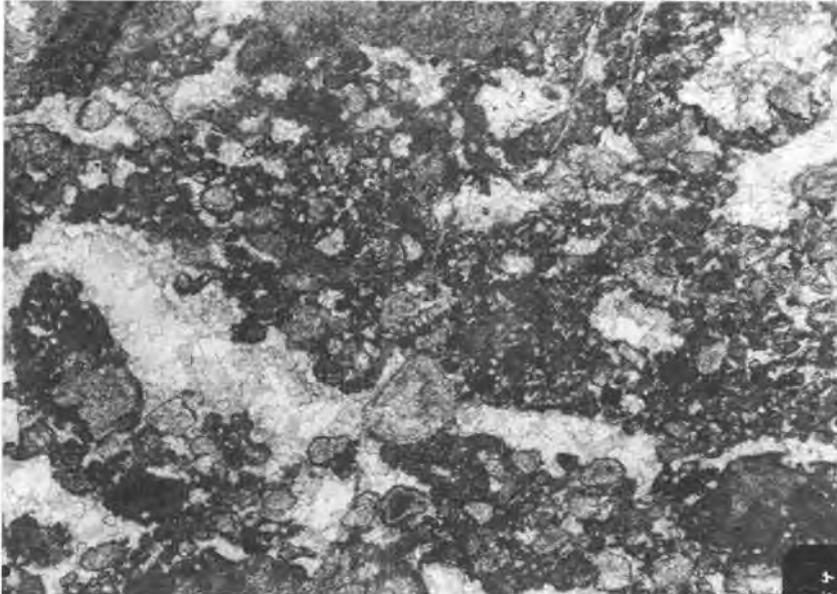


Abb. 10: Dolo-Intra-Bio-Areno- bis -Rudo-Sparit. – Wettersteindolomitfazies des Ladin, Mikrofaziestyp (c); Probe Li/4, Entnahmestelle wie Abb. 9.

Die groben Komponenten werden durch Intraklaste und Lumps (z. T. aufgearbeitete Algenkrusten), die feineren durch nicht näher bestimmbare Pellettoide vertreten. Die Sortierung ist schlecht. Organische Reste finden sich außer Foraminiferen kaum. All diese Erscheinungen passen recht gut in das Gesamtbild der Grapestonefazies ZORNs (1972), die bereits eine echte, seichte Lagunenentwicklung mit geringer Turbulenz des Ablagerungsmediums repräsentiert. Große Bedeutung für den Sedimentationsmechanismus haben die Algen (BAUER 1970, S. 205–206; ZORN 1972, S. 132).

Zusammenfassend lassen also Art und Anordnung der Mikrofazies folgenden Trend erkennen: Reste einer Riffkernfazies (Mikrofaziestyp (a) (beta); Bereich D nach OTT 1972 a) gehen in eine lagunenseitige Backreefschutfazies (Mikrofaziestyp (a) (alpha)) über (vgl. Riffschutfazies bei ZORN 1972, Abb. 2 und Zone E nach OTT 1972 a) und vergesellschaften sich zum Hangenden der Dolomite in zunehmendem Maße mit einer riffnahen Lagunenfazies (Onkolithfazies, Mikrofaziestyp (b), vgl. ZORN 1972, Abb. 2, TOLLMANN 1976, S. 111, Faziestyp D 1), bis schließlich die charakteristischen gebankten Sedimente einer seichten Lagune (Typ Grapestonefazies des Salvatoredolomits nach ZORN 1972) das Faziesbild vollständig ändern. Stellenweise, wie etwa E' der Eisenhofalm treten innerhalb der letztgenannten Fazies sogar gebänderte Sedimenttypen in Erscheinung, wie sie für die rifferne Lagune kennzeichnend sind.

Man kann diese Abfolge auch in der Wettersteinkalkfazies besonders der W' Nordkalkalpen immer wieder beobachten (s. TOLLMANN 1976, S. 98 und 106).

So zeichnet sich, besonders für die Wettersteinfazies, eine fast vollständige Übereinstimmung mit der höheren Mitteltrias der Nordkalkalpen ab. Die Differenzen zwischen den kalkalpinen und zentralalpiner Ablagerungen sind verschwunden (s. auch unten).

4.2. Die Faziestypen im Lackengut- und Brandstattwaldmesozoikum

Die Fazies der vorwiegend massigen Ladindolomite, die ohne scharfe Grenze aus anisichen Flachwasserdolomiten hervorgehen, ist Abb. 4 zu entnehmen.

Als höchstes Schichtglied der Taurachtalmesozoika N' Untertauern tritt nur in der Lackengutzzone in einem kleinen Vorkommen NW' des Loitzlehens (s. geologische Karte Abb. 52) der Wettersteindolomit in Form ungebänkter Backreefschuttdolomite in Erscheinung (s. auch Abb. 4, Fig. 2). Die Obergrenze des Ladin ist in diesem Raum nicht erschlossen.

4.3. Die Ladin-(Unterkarn-)Folgen am S-Rand des Quarzphyllitkomplexes

In den Kalk-Dolomit-Bergen, die S' an den Quarzphyllitkomplex angrenzen, bildet das Ladin in vorwiegend dolomitischer Fazies die verbreitetste Schichtenfolge vom Benzeck bis zum Taurachtal S' Untertauern.

Vier Makrofaziestypen können in diesem Raum unterschieden werden:

(1) eine Bänderkalk-Dolomitschlierenkalk-Fazies des Unterladin, die nur am Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Kamm auftritt;

(2) eine massige Dolomitfazies, die mit der Fazies (3) des Lackenkoglbereiches vergleichbar ist und die zum Hangenden in

FAZIESVERTEILUNG IM LADIN U. CORDEVOL AM SÜDRAND DER QUARZPHYLLITMASSE ZWISCHEN BENZECK UND GNADENALM

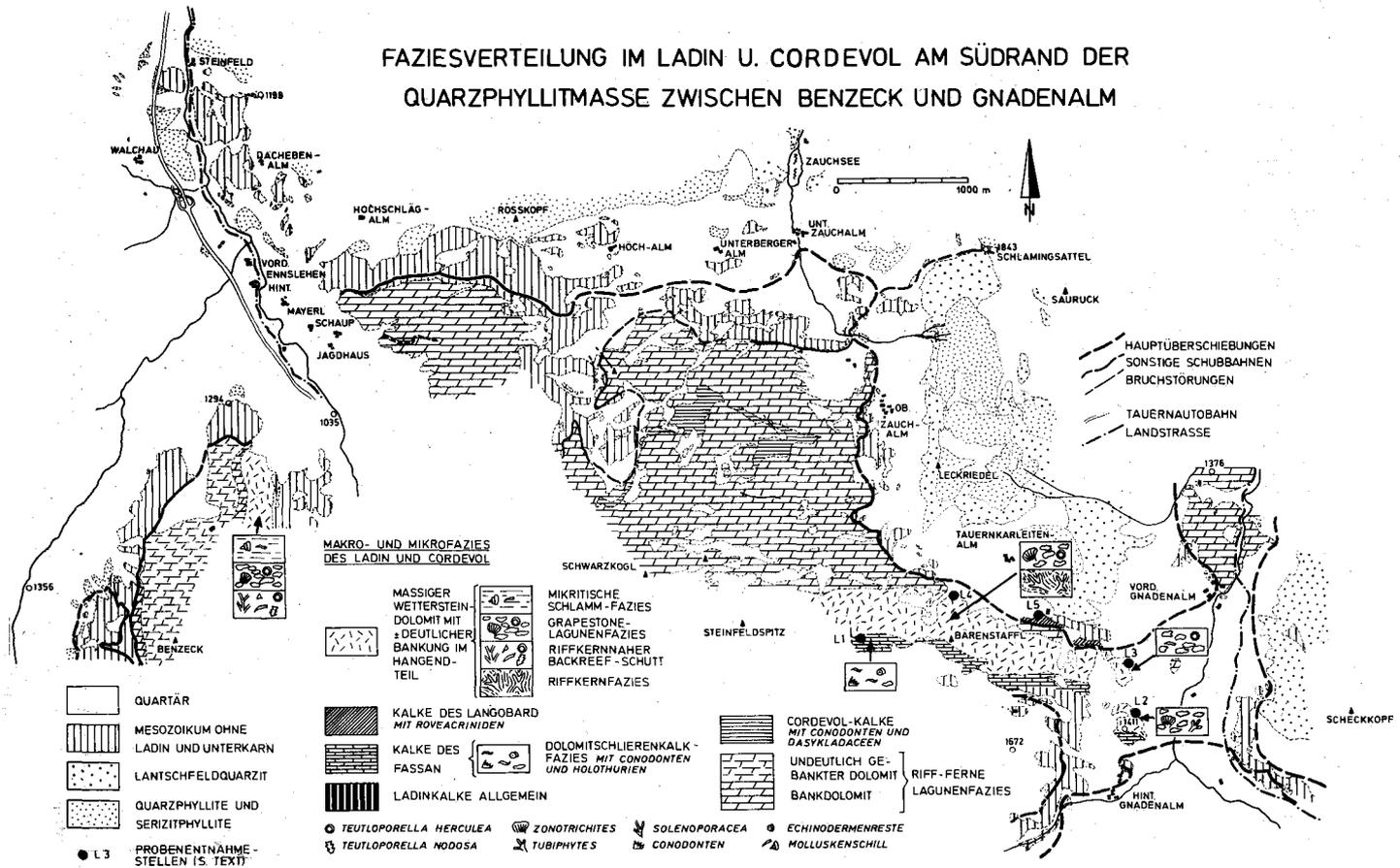


Abb. 11.

(3) eine dunkle, häufig intergebänderte Bankfazies übergeht. Diese reicht bis ins Unterkarn hinein.

(4) Darin eingelagert tritt bei der Gamskoglhütte eine unterkarnische Bänderkalk-Suite auf.

Einen Überblick über die Vorkommen der verschiedenen Fazies und Subfazies gibt Abb. 11.

4.3.1. Die Faziestypen des Benzecks

Über anisichen Bänderkalken setzen am Benzeck-Nordosthang (s. Abb. 5) mit scharfer Grenze Ladindolomite des oben genannten Faziestyps (2) ein.

Die primäre Mikrofazies (vor der Umkristallisation zu Dolosparit) läßt nach den Prinzipien von MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969 folgende Ausbildungen erkennen:

(a 1) biomorphareicher Spatit mit an arenitischen Pelletoiden reichem Spatit in den Zwischenräumen der in weißen Spatit umkristallisierten, baumartig verzweigten (?) Solenoporaceenästen. Es liegt hier im Sinne von FOLK (1959, 1962) ein echter Biolithit vor, der aus dem Randbereich eines Riffkerns stammt.

(a 2) aphanithaltiger, spatitführender Biogen-(Tubiphyten, Zonotrichites, Gastropoden, Zweischallerreste, Diploporen, Foraminiferen, Echinodermen, Schwämme)-Pelletoid-Rudit bis -Arenit. Hinzu treten in geringen Mengen z. T. ruditische Intraklaste aus Pelletoidmaterial, z. T. schwach umkrustete Intraklaste und z. T. Lumps. Nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972 liegen Floatstones bis Rudstones vor, so daß also die Wasserströmung insgesamt nur mäßig war. Großoide, LF-B-II (s. MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) und Umbrella-Hohlraumstrukturen ergänzen das Bild einer Backreefschuttfazies (Riffschuttfazies bei ZORN 1972). Auf die Nähe der Lagune weisen Diploporen wie

Teutloporella nodosa (SCHAFFHÄUTL) PIA (det. E. OTT)

Teutloporella berccalea (STOPPANI) (det. E. FLÜGEL)

hin.

Beide Unterfazies (a 1) und (a 2) können zu einem Faziestyp (a) zusammengefaßt werden, der in den Übergangsbereich Riffkern – Lagune, also Zone D bis Zone E nach OTT 1972 a, einzuordnen ist.

(b 1) Einen sehr riffnahen Lagunenbereich zeigt das Vorkommen der unter (a 2) genannten Dasycladaceen auch für den Mikrofaziestyp (b 1). Er ist nun aber bestimmt von an ruditischen (oder arenitischen) Intraklasten (und Lumps) reichen, arenitische Pelloide enthaltenden Spatiten mit (z. T. wenigen, z. T. vielen) Biogenen (Echinodermenbruchstücken, Gastropoden- und Zweischallerresten, vor allem auch Zonotrichites und Dasycladaceen) (s. Abb. 12).

Das Gefüge dieses Packstones bis Grainstones oder Rudstones (nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972) läßt umbrellaa-, LF-B-II- (nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969) und großooidähnliche Hohlraumstrukturen und -füllungen erkennen.

All diese Kennzeichen können mit den Merkmalen der in einem sehr flachen, gut durchlichteten Lagunenbereich entstandenen Grapestonefazies des Salvatoredolomits der W' Südalpen parallelisiert werden.

(b 2) Etwas modifiziert wird dieser Mikrofaziestyp durch das verstärkte Auftreten von onkoidisch umkrusteten Partikeln in der Mikrofazies (b 2). Zu erkennen sind vor allem ruditische Biogene (Schalenreste, Algen [Zonotrichites], Echinodermenbruchstücke) und Pelletoid führende, aphanithaltige Spatite mit Intraklasten, Lumps und den erwähnten onkoidisch umkrusteten Körperchen. Gegenüber dem Faziestyp (b 1) besaß das Wasser des flachen Ablagerungsbereiches vermutlich eine größere Turbulenz.

(b 1) und (b 2) lassen sich zusammenfassen zum Faziestyp (b), der bereits eine kaum mehr vom Riffkern her beeinflusste, \pm gut durchströmte Lagunenzone repräsentiert. Sie tritt bevorzugt zum Hangenden der Benzwände (NE' der Latschenhütte am Benzeck) auf und ist dann oft vergesellschaftet mit dem dritten Hauptmikrofaziestyp (c).

(c 1) besteht aus bioklast-(Diploporen, Gastropoden, Zweischallerresten), lumps- und pelletoidhaltigen Aphaniten.

(c 2) Eingeschaltet sind ruditische bioklast-(Gastropoden, Echinodermen, Diploporen, Foraminiferen)reiche, spatithaltige Aphanite z. T. mit wenig Pelletoiden, die als Gastropodenschillagen bezeichnet werden können.



Abb. 12: Stark umkristallisierte, intraklast- und lumpreiche, pelletoidhaltige Spatite mit Dasycladaceen. – Wettersteindolomitfazies des Ladin, Faziestyp (2), Unterfazies (b 1) des Benzecks (Grapestone-Lump-Fazies); Probe 154/3, Vergrößerung 11.5x; Entnahmestelle der Probe: Benzwände, ca. 700 m NE' der Latschenhütte am Benz-
eck.

In diesen Floatstones (nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972) zeigen sich erstmals auch niedrig detritische LF-B-I-Hohlraumgefüge (nach MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEK 1969).

Eine Interpretation der Fazies (c) als eine zeitweise von Fossilmaterialeinschüttungen beeinflusste Schlammfazies einer Lagune bietet sich in Hinblick auf die damit vergesellschafteten Mikrofaziestypen (a) und (b) an (vgl. auch Großgastropodenfazies bei WOLFF 1973, S. 262).

Zusammenfassend läßt sich also auch im Dolomitkomplex der Benzwände wieder eine der Wettersteindolomitentwicklung der W' Nordkalkalpen vergleichbare Assoziation verschiedener Mikrofaziestypen des riffnahen Achterriffbereiches im Sinne von WOLFF 1973 erkennen, die vom Liegenden zum Hangenden eine Zunahme des lagunären Sedimentationscharakters anzeigt.

Das Alter zumindest der riffkernnahen Entwicklung (Typ (a) und (b)) ist nach dem Auftreten der oben genannten Dasycladaceen mit Fassan bis Langobard anzugeben (s. OTT 1972 b).

Überlagert wird die Dolomitfazies der Benzwände durch Dolomite des Typs (3) (s. oben und Abb. 5), der Lagunenschlammfazies der Wettersteindolomitentwicklung.

4.3.2. Die Faziestypen des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Komplexes

Dieser Komplex umfaßt die Ladinvorkommen zwischen dem Flachautal im W und dem Taurachtal im E sowie zwischen dem S-Rand des Quarzphyllits im N und dem Bärenstaffl-Steinfeldspitz-Kamm im S (s. Tafel 1).

Nach dem Vorherrschen einzelner der im Kapitel 4.3. typisierten Makrofaziesausbildungen lassen sich nun innerhalb des zuletzt umgrenzten Areals unterschiedlich aufgebaute Zonen abgrenzen. Es sind dies:

1. der aus Kalken bestehende Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Kamm selbst (s. Faziestyp (1)),
2. die N-Hänge des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Zuges mit ihren Massendolomiten (Faziestyp (2)),

- 3 a. die Zone um Gamskogel, Schwarzkogel, Tagweideck und Arche sowie deren Abdachung zum Flachautal und Zauchtal hin (natürlich mit Ausnahme von Bereichen mit oberkarnischer Schichtenfolge) sowie das Innere des Halbfensters von Untertauern. Der vorherrschende Faziestyp ist (3).

- 3 b. der von der Oberen Zauchalm über die Gamskogelhütte zum Kamm zwischen Tagweideck und Schwarzkogel hinziehende Bänderkalkstreifen, der sich auch am E-Hang des Flachautales noch weit hangabwärts verfolgen läßt. Er ist eingebettet in die Zone 3 a.

4.3.2.1. Die Kalkfazies des Unterladin am Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Kamm

Hier liegen vor allem Bänder- und Flaserkalken bzw. dünnbankige helle Kalkmarmore vor (s. auch MEDWENITSCH 1956, S. 67).

Hinzu kommt im E' Fortstreichen dieses Kalkzuges beim Matthiaskoppen an der Hinteren Gnadenalm (kleinerer Aufschluß am Güterweg zu den Almhütten) als Besonderheit ein grobkörniger, kleinstückig zerfallender, dunkelgrauer, intern strukturloser Bänderkalk.

Aus einigen Proben von mittelgrauen, dichten Bänderkalken und hellgrauen bis weißen, z. T. schwach rötlichen, gebankten Dolomitschlierenkalken (mit gelben Dolomitschlieren), die wenige Meter von der scharfen Grenze zu den Massendolomiten am N-Hang des Bärenstaffl entfernt entnommen wurden (Entnahmestelle L 1, s. Abb. 11), erbrachte die Lösung in Essigsäure eine kleine Holothurien-Conodonten-Fauna mit (det. MOSTLER):

Theelia anisica MOSTLER

Priscopedatus triassicus MOSTLER

Priscopedatus heisseli MOSTLER

Gondolella momburgensis TATGE

Gladigondolella tethydis Multielement (Abb. 13).

Damit ist eine Einstufung ins basale bis mittlere Fassan gesichert.

Die Mikrofazies zeigt an der Basis von Bänken dunkelgrauer Bänderkalken Mikritlagen, die zum (stratigraphisch!) Hangenden zu aufgearbeitet werden und in aphanitreiche Intra-klastarenite bis -rudite bzw. durch Auswaschung in spatitreiche Intra-klastrudite übergehen.

Die Aufarbeitungshorizonte zeigen als Geopedalgefüge, daß man sich beim Übergang zu den N' folgenden Massendolomiten ins stratigraphisch Hangende begibt.

Die mit den Bänderkalken vergesellschafteten hellen Dolomitschlierenkalken liegen als intra-klast-(plastiklast-)reiche aphanit- und spatitreiche Intra-klastrudite mit seltenen Echinodermenresten vor.

Bei allen diesen Erscheinungen handelt es sich um primäre Sedimentgefüge, die durch die Umwandlung in Makrospatrite beträchtlich verwischt sind. Anhand der Mikrofazies ist zu erkennen, daß die meist ruhigen Sedimentationsverhältnisse, wie sie aus mikritischen Anisbänderkalken bekannt sind, kurz vor Einsetzen der Ladinmassendolomitfazies durch den Übergang von einer größeren zu einer geringeren Tiefe des Sedimentationsbeckens unruhiger werden. Für eine größere Wassertiefe sprechen die noch vorhandenen Mikrite und das Auftreten von Conodonten (s. KOZUR 1974), für die Verflachung zum Hangenden die



Abb. 13: *Gladigondolella tethydis*. – Bänderkalkfazies des Fassan (Faziestyp (1) von Kapitel 4.3); Probe 627/3 + 4, Entnahmestelle: Punkt L 1 auf Abb. 11 (Bärenstaffl-Steinfeldspitz-Kamm), Vergrößerung 220x.

Intraklaste. Auch die Deutung der Dolomitschlierenkalkfazies als Tiefwasserbildung durch TOLLMANN (1974, S. 86) spricht für eine solche Interpretation.

Deutlich wird weiterhin durch die nunmehr mögliche stratigraphische Datierung, daß die Bänderkalk-Dolomitschlierenkalk-Sedimentation des Anis bis ins Unterladin hineinreicht und die Ladindolomit-(= Wettersteindolomit-)entwicklung frühestens im mittleren Fassan einsetzt.

4.3.2.2. Übergang Massendolomit-Bankdolomit am Bärenstaffl-N-Hang

Die Massendolomite am N-Hang von Steinfeldspitz und Bärenstaffl zerfallen meist kleinstückig, haben überwiegend hellgraues, z. T. etwas fleckiges Aussehen und sanden infolge ihrer zuckerkörnigen Beschaffenheit an angewitterten Oberflächen stark ab. (Faziestyp (2), s. Kapitel 4.3).

Nach einer an angewitterten Flächen gelegentlich zu erkennenden Pigmentierung dieses völlig umkristallisierten Gesteine handelt es sich um eine der riffnahen Wettersteindolomitentwicklung vergleichbar entsprechenden Bildungen am S-Rand der Lackenkogelzone oder am Benzeck (Benzwände).

In Massendolomiten vom Matthiaskoppen bei der Hinteren Gnadental wurden an ruditischen Intraklasten reiche und biogen-(Tubiphyten, Algenreste [Zonotrichites])-führende Spatite bestimmt, wie sie am Benzeck in der Mikrofazies (b 1) auftreten (Entnahmestelle dieser Proben s. Punkt L 2 auf Abb. 11). Ein Exemplar der für den Wettersteindolomit charakteristischen Alge *Bacarella ordinata* PANTIC (det. E. FLÜGEL) konnte mit Sicherheit nachgewiesen werden.

An der Gnadental (N^o des Matthiaskoppen, Entnahmestelle der Proben s. L 3 auf Abb. 11) sind schließlich Mikrofaziestypen mit an ruditischen Intraklasten (und Lumps) reichen, bioklast-(Dasycladaceen, Zweischaler, Gastropoden-)haltigen Spatiten mit LF-B-II-Hohlraumgefügen entwickelt, die mit der LF-B-Faziesgruppe des riffnahen Achterriffberei-

ches im Sinne WOLFFS (1973, S. 262) oder mit der Grapestonefazies im Sinne ZORNS (1972, S. 131) vergleichbar sind. Das Vorkommen von *Teutloporella herculea* (STOPPANI) (det. E. OTT) bestätigt das Ablagerungsmilieu einer riffnahen Lagune (n. OTT 1972 a: Zone E). Ein Faziesbild gibt Abb. 14 wieder.

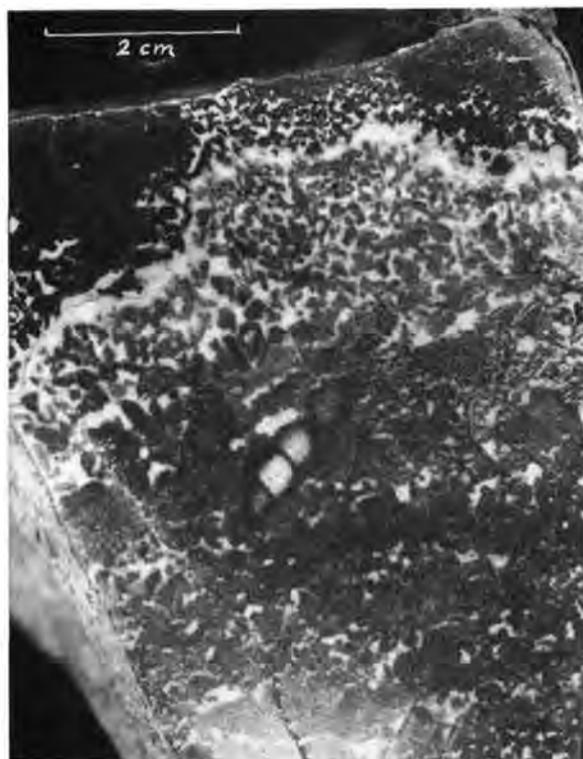


Abb. 14: Bioklasthaltiger Spatit, reich an ruditischen Intraklasten und Lumps. – Übergang ladinischer Wettersteinsmassendolomit zu -bankdolomit (Faziestyp (2) – (3) von Kapitel 4.3); Probe 603, Entnahmestelle s. Punkt L 4 auf Abb. 11.

Ganz ähnliche Beschaffenheit weisen schließlich auch beprobte Bankdolomite SW' der Tauernkarleitenalm auf (s. Entnahmestelle L 4 auf Abb. 11). Charakteristische Biogenanteile sind Cyanophyceenkolonien vom Typ Zonotrichites (s. ELLIOTT 1964) (det. E. OTT) Hydrozoen (*Spongiomorpha* sp., det. E. FLÜGEL; s. Abb. 15) und *Teutloporella herculea* (STOPPANI) (det. E. OTT; s. Abb. 16).

Auch im Bärenstafflzug erfolgt also in der Wettersteindolomit-Entwicklung über Massendolomiten mit Anzeichen einer Riffkernfazies und vor allem einer riffkernnahen Achterriffschuttfazies zum Hangenden ein Übergang in die riffnahe Lagunenfazies. Altersmäßig dürfte unsere Abfolge in den Zeitraum mittleres Fassin bis Langobard einzuordnen sein.

Man erwartet nun, daß man vom stratigraphischen Liegenden zum Hangenden, d. h. bei uns von S nach N fortschreitend, schließlich entsprechend den Modellen von SCHNEIDER 1964 und KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ 1967 für den Wettersteinkalk der Nordkalkalpen in die rifferene Lagunenfazies gelangt (s. nächstes Kapitel).

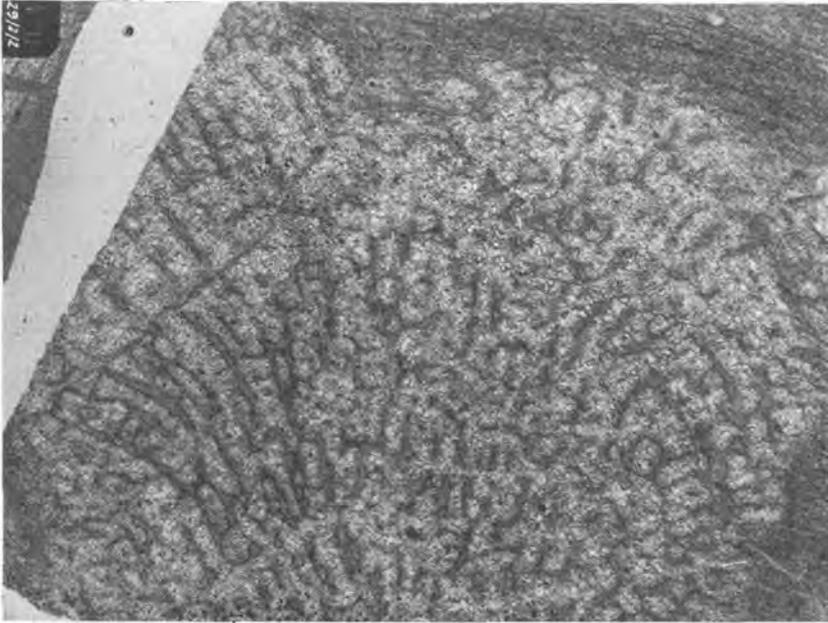


Abb. 15: Spongiomorpha sp. (Hydrozoe). – Probe 629/2; Vergrößerung 9,2x.

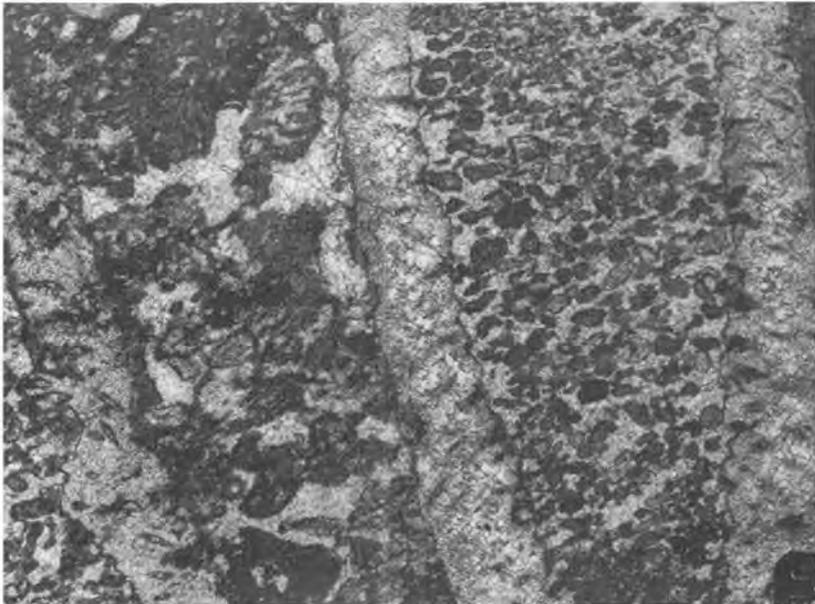


Abb. 16: Teutloporella herculea, Längsschnitt. – Probe 629/5, Vergrößerung 9,2x.

4.3.2.3. Gebankte Lagunenfazies

(1) Dolomite (Makrofaziestyp (3 a)).

Die mindestens 400 m mächtigen gebankten (Bankmächtigkeiten 5 cm bis 1,5 m) Ladin-Unterkarn-Dolomite (Verbreitung s. Abb. 11) N' des Bärenstaffl-Steinfeldspitz-Zuges sind sehr eintönig ausgebildet.

Es herrschen mittel- bis dunkelgraue, selten hellgraue, mittel- bis feinkörnige Dolomite vor.

Im Anschliff sichtbare Detailstrukturen (s. Abb. 17 und 18) umfassen die ebene bis wellige, an Stromatolithen erinnernde Lamellierung, dünne, strukturlose oder mit LF-A-Ge-fügen parallel ss durchzogene Schichten und intraklastische Lagen (fein- bis mittelruditisch) mit spatitischem oder mikritischem Bindemittel.

Grobe Internbrekzien mit Resedimenten bis 10 cm Durchmesser (s. Abb. 17) sind auf eine möglicherweise durch Stürme verursachte Aufarbeitung von sehr schnell (z. T. ?subaerisch) verfestigten Ablagerungen des Suprati-



Abb. 17: Internbrekzien (Resedimentationserscheinungen) aus dem Wettersteinbankdolomit (Lagunenfazies). – Entnahmestelle: Straßenschnitt wenige Meter N' Gnadnbrückl im Taurachtal; Probe 538; der Maßstab entspricht 5 cm.



Abb. 18: Interngeschichtete und laminierte Dolomitbank mit mikritischen und gröber detritischen Lagen (letztere enthalten laminiare Fenstergefüge); Wettersteinbankdolomit (Lagunenfazies). – Entnahmestelle, Vergrößerung Probennummer wie Abb. 17.

dalbereiches zurückzuführen (s. GERMANN 1969). Für den Gezeitenbereich sprechen noch die immer wieder auftretenden stromatolithischen Laminite (s. SARTNHEIN 1967, S. 121). Parallelen bestehen zu den loferitischen Zwischenschichten der Wettersteinkalk-Lagunenfazies (s. TOLLMANN 1976, S. 111).

Organismenreste sind außer in einigen Schillagen und außer den Stromatolithen selten.

Auffällig ist, daß zwischen mächtigeren Partien durchgehender Bankdolomite immer wieder 0,5 bis 3 m mächtige, pyritische, schwarze bis schwarzbraune Schiefer bis Dolomitmergelschiefer eingeschaltet sind (s. auch MEDWENITSCH 1956, S. 67). Es sind darin Zeugen von Perioden mit verstärkter klastischer Zufuhr zu sehen.

(2) Kalke (Makrofaziestyp (3 b)).

In den gebankten Lagunendolomiten tritt ein Zug von Bänderkalken auf (s. Tafel 1), die sehr den dunklen, anisichen Bänderkalken ähneln. Sie sind intern meist deutlich parallelschichtete, z. T. etwas geflasert, selten schlierig strukturiert (?Bioturbationen).

Ein provisorisch aufgenommenes N-S-Profil durch den Kalkzug SSW' der Gamskoglhütte (beim Tellerlift) zeigte eine recht eintönige Mikrofazies von drei Typen:

(a) Vorherrschend sind schwach dolomitische bis dolomitische, mittel- bis feinarenitische, Pellettoide führende oder haltige Calciaphanite z. T. mit wenig Bioklasten. Sie sind wie der folgende Typ zu Makrospartiten umkristallisiert.

Der Dolomitgehalt steckt in den Komponenten (braune Flecken im Gestein infolge eines geringen Fe-Gehaltes), die als härtere Partikel von den tektonisch ausgewalzten Calcit-schichten umflossen werden.

(b) Untergeordnet treten in diesen Mikriten dann gelegentlich dünne, grobkörnige Lagen auf, die neben den Pelletoiden vor allem ca. 10% Bioklaste (Gastropoden, Zweischalerreste, Echinodermereste) enthalten.

(c) Schließlich konnten am Schwarzkogl-Tagweideck-Kamm noch feinruditische bioklast-(Schalenreste)-reiche Aphanite mit seltenen Pelletoiden gefunden werden.

Insgesamt scheint die Ablagerung der Mudstones bis Wackestones (nach DUNHAM 1962) von Typ (a) bis (c) in einem kurzzeitig stärker eingetieften Bereich der Wettersteindolomitlagune stattgefunden zu haben, dessen Boden von Strömungen kaum beeinflusst wurde.

Durch Lösung in Essigsäure gelang es, ein Exemplar von *Tardogondolella mungoensis* (DIEBEL) (det. MOSTLER) und körperlich erhaltene Reste von *Clypeina besici* PANTIC (det. MOSTLER) zu isolieren. Letztgenannte Alge liefert ein Anzeichen für das Weiterbestehen des Lagunenmilieus (Zone E und F nach OTT 1972 a). Der Conodont ist als Hinweis für etwas größere Wassertiefe und vollmarines Milieu zu werten.

Gleichzeitig lassen diese Fossilreste erkennen, daß die Kalke Cordevolalter besitzen. Da sie normalstratigraphisch von weiteren Lagunendolomiten überlagert werden und sich W' der Gamskoglhütte auch mit diesen verzahnen, reicht die Wettersteindolomit-Lagunenfazies in unserem Raum mit Sicherheit ins Karn hinein (wenn man das Cordevol zum Karn rechnet).

4.3.3. Ladinkalke im Bereich der Leckriedelscholle

Bereits zu einer anderen tektonischen Einheit gehören Kalke, die an die Basis der Quarzscholle des Leckriedels gebunden sind (s. Profil Nr. 14 auf Tafel 10 sowie Entnahmestelle L 5 auf Abb. 11, SE' der Tauernkarleitenalm).

Die gut gebankten, dunkelgrauen Kalke lassen im Dünnschliffbild arenitische und ruditische Bioklaste (Echinodermen) führende Aphanite und aphanitreiche Echinodermenrudite (Wackestones und Packstones nach DUNHAM 1962, EMBRY & KLOVAN 1972 erkennen, die zu Makrospatit umkristallisiert sind (s. Abb. 19).

Die Essigsäure-Lösungsrückstände enthielten u. a. Basalia von nicht näher bestimmbar Schwebcrinoiden (Roveacriniden), die vom Langobard bis ins Tuval reichen (s. DONOFRIO & MOSTLER 1975). Für unsere Kalke dürfte Langobardalter in Frage kommen, da an der Basis der Leckriedelscholle, im stratigraphisch Hangenden der Lantschfeldquarzite bisher nur Aniskalke und -dolomite bekannt sind, und in Fortsetzung dieser Folge als nächst jüngere Anteile ladinische Gesteine zu erwarten sind.

Die Roveacriniden liefern aber vor allem Indizien für das Ablagerungsmilieu, nämlich für Beckensedimente bzw. tieferes Wasser (s. DONOFRIO & MOSTLER 1975). Das bedeutet aber, daß in der tektonischen Einheit der Leckriedelscholle (der Quarzphyllitdecke, s. tektonischen Teil) im Langobard zumindest teilweise noch Tiefwasserbedingungen herrschten, was mit dem hohen Mikritanteil dieser Sedimente und dem Reichtum an Crinoiden (s. Beckenfazies der W' Kalkalpen nach SARNTHEIN 1967, S. 119–120) durchaus zu vereinbaren ist. Das Einsetzen der sonst in dem genannten stratigraphischen Niveau verbreiteten Wettersteindolomitfazies erfolgte somit in dem zum Leckriedelbereich gehörigen Sedimen-

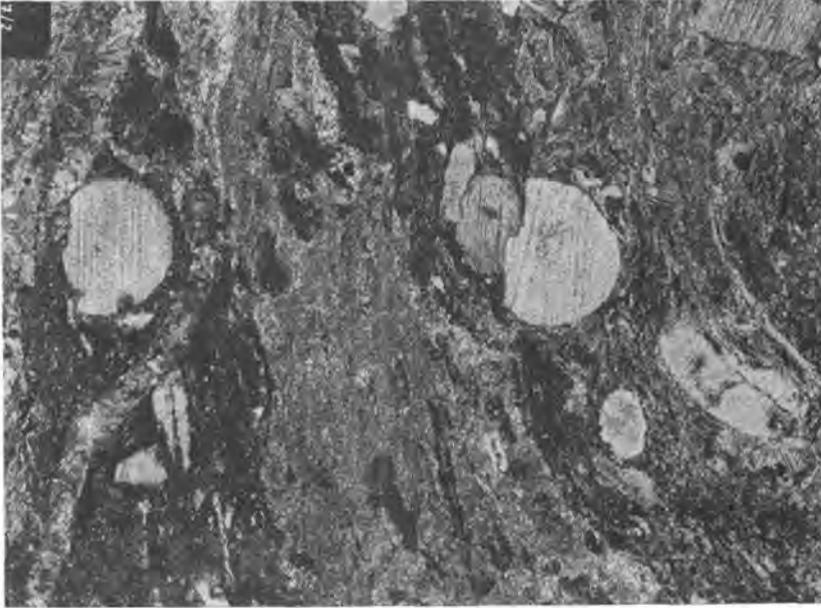


Abb. 19: Aphanitreiche Echinodermenrudite. – Langobardkalke in der karbonatischen Mitteltriasbasisfolge des Leckriedelquarzitkomplexes; hier: Drucklösungserscheinungen an Crinoidenstielgliedern. – Probe 607/2; Entnahmestelle s. Punkt L 5 auf Abb. 11, Vergrößerung 13,5x.

tationsraum erst relativ spät. Das gehäufte Auftreten von Crinoiden, das von MELLO (1975) allgemein als Anzeichen für die Übergangsfazies zwischen Becken- und Flachwasserentwicklungen gewertet wird, dürfte in unserem Fall ein Anzeichen für die Überleitung zur Wettersteindolomitfazies sein.

4.4. Überblick

Das vorherrschende Fazieselement des Ladin ist eine Wettersteindolomit-Entwicklung, die aus einer Reihe von sich vom Liegenden zum Hangenden ablösenden Teilfazies besteht: riffkernnahe Fazies, riffnahe Backreefschuttfazies, riffnahe und rifferne Lagunenfazies.

Am S-Rand der Quarzphylliteinheit setzt die riffbezogene Ausbildung im mittleren Fassan mit scharfer Grenze über noch stark von Beckensedimentation bestimmten Kalken ein.

Weniger gut festzulegen ist die Untergrenze des Wettersteindolomits im Bereich der Quarzphyllitdecke (mit Einschluß der Mitteltriasbasis der Leckriedelquarzitscholle). Im Langobard existiert hier z. T. noch eine Fazies tieferen Wassers (s. Kapitel 4.3.3), während am S-Rand der Lackenkogelzone im Fassan bereits Wettersteintriffdolomit nachzuweisen ist (s. Kapitel 4.1.3). Im Langangprofil (Lackenkogelzone) wiederum macht sich in dieser Zeit in der Dolomitfazies nur langsam der Einfluß der beginnenden Wettersteindolomitentwicklung nach der in tieferen Schelfbereichen abgelagerten anisichen Schiefer-Kalk-Dolomit-Suite bemerkbar.

Innerhalb der Taurachtalmesozoika schließlich setzt bereits im Oberanis eine in einem flacheren Sedimentationsraum entstandene Abfolge ein (undeutlich gebankte Dolomite), die in eine echte Wettersteindolomitentwicklung überleitet.

Im Hangenden reicht die Wettersteindolomitfazies sicher bis ins Cordevol.

Betrachtet man vergleichend zu der oben beschriebenen Wettersteindolomitentwicklung meines Arbeitsgebietes die altersmäßig äquivalente Wettersteindolomitfazies der zentralen Radstädter Tauern, so zeigt die in der Lantschfeld- und Pleißingdecke dominierende, ± deutlich gebankte gastropoden- und diploporenreiche Dolomitausbildung (mit *Diplopora annulata* SCHAFFHÄUTL; s. TOLLMANN 1956, 1958 a, 1960) einwandfrei einen riffernen Bereich der Wettersteinkalklagune (Zone F nach OTT 1972 a) an. Allerdings wird diese wahrscheinlich auch erst in stratigraphisch höheren Teilen des Wettersteindolomits voll ausgeprägt (s. TOLLMANN 1958 a, S. 86). In der Kesselspitzdecke des Twenger Wandzuges erkennt man dann mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI) (s. TOLLMANN 1960, S. 123) bereits wieder Anzeichen für Riffnähe.

Weitere Anmerkungen zur Faziesverteilung sind der zusammenfassenden Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse im Kapitel V./5. zu entnehmen.

5. Die Mitteltriasfolge zwischen Johannesfall und Hinterer Gnadenalm (Pleißingdecke)

Nach TOLLMANN (1956, S. 152 unten, Taf. I, Fig. 9 und Taf. II; 1957, S. 86–87, 1970, S. A 69) gehört diese Serie zwischen Johannesfall und Hinterer Gnadenalm zu einer dunklen Anisdolomitfazies, die jedoch gegenüber der Entwicklung im übrigen Arbeitsgebiet (s. oben) einen besonderen Charakter besitzt (s. auch TOLLMANN 1970, S. A 69).

Innerhalb des begangenen Gebietes lassen sich vom Liegenden zum Hangenden drei wesentliche Dolomitkomplexe unterscheiden:

(a) ein mittelgrauer, undeutlich gebankter Dolomit, der nur am Fuße des Johannesfalls zum Vorschein kommt (s. Abb. 20).

Eine Serie von Pyritschiefern, schwarzen, dünnbankigen Dolomiten, Dolomit- und Kalkschiefern und Bänderkalken leitet über zum Dolomit (b) (s. auch Profil Abb. 20).

(b) ein mittel- bis hellgrauer Dolomit, dem am Johannesfall ein hellgrünlichgrauer Dolomitschiefer eingelagert ist (Abb. 20).

Überlagert wird der Komplex (b) durch miteinander nicht korrelierbare Abfolgen von rosagrauen und blaugrauen Bänderkalken, grüngrauen Kalk- und Dolomitschiefern und -mergeln, phyllitischen Pyritschiefern und mittelgrauen, hellgrauen, weißen und gelblichen Dolomiten.

Ein wichtiges Phänomen im Grenzbereich von Dolomittyp (b) zu -typ (c) ist das Auftreten von Brekzien, vor allem von Dolomitbrekzien, die auch noch die Basis des Typs (c) einnehmen können (s. S-Teil von Profil 16, Tafel 10). Es sind vorwiegend polygene Brekzien mit mittelgrauen Dolomitkomponenten in gelbbraun anwitterndem dolomitischem Bindemittel. Eingelagert sind z. T. auch dünne, dunkle, phyllitische Tonschieferhäutchen und -lagen.

(c) Der Dolomittyp (c) selbst ist i. allg. mittel- bis hellgrau, mittel- bis feinkörnig und zeigt etwa S' der Hinteren Gnadenalm auffällig gelbliche und weiße Anwitterungsflächen.

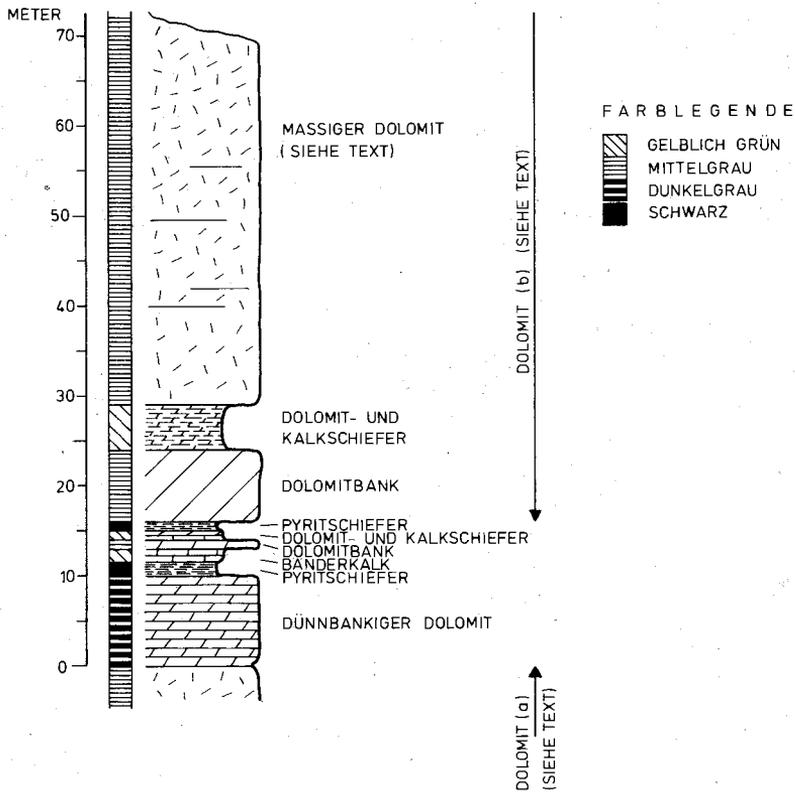
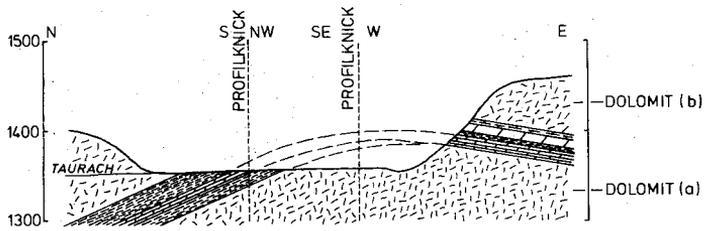


Abb. 20: Die Anis-Folge am Johannesfall; Lage des Profils s. Tafel 7.

Bankung fehlt meist oder ist nur sehr undeutlich zu erkennen. In den SW-Wänden des Scheckkopfes wird (c) zum Hangenden zusehends heller und nimmt hier bereits das Aussehen massigen Wettersteindolomits an, womit die höchsten Partien auch stratigraphisch zu parallelisieren sein dürften.

6. Karn

Wie im Kapitel 4 gezeigt werden konnte, ist zumindest am S-Rand der Quarzphylliteinheit der tiefere Teil des Karn (das Cordevol) durch die Lagunenfazies des Wettersteindolomits vertreten. Die durch klastische Einschaltungen gekennzeichnete Karnfolge setzt also offensichtlich erst mit dem Jul ein, wie dies häufig auch für Schichtfolgen der Nordkalkalpen zutrifft (s. TOLLMANN 1976, Tafel I).

6.1. Die klastischen Ablagerungen des Karn in der Lackenkogelzone

Die vorwiegend dunkelgrau bis schwarz gefärbten Gesteine umfassen in erster Linie harte, blättrig aufspaltende Tonschiefer, die als Kennzeichen zur Unterscheidung von ähnlichen „Pyritschiefern“ des Anis meist keinen Kalkgehalt besitzen und vor allem oft linsig-flaserige Einlagerungen von fein- bis mittelkörnigem, feldspatarmem, unreinem und stark tonig-glimmerig gebundenem, grünlichgrauem bis grauem Sandstein bis sandigem Tonstein enthalten, die z. T. zu dünnen Bänkchen anwachsen.

Möglicherweise stecken noch karnische Partien im unteren Teil des Komplexes des hangenden Hauptdolomits (s. Kapitel 7), doch sind keine eindeutigen biostratigraphischen Beweise gegeben.

Ein großer Teil des wechselnd kompetenten und inkompetenten Materials der karnischen Gesteinssuite dürfte tektonisch beseitigt sein, wodurch geringe Mächtigkeiten vorgetäuscht werden.

6.2. Oberkarnische Schichten im Tagweideck-Arche-Höhenzug

Auf Grund meiner tektonischen Interpretation (s. tektonische Schnitte auf Tafel 9, besonders Profile 6 und 7) des Tagweideck-Arche-Gebietes ist es nun möglich, die Abfolge der einzelnen petrographischen Anteile des Karn, die normalstratigraphisch über dem Wettersteinbankdolomit der E-Wände des Tagweidecks einsetzt, in den Profilen der Abb. 21 darzustellen (Lage der Profile s. Tafeln 5 und 9). Hinsichtlich der Gesteinsbeschreibung bestehen weitgehende Parallelen zu den Angaben MEDWENITSCHS (1957, S. 40).

Der tektonische Bau ist im wesentlichen durch eine große liegende Mulde mit Pyritschiefer und Dolomit im Kern und einer aufgesetzten Mulde gleichen Stils aus Kalkmarmoren im Bereich des Tagweideckgipfels bestimmt. Der dazwischenliegende Sattel ist zu einer Pyritschieferlage unterdrückt. Ebenso ist der Hangendschenkel der obersten Mulde nur unvollständig entwickelt.

Durch die beiden Profile von Abb. 21 werden die aufrechten Liegendschenkel beider Mulden erfaßt. Sie sind über die Mergelpartie M miteinander zu korrelieren.

In diesen Mergeln und tonigen Kalken treten schwarze, radialstrahlig aus dunklen Calzitkristallen aufgebaute, kugelförmige Konkretionen von einigen mm Durchmesser in Erscheinung (gut zu erkennen in den gelben angewitterten Mergeln am Wanderweg von der Gamskogelhütte zur Arche). Es handelt sich um Algen-, Hydrozoen- oder Korallenreste.

Auffällig sind in den Profilen der Abb. 21 die in verschiedenen Niveaus auftretenden Brekzien. Sie enthalten meist Dolomitkomponenten (z. T. beträchtlicher Größe) in dolomitischem oder kalkigem Bindemittel, doch gibt es auch Fälle mit Schiefer- und Phyllitkomponenten oder auch mit tonigem Bindemittel (s. MEDWENITSCH 1957, S. 40). Die Brekzien sind i. allg. nicht als durchgehende Horizonte zu verfolgen. Sie sind als typische Merkmale für das Karn (allerdings nur zusammen mit Dolomit-Mergel-Schiefer-Assoziationen) auch

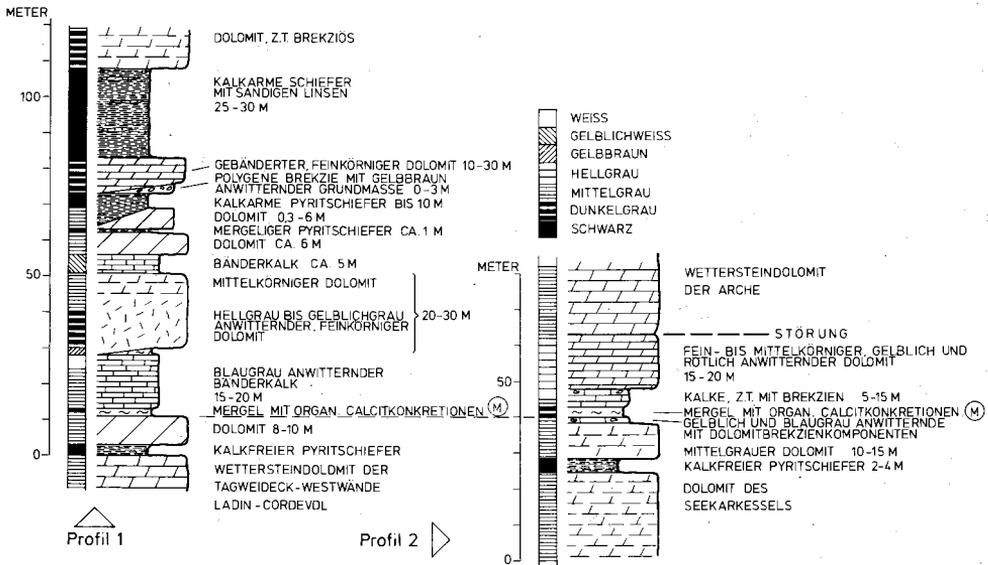


Abb. 21: Profile des höheren Karn aus dem Bereich Tagweideck-Arche; Lage s. Tafel 6.

in anderen Teilen (besonders der zentralen) Radstädter Tauern bekannt geworden (s. z. B. DEMMER 1962, TOLLMANN 1956, 1958 a), doch wechselt ihre Position innerhalb der Profile stark.

Die karnischen Gesteine des Tagweidecks, Höchkessels und Seekarkessels (s. geologische Karte Tafel 1) versinken nach E unter die Ladindolomite der Arche, tauchen aber in bedeutender Mächtigkeit SSW' der Unterberger Alm am E-Ausläufer der Arche wieder auf.

Die weitere Verbreitung des Oberkarn am Quarzphyllit-S-Rand ist der geologischen Karte Tafel 1 zu entnehmen.

Hervorgehoben werden muß noch die Bedeutung von hellgrauen, weißen oder gelblichen Kalkmarmoren und Bänderkalken im Oberkarn des bearbeiteten Gebietes, da dieses Merkmal in den zentralen Radstädter Tauern seltener ist. Eine Unterscheidung von Anis-Bänderkalken ist nur auf Grund der Vergesellschaftung mit karnischen Typusgesteinen möglich (s. auch TOLLMANN 1958 a, S. 93).

Trotzdem das Karn der Radstädter Tauern mit dem der N' Kalkalpen pauschal gut vergleichbar ist, bleibt eine Zuordnung zu einem karnischen Spezialfaziesgebiet, etwa zur Lunzer Fazies (s. TOLLMANN 1958 c) oder zur Fazies des Kalkalpen-S-Randes (s. SCHULER 1968) problematisch.

7. Hauptdolomit i. w. S. (?Oberkarn – Nor)

Das unmittelbar Hangende des klastisch beeinflussten Karn ist nur am Lackenkogl, und zwar in Form von mächtigen Bankdolomiten erschlossen (s. auch Abb. 3 bei ROSSNER 1976 a). Die geringe Mächtigkeit sicher karnischer Tonschiefer und Sandsteine im Liegenden sprechen dafür, daß in basalen Teilen der Bankdolomite noch karnische Anteile stecken.

Karnisches Alter wird speziell für schwarze bis dunkelgraue, oft gebänderte und meist gebankte Dolomite vermutet (s. Tafel 1).

Sie werden mit den überlagernden norischen Hauptdolomiten i. e. S. zum Hauptdolomit i. w. S. zusammengefaßt.

Der Hauptdolomit i. e. S. ist mittelgrau gefärbt, mittel- bis feinkörnig, wittert meist hell- bis mittelgrau an und zerfällt in stumpfkantige, quaderförmige Stücke, die z. T. große Schuttfächer bilden (z. B. an den Hängen zum Zauchtal).

Intern sind die Bänke meist deutlich gebändert, zeigen Laminierung oder an Stromatolithe erinnernde wellige Paralleltexturen. Endogene Brekzien und Resedimentationserscheinungen sowie synsedimentäre Störungen, die senkrecht zur Schichtung sehr schnell ausklingen, unterbrechen häufig das sedimentäre s.

Auf diese typischen Strukturen hat bereits MEDWENITSCH 1957 (S. 41) und TOLLMANN 1958 a (S. 93) verwiesen. Man kennt sie in der gleichen Form auch aus den Nordkalkalpen (s. zusammenfassend bei TOLLMANN 1976, S. 192 u. f.). Entsprechend vergleichbar dürfte auch das Bildungsmilieu sein, das sich pauschal als ein flacher Lagunenbereich mit supratidalen, intertidalen und subtidalen Zonen charakterisieren läßt (s. Literatur bei TOLLMANN 1976, S. 195).

Die Hauptdolomite i. w. S. sind lithologisch leicht mit den ladinisch-unterkarnischen Wettersteinlagunendolomiten zu verwechseln. Unterscheidungsmerkmale ergeben sich nur aus dem Gesamtverband und eventuell bei Diploporenfunden.

Als dünne Zwischenlagen von kalkhaltigen Dolomitbänken im Liegenden des Rät des Lackenkoglgipfels treten gelbliche bis hellgraue feinkörnige, kalkig-dolomitische Mergel auf, die von gelbbraunen dolomitischen Schiefen begleitet werden. Hieraus wurden die vom Verfasser 1976 b (S. 555) erwähnten Holothuriensklерite

Priscopedatus triassicus MOSTLER (det. H. MOSTLER)

Priscopedatus cf. triassicus MOSTLER (det. H. MOSTLER)

herausgelöst. Da die cf-Formen Ähnlichkeit mit *Priscopedatus*-Exemplaren aus norischen Plattenkalken des Rätikon zeigen (freundliche mündliche Mitteilung von Professor MOSTLER), ist zu vermuten, daß in genannten Bankdolomiten unter den Kössener Schichten am Lackenkogl ebenfalls Äquivalente des Plattenkalkniveaus vorliegen.

8. Das Rät des Lackenkoglgipfels

Als jüngste, von der tektonischen Beanspruchung der Radstädter Tauern noch erfaßte Schichten sind im Lackenkoglgebiet die des Rät zu nennen. Sie bilden den Gipfel des Lackenkogls und die Füllung einer mit ihrer Achse nach E zum Zauchtal hin einfallende Mulde.

Es lassen sich zwei lithologisch unterschiedliche Abschnitte voneinander trennen: Kössener Entwicklung und Rätoliasriffkalk-Entwicklung (s. Abb. 22; s. auch ROSSNER 1976 b).

8.1. Kössener Entwicklung

Die untere Folge mit Tonschiefern, Kalkmergeln und gut gebankten sowie flaserigen Kalken entspricht der Fazies der Kössener Schichten der Nordkalkalpen. Die Mergel und Tonschiefer sind zu vergleichen mit der meist lebensfeindlichen Stillwasserfazies der Kössener Mergel (s. FABRICIUS 1966), während die Kalkbänke in erster Linie Ähnlichkeit mit den in bewegterem Wasser abgelagerten Lamellibranchiaten-Schillkalken in den Dichten Mergelkalken bei FABRICIUS (1966, S. 13–14) zeigen.

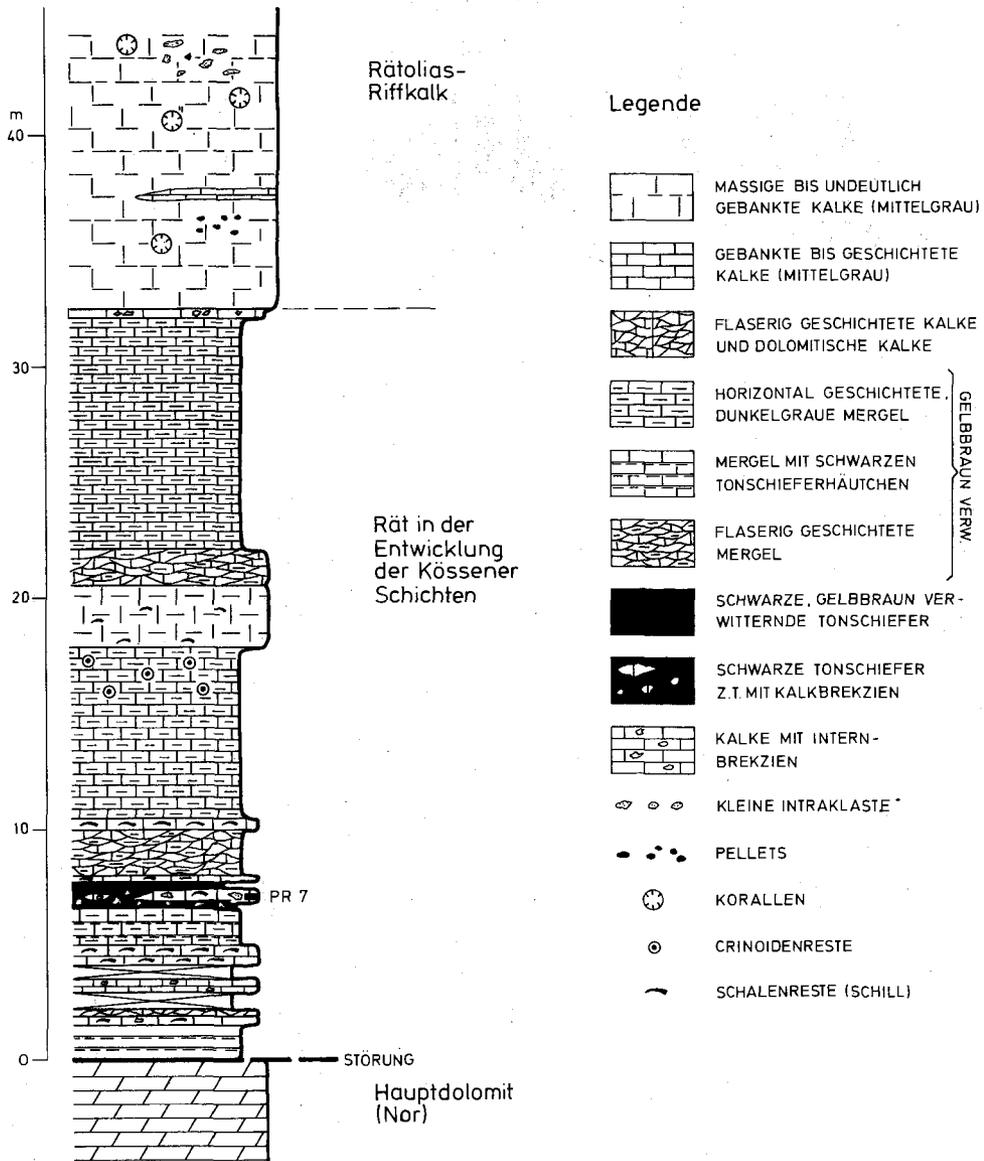


Abb. 22: Makrofazies des Rät am Lackenkogel-Gipfel; Lage des Profils s. Tafel 2.

Die letztgenannten Kalkbänke bestehen vor allem aus spatitreichen, aphanitführenden Bioklastruditen (Lumachellen mit Lamellibranchiaten-, Gastropoden- und Crinoidendetritus) (im Sinn MÜLLER-JUNGBLUTH & TOSCHEKS 1969) (s. Abb. 23). Das mikritische Kalkschlammmaterial ist z.T. in Resten in Schalenwölbungen erhalten geblieben, überwiegt aber z.T. auch als Matrix. Zusammen mit der fehlenden Regelung der Schalenreste nach der Wölbung kann hieraus auf eine nicht allzu starke Strömung bei der Ablagerung geschlossen werden.

Neben den Lumachellen treten aphanitreiche, bioklastführende Onkoidrudite auf (s. Abb. 24), wie sie auch in den Tarntaler Bergen gefunden wurden (ENZENBERG 1966, KRISTAN-TOLLMANN et al. 1969).



Abb. 23: Spatitreicher, aphanitführender Bioklastrudrit (Lumachelle) mit Geopedaletügen. – Kalke der Kössener Schichten (Rät); Probe Pr. 7, s. Profil Abb. 22, Vergrößerung 8x.



Abb. 24: Aphanitreicher, bioklastführender Onkoidrudrit. – Kalke der Kössener Entwicklung (Rät); Probe 210, Entnahmestelle: ca. 100 m SW Lackenkoglgipfel; Vergrößerung 11,5x.

Für die Makrofazies der Kössener Schichten unseres Profils recht typisch sind Kalkbrekzien mit Schiefermatrix und Komponenten, die den fossilführenden Kalkbänken des übrigen Profils entsprechen. Ihre Sedimentation spricht für gewisse Reliefunterschiede im Ablagerungsbereich. Die stratigraphisch relativ hohe Position des betrachteten Profiltails im unmittelbaren Liegenden des Rätoliasriffkalkes und die allgemein in den Radstädter Tauern erkennbare geringe Bedeutung der Schwäbischen Fazies (s. KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964, S. 554) spricht für die Parallellisierung mit der Lungauer Fazies der von SUESS & MOJSISOVICS 1868 und KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964 aufgestellten Teilfazies der Kössener Schichten, wie bereits bei ROSSNER 1976 b (S. 552) ausgeführt.

8.2. Rätoliasriffkalk-Entwicklung

Der obere Teil unserer Rätfolge besteht aus i. allg. massiv erscheinenden, nur aus der Ferne erkennbar gebankten, relativ reinen blaugrauen Kalken, die auf Grund ihrer Fossilführung und Mikrofazies zum Rätoliasriffkalk i. S. FABRICIUS 1966 (S. 19–20; nach TOLLMANN z. B. 1964 a Oberrätalk bzw. nach KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964 ober-rätischer Dachsteinkalk) zu rechnen sind, wenn auch die Obergrenze und damit das Kriterium für ein Hineinreichen in den Lias nicht feststellbar ist.

Die bei ROSSNER (1976 b, S. 552–553) näher beschriebenen aphanitreichen Biomorph- und Bioklastarenite bzw. -rudite (mit Schalenresten und Echinodermenbruchstücken) lassen eine Korallen-Kalkschwamm-Biozönose als gesteinsbildend erkennen. Zwischen den Gerüstbildnern findet man neben Riffschutt (in mikritischer Matrix) auch spatit- und aphanitführende Pelletoidarenite mit Bioklasten, die mit den Schlammkornkalken nach FABRICIUS (1966) vergleichbar sind.

Der Sedimentationsbereich unseres Rätoliasriffkalkes ist nach dem Vorkommen von Schlammkornkalken sowohl in zusammenhängenden Partien als auch zwischen den Biomorphen vergleichbar mit dem der Calcarenitfazies von FABRICIUS (1966, S. 40–41) und wahrscheinlich in den Übergangsbereich Backreef – Riffkern einzuordnen.

Eine echte Riffkernfazies liegt meiner Ansicht nach nicht vor, allerdings auch keine echte Backreeffazies, da z. B. Megalodonten fehlen (s. z. B. ZANKL 1971). Für ein teilweise sehr flaches Milieu mit geringer Wasserbedeckung sprechen einzelne hellgraue, laminierte, stromatolithische Dolomitbänke im Rätoliasriffkalk.

Die bisher publizierten Angaben über die Ausbildung von Oberrätalkvorkommen in den Radstädter Bergen stimmen zwar mit meinen Ergebnissen überein, sind aber zu wenig detailliert gehalten, als daß damit weiterreichende, z. B. paläogeographische Schlüsse möglich wären. Lediglich das Vorkommen von Megalodonten an einigen Stellen läßt sich an unsere Deutung einer Achterriffazies nach den Erkenntnissen von FABRICIUS (1966) anschließen. Das gilt z. B. für entsprechende Kalke im Rät der Pleißlingdecke (Wildseekar, SE' der Teufelshörner) oder in der Hochfeinddecke (E' Rand des Gödernierkares) (s. KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1964).

Abschließend sei darauf hingewiesen, daß sowohl die Kalke des Rätoliasriffkalkes als auch der Kössener Schichten zu Spariten umkristallisiert sind. Die oben beschriebenen Mikrofaziesdaten entsprechen den Verhältnissen vor der Umkristallisation.

9. Quartär

Moränenmaterial, das nicht in morphologischen Formen hervortritt, ist in dem stark verrutschten und z. T. schlecht aufgeschlossenen Gelände vom Hangschutt kaum zu trennen und wurde in den geologischen Karten mit letzterem zusammengefaßt.

Im Rahmen des morphologisch hervortretenden glazialen Formenschatzes sei zunächst auf ein recht schön entwickeltes Drumlin im Taurachtal 300 m NE' des Wirtshauses Hammer hingewiesen.

Von den beobachteten Endmoränenzügen seien folgende hervorgehoben: Am S-Rand der Quarzphyllitzone sind N' des Benzecks, ca. 1 km SW' des Zusammenflusses der oberen Enns und des Pleißlingbaches auf beiden Talhängen der Enns Reste eines Walles zu erkennen, der nach SEEFELDNER 1961 (S. 317) das Ende des Ennsgletschers während des Schlernstadiums anzeigt.

In den neueren Arbeiten von HEUBERGER (1968) und PATZELT (1972) wird das Schlernstadium jedoch aufgegeben. Die Zuordnung der erwähnten Moräne zu den dort aufgeführten Stadien ist ohne genaue morphologische Bearbeitung problematisch.

Der für die Gruppe von Endmoränenwällen zwischen Höchalm und Unterbergeralm (SW' des Zauchsees) verantwortliche Eisstrom dürfte wenigstens z. T. im Gebiet des Höchkessels seinen Ausgang genommen haben.

Der in verschiedene Teilwälle aufgegliederte Moränenzug bei der Tauernkarleitenalm geht auf eine Gletscherzunge zurück, die den Paß W' des Bärenstaffls im Bärenstaffl-Steinfeldspitz-Kamm, aus dem Vereisungsgebiet des Gnadenkars kommend, überschritten hat (Transfluenzgletscher) und ursprünglich zum Taurachtal hin abgeflossen ist.

Die Eismassen, die den etwa E-W streichenden Endmoränenwall bei der Vorderen Gnadenalm geschaffen haben, werden nach SEEFELDNER 1961 (S. 323) z. T. ebenfalls von einem Ursprungsgebiet im Gnadenkar, z. T. aber aus Karen an der N-Seite des Pleißlingkammes hergeleitet. Sie brachten vor allem Kalk- und Dolomitgeschiebe mit sich.

Daneben ließ sich aber ein undeutlicher Moränenzug am E-Rand der Gnadenalmverebnung nachweisen, der auf Grund der nach W gekrümmten Konvexeite, aber auch auf Grund des Geschiebebestandes mit Kristallingesteinanteilen aus der Schladminger Masse auf eine Eiszunge aus dem Raum zwischen Scheckkopf und Seekareck zurückgeführt werden muß.

Der Kessel der Gnadenalm selbst bildete ursprünglich eine glazial durch Konfluenz mehrerer Gletscherströme ausgekolkte Wanne, die auch das Zungenbecken der zum Taurachtal hin abfließenden Gletscher während des Gschnitzstadiums dargestellt haben soll (s. SEEFELDNER 1961, S. 323). Durch den Pleißling- und Taurachbach ist der dort ehemals nach Abschmelzen der Gletscher angelegte See völlig zugeschüttet worden.

Eine sichere Datierung der beschriebenen Moränen läßt sich bisher nicht geben. Ihre Entstehung dürfte aber ins Spätglazial (im Sinne von HEUBERGER 1968) fallen.

Im Ennstal S' Flachau bis zum Kötzerlehen lassen sich recht gut verschiedene jungpleistozäne Akkumulations- und Erosionsniveaus des Ennssystems in Form von Terrassen nachweisen. Über der Talaue der Enns erhebt sich etwa vom Kötzerlehen nach N mit ca. 5 m Höhendifferenz eine Terrasse, die sich fast durchgehend bis nach Flachau verfolgen läßt. Die Oberkante des Terrassenabbruchs steigt am Kontakt mit den von Seitenbächen erzeugten Schwemmkegeln stark an, ein Zeichen, daß diese heute nicht mehr in Weiterbildung befindlichen Schwemmkegel älter als die heutige Talaue sind und von der Enns zerschnitten wurden. Der Akkumulationskörper der Terrasse dürfte nach SEEFELDNER (1961, S. 317) nach den Moränen der Schlernzeit (s. Bemerkungen oben), also im Spätglazial (jüngstes Würm) oder sogar erst im Postglazial, entstanden sein (s. SEEFELDNER 1961, S. 316).

Flachau breitet sich z. T. auf der Terrasse, z. T. auf zweien der oben erwähnten, der Terrasse aufliegenden Schwemmfächer aus. Diese ziehen einerseits vom Griesbachtal im W, andererseits von dem Tälchen zwischen Koppen und Eibenberg im E herunter.

Im steilwandigen Zauchtal sind nur ein sehr schmaler Talboden und keine Terrassenbildungen vorhanden. Die von den Hängen herunterreichenden Schutthalden und Schwemmflächen wurden nur wenig anerodiert, da die Schuttansammlungen und Schwemmkegel auch heute noch weitergebildet werden.

Vom Neuhäusl nach N geht der Talboden des Zauchtales dann in einen schwach geneigten Schwemmkegel über, der bei Altenmarkt an den Talboden des Radstädter Beckens grenzt.

Im Taurachtal N^o Untertauern sind zwar ebenfalls keine Terrassen ausgebildet, jedoch terrassenähnliche Erosionskanten in großen, nicht mehr in Weiterbildung befindlichen Schwemmflächen. Die Erosion dieser Schwemmflächen erfolgte allerdings nicht kontinuierlich, sondern mit Stillstandsphasen. So lassen sich z. B. beim Wirtshaus Hammer einschließlich des Talbodens und der ursprünglichen Oberfläche der Schwemmflächen 3 bis 4 Erosionsstufen unterscheiden, die vermutlich spät- bis postglaziales Alter besitzen.

Im N^o Teil des Taurachtales reicht die Akkumulationsfläche des Radstädter Beckens zungenförmig 1,5 km nach S in das Tal hinein.

Im Gnadentalkessel zeugen verschiedene Terrassenreste von mehreren Stadien der quartären fluviatilen Akkumulation und Erosion.

Detaillierte Angaben über das Vorhandensein von Resten tertiärer Landoberflächen und Talniveaus im Bereich von Flachau-, Zauch- und Taurachtal können der Abhandlung SEEFELDNERs (1961) entnommen werden.

Die Hänge der von Quarzphyllit aufgebauten Berge neigen wegen der wasserstauenden Wirkung des schiefrigen Gesteins stark zu Rutschungen, Blockschuttbildung und vor allem Bergstürzen. Im Taurachtal ließen sich zwei solcher Bergstürzkörper nachweisen, und zwar am E-Hang des Tales, zwischen Ötzgut und Schrotterhof, und am W-Hang, S^o und SW^o des Rabengutes.

IV. Strukturgeologie

Das methodische Vorgehen beginnt mit einer Gefügeanalyse unter Verwendung der Lage der im Gelände erkennbaren planaren und linearen Elemente (vgl. KARL 1953 und LUKAS 1970). Den daraus resultierenden Datengruppen, die einzelne, mechanisch voneinander unterscheidbare Beanspruchungen repräsentieren, werden die bildlich dargestellten Kleinstrukturen zugeordnet. Durch den Stil dieser Erscheinungen wird qualitativ ein Eindruck von der Intensität und Wirksamkeit einzelner Deformationsphasen vermittelt.

Durch Vergleich der kleintektonischen Untersuchungsergebnisse mit dem in den geologischen Karten erkennbaren großtektonischen Bau werden sodann die für die Großstruktur der einzelnen Zonen bestimmenden Beanspruchungen und die zugehörigen Leitstrukturen (s. SCHWAN 1964, 1973) aufgezeigt.

Schließlich wird das hierdurch gewonnene Material an entsprechender Stelle mit den Ergebnissen aus bereits bearbeiteten Nachbargebieten korreliert, so daß zum Schluß eine Lösung der in Punkt II aufgezeigten Problemstellungen gegeben werden kann.

1. Die internen Mesozoikumskomplexe im Radstädter Quarzphyllit

Nur in der Deformation mesozoischer Schichten kann die tektonische Beanspruchung während der alpidischen Gebirgsbildung rein und ohne Interferenzen mit älteren Strukturen abgelesen werden. Betrachtungen zur Stellung und Beanspruchungsgeschichte der Quarzphyllitmasse als Teildecke des alpidischen Baus der E^o Zentralalpen müssen deshalb von der tektonischen Analyse der internen Mesozoikumskomplexe ausgehen.

1.2. Das Lackenkoglmesozoikum

1.2.1. Strukturelle Großbereiche und ihre Charakteristika

Im Kartenbild läßt sich die Lackenkogllzone in drei Teile aufgliedern (s. Tafel 1 und ROSSNER 1976 a, Abb. 4):

(1) in einen N' Teil, der sich durch eine Reihe etwa E-W-streichender Schuppenzüge auszeichnet. Der Schichtverband ist also tektonisch vollständig aufgelöst.

(2) in eine Zentralzone, in deren stratigraphisch und tektonisch tieferen Teil trotz Schuppung und Faltung die primäre Abfolge der Schichten i. allg. noch gut zu erkennen ist. Die stratigraphische Basis kommt in Form mächtiger Lautschfeldquarzite am W-Hang des Ennstales zum Vorschein.

Über diesen Schuppen und Falten mit unter- und mitteltriadischen Schichten liegt nun im Bereich des Lackenkogls selbst und E' jenseits des Zauchtales ein sehr mächtiger, nur schwach gefalteter Block von Hauptdolomit, dem am Gipfel des Lackenkogls und an seinem E-Hang in Form einer Mulde (s. Profile 5 und 6, Tafel 4) mit E' Achsenfallen Rät eingelagert ist.

Man erkennt leicht auf Grund der beschriebenen und auf den erwähnten Tafeln dargestellten Verhältnisse zwei Bauprinzipien im Zentrum des Lackenkoglbereichs:

a) eine im großen aufrechte Schichtenfolge (womit die Deutung TRAUTHS (1925 und 1927) in dieser Hinsicht bestätigt werden konnte);

b) auf Grund des Auftauchens der ältesten (skythischen) Schichten unter anisichen Folgen am W-Rand der Lackenkogllzone und auf Grund der Lage der Rätmulde am Lackenkoglgipfel ein allgemeines Einfallen der Großfaltenachsen nach E für den Bereich W' des Zauchtales.

Die Rätmulde des Lackenkoglgipfels setzt sich am E-Hang des Zauchtales nicht fort, wie nach dem Achsenfallen eigentlich zu erwarten gewesen wäre. Außerdem liegt die Basis des Hauptdolomits dort 150–200 m höher als am W-Hang (s. Tafel 4, Profil 9). Auf Grund dieser beiden Tatsachen muß parallel zum Zauchtal eine Störung angenommen werden, die den Zentralteil des Lackenkoglbereiches zerschneidet und an der die E-Scholle relativ herausgehoben wurde.

(3) Als dritte Groseinheit tritt im Lackenkoglmesozoikum die S-Randzone mit saigerer und steil nach S einfallender, z. T. überkippter Lagerung hervor (Tafel 2).

Wie die Profile der Tafel 4 und die geologische Karte Tafel 1 erkennen lassen, geht diese S-Randzone nach N in die verschuppte Basis des Zentralteils über.

1.2.2. Die Interstruktur der Schuppenzone des N-Randes

Im zentralen Abschnitt der Schuppenzone des N-Randes des Lackenkoglmesozoikums zwischen Enns- und Zauchtal sind im ersten Augenblick für s-Flächen und lineare Elemente, die im wesentlichen nur aus Schiefern und Bänderkalken gewonnen werden konnten, weder bezüglich des Einfallens noch des Streichens eindeutige Trends zu erkennen. Das zeigen die Tafeln 2 und 3.

Im W-Teil dieses Abschnitts (W' des durch den Eibenberggipfel verlaufenden Meridians) verdient lediglich eine Gruppe von B-Achsen mit einem Streichen um 110° (und allerdings ungewöhnlich steilem Einfallen von ca. 60° nach WNW) zunächst einmal festgehalten zu werden.

Weiter im E (in dem Abschnitt zwischen den Meridianen, die den Eibenberggipfel und den Sattlerhof durchziehen), sind dann zwei deutlich unterscheidbare Gruppen etwa NW-SE-streichender b-Lineationen (Striierungen in Bänderkalken) festzustellen, denen sich die ss-Flächen (Schichtung) in zwei pi-Kreisen zuordnen lassen (s. Diagramm D 1, Abb. 25).

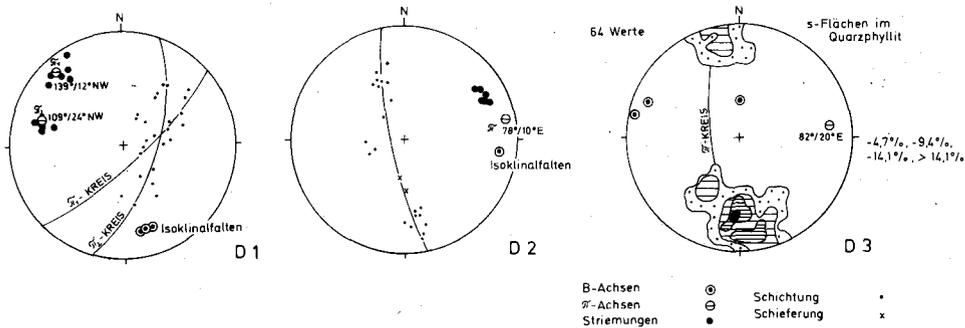


Abb. 25: Diagramm D 1 bis D 3; Gültigkeitsbereiche s. Tafel 3.

Die beiden Gruppen von Striierungen, die auf ein relativ frühes Stadium der Deformation unter einer großen Materialüberlagerung (durch höhere Deckenkörper) zurückzuführen sind, repräsentieren keine unterschiedlichen Beanspruchungsphasen.

Der Unterschied im Streichen dürfte durch eine sekundäre Verstellung infolge einer jüngeren Deformation bedingt sein. Das NW-SE-Streichen, blieb dabei erhalten, und dieses Streichen haben wir auch weiter W' in den oben erwähnten Faltenachsen bereits angetroffen, dort allerdings mit (ebenfalls sekundär) stark verstellten Achsen.

Diese jüngere Beanspruchung tritt erst im Diagramm D 2 (Abb. 25) deutlicher hervor. Es sind dort die entlang der Forststraße vom Sattler zur Lackenalm aufgenommenen Elemente zusammengefaßt.

Für die durch den pi-Pol repräsentierte Verformung mit 30–40° nach N einfallenden Schieferungsflächen ist S-Vergenz zugrunde zu legen. N-gerichtete Tauchvergenzen sind in diesem Raum auch noch nicht beobachtet worden, während S-vergente Formen mit entsprechenden Schieferungsflächen am N-Rand der Lackenkogelzonalzone an der oberen Eibenbergforststraße in großem Umfang zum Vergleich zur Verfügung stehen (s. unten).

Die Lineationen von D 2, die in ihrer Erscheinungsform denen von D 1 entsprechen, zeigen nun nicht mehr das (vermutlich ursprüngliche) NW-SE-Streichen. Die starke Abweichung zur NE-SW-Richtung trifft auffälligerweise mit dem verstärkten Hervortreten der NNW-SSE-Einengung zusammen und darf mit einigem Vorbehalt damit in Verbindung gebracht werden (sekundäre Angleichung an die mit letztgenannter Beanspruchung verbundene Achsenrichtung).

Auch aus s-Flächen im Quarzphyllit an der unteren Eibenbergforststraße SW' Sattlerbauer lassen sich wie bei D 2 um 80° streichende und nach E einfallende Faltenachsen rekonstruieren (s. Diagramm D 3, Abb. 25).

Es sei vermerkt, daß der Faltenbau, der durch das Diagramm D 3 wiedergegeben wird, nicht vollständig zylindrisch, sondern schwach konisch beschaffen ist. Doch wird die Achse durch den pi-Pol mit für unsere Erörterungen hinreichender Genauigkeit vertreten.

In den inkompetenten Quarzphylliten werden ältere Deformationserscheinungen i. allg. leicht überprägt und treten im makroskopischen Gefügebild gegenüber den Folgen jün-

gerer Strukturbildung zurück. Die Hauptrichtung p_1 in D 3 ist das makroskopisch dominierende Element unter den Einengungsformen und damit wohl auch das jüngste.

Für den Mittelabschnitt der N-Randzone des Lackenkogmesozoikums und den unmittelbar angrenzenden Quarzphyllit erkennt man so Zeugen von mindestens zwei Phasen kompressiver Deformation:

(1) ältere Lineationen in Bänderkalken und Kalkmarmoren, die im Streichen vorwiegend einer NW-SE-Richtung folgen, aber durch (2) in \pm starkem Maße verstellt sein können;

(2) als jüngste Elemente Achsen mit einem Streichen um 80° und flachem E' Einfallen. Auf Grund der damit verbundenen Schieferung ist S-Vergenz wahrscheinlich.

Schließlich zeigen die Diagramme 1 bis 3 eine ganze Reihe von B-Achsen, die keiner bevorzugten Richtung folgen. Die dazu gehörigen Faltungsformen (s. nächsten Absatz) sind sicher älter als (2), z. T. möglicherweise gleich alt wie (1) (z. B. die NW-SE-Achsen in D 3).

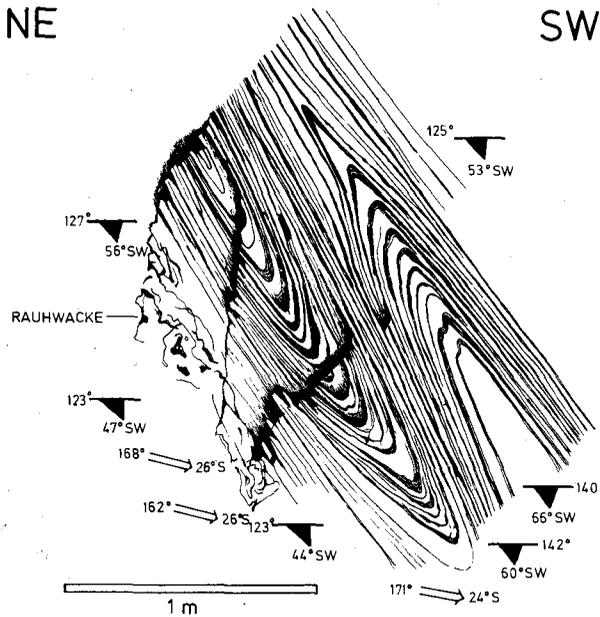


Abb. 26: Isoklinalfaltung von anisischen Bänderkalken. – Struktur Nr. 1; Lage s. Tafel 3.

Als zu den letztgenannten B-Achsen gehörige Kleinstrukturen treten Isoklinalfalten von einem Typ, wie er auf Abb. 26 dargestellt ist (tektonische Zeichen s. Abb. 27), in Erscheinung. Solche ihrer Geometrie nach „ähnliche“ Faltenformen, die eine hohe Materialbeweglichkeit unter intensiver Streßeinwirkung und Belastung anzeigen, findet man im Zentralteil der Lackenkoglgzone als Zeugen eines alten und grundlegenden N-vergenten Beanspruchungsaktes. Mit den damit zusammenhängenden Deformationen müssen auch die Isoklinalfalten von Abb. 26 in Verbindung gebracht werden. Sie wurden durch jüngere tektonische Einwirkungen in verschiedene Richtungen verdreht (s. Diagramm D 1–D 3, „Isoklinalfalten“ und Erläuterungen oben), in erster Linie wohl durch die erwähnte Deformation (2).

s-Flächen:

- ▼ Schichtung
- T- Schieferung
- =-=- Schieferungsklüftung
- ≡-≡ Schubklüftung
- +— Klüftung
- ≡≡ Störungsfläche mit Rillung

Lineare:

- ↘ Faltenachse (B)
- ↘ Runzelung (δ)
- ↘ Striemung

Abb. 27: Tektonische Zeichen der kleintektonischen Strukturbilder.

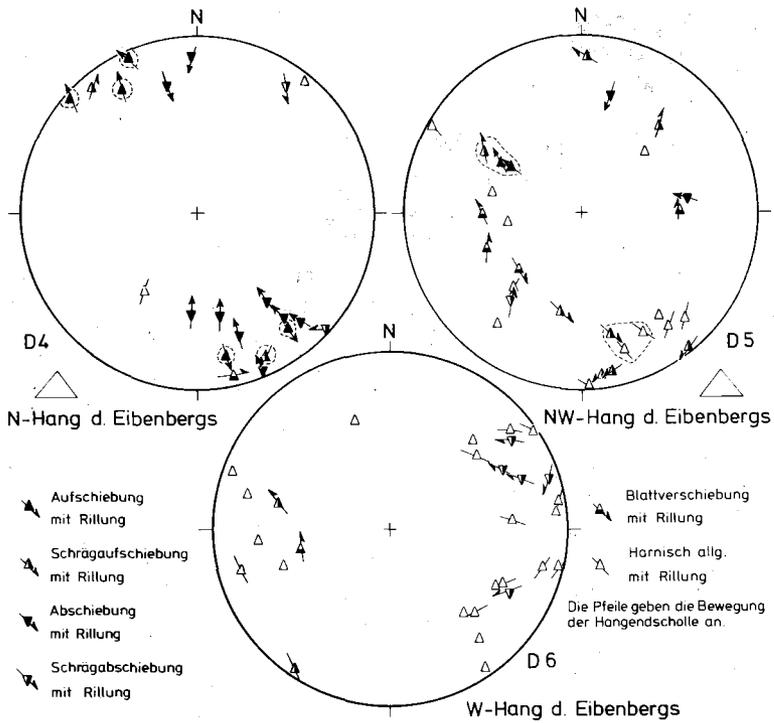


Abb. 28: Störungsflächen vom N- und NW-Hang des Eibenberges.

Für die Analyse der rupturellen Deformationserscheinungen wurden Aufschlüsse entlang der oberen Eibenbergforststraße SW' Sattelbauer herangezogen (s. Tafel 2).

In Diagramm D 4 (Abb. 28) sind neben Abschiebungen nach N und NW sowie nach SE und S, die auf hangparallele Bewegungen zurückzuführen sind, mit gestrichelten Linien hervorgehobene Aufschiebungen und Schrägaufschiebungen vermerkt, in denen Zeugen der Schuppung zu sehen sind. Sie sind durch Vergleich mit den pi-Achsenrichtungen von D 2 und D 3 außerdem der jüngsten Phase (2) der plastischen Deformationen (s. oben) als (hol)-Flächen zuzuordnen.

Die Darstellungsweise in den Diagrammen D 4 bis D 6 folgt der Methode von HOEPPENER 1955 und wurde nach KNEIDL 1971/72 und ROSSNER 1972 (S. 41) modifiziert.

In Diagramm D 5 (Abb. 28) vom NW-Eck des Eibenberges sind zwar die zur Schuppung gehörigen Aufschiebungen nach NW und SE noch zu finden (s. gestrichelt umrahmte Zeichen), treten statistisch gesehen aber in den Hintergrund. Die übrigen Harnische gehen auf im Verhältnis zur Schuppenbildung ältere, verstellte und jüngere bruchtektonische Erscheinungen zurück.

Für den W' Teil des hier behandelten Profils zeigen sich in Diagramm D 6 (Abb. 28) bevorzugte Streichwerte der Bewegungsflächen um die N-S-Richtung. Wir gelangen hier in einen Bereich, der von Brucherscheinungen beeinflusst ist, die wohl die Ursache für die Anlage des Flachauer Quertales darstellen. Nach dem in D 6 teilweise erkennbaren Schrägabschiebungscharakter einzelner Bewegungen liegt die Annahme einer durch Ausweitung in E-W-Richtung entstandenen Bruchzone nahe, die sich möglicherweise bevorzugt im Auftreten verstärkter Klüftung, weniger durch Störungen mit großen Versatzbeträgen äußert.

Auf Grund des WSW-ENE-Streichens der Schuppenzone am N-Rand des Lackenkoglmesozoikums und der letztgenannten Ergebnisse ist nun für ihre Genese eine NW-SE- bzw. NNW-SSE-Einspannung anzunehmen. Da die Schuppenbahnen nach der Kartierung als saiger stehend bis steil nach N einfallend angenommen werden müssen, bleibt aber die Frage, ob durch SE-NW-Schub erzeugte Tauchschuppen oder aber S-vergente Schubkörper vorliegen.

Aus dem kleintektonischen Inventar der Schuppenzone selbst sind bezüglich der Vergenzfrage nur wenige Aufschlüsse zu erhalten.

Im Verlaufe dieses Kapitels wurde nun gezeigt, daß als Leitstrukturen für den Schuppenbau nur die WSW-ENE-streichenden Elemente herangezogen werden können. Dies sind zumindest bezüglich der nichtrupturellen Verformung die jüngsten Beanspruchungsmerkmale. Sie gehören zum tektonischen Akt (2), und dieser ist z. T. mit einer N-fallenden Schieferung verbunden (s. Diagramm D₂ auf Abb. 25). Es wurde deshalb oben bereits S-Vergenz für diese Verformung vermutet.

Eindeutige Anhaltspunkte zur Lösung dieser Problematik können erst im nächsten Kapitel gebracht werden.

1.2.3. Der Zentralteil des Lackenkoglmesozoikums und seine Strukturmerkmale

1.2.3.1. Die Schuppen an der Basis des Zentralteils W' des Zauchtales

Der tektonisch tiefere Anteil des zentralen Lackenkoglmesozoikums besteht aus einem Stapel übereinander lagernder Schuppen. Die Tafel 4 läßt erkennen, daß es sich bei diesen Schuppen teils um echte derartige Schubkörper mit einseitig entwickelter Schichtenfolge, teils aber auch um Großsättel und -mulden handelt, die aus einem primär angelegten Faltenbau durch Scherflächen herausgetrennt worden sind (s. Tafel 4, Profil 3: SW' unterhalb

des Lackenkoglgipfels, N^o des Kötzerlehens; Profil 6: Bereich des Reichentales; Profil 7: N-Teil, N^o Störung D).

Die für das Kartenbild (Tafel 1) bestimmenden Großfaltenachsen fallen wie generell im Zentralbereich nach E ein. Dies zeigen auch die auf Tafel 3 eingezeichneten B-Achsen, delta-Achsen und Lineationen (Striungen etc.).

Es muß erläuternd hinzugefügt werden, daß es sich bei den meisten in Tafel 3 eingezeichneten Faltenachsen- und Lineationssymbolen, soweit nicht anders vermerkt, um Parameter von i. w. S. N-vergenten oder zumindest primär N-vergenten Formen handelt.

Bei der statistischen Auswertung der ss-Flächenlagen der Schuppenzone E' der Rohrhöfe im Flachautal (s. Tafel 2, D 7) treten dann zwei Richtungen von Deformationsachsen hervor, die beide E' Einfallen besitzen. Der Achse 95°/18° E kann eine Schieferung (besser Schieferungsscherklüftung) zugeordnet werden (s. Diagramm D 9, Abb. 29), die Leitstruk-

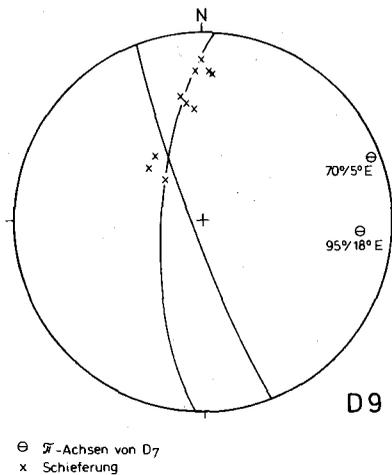


Abb. 29: Erläuterungen s. Text.

turen für den Schuppenbau (s. die bildliche Wiedergabe der Erscheinungsformen dieser Schieferungsklüftung unten) liefert. Lineationen auf den s-Flächen anisicher Pyritschiefer NE' Hinterrohr an der Gemeindestraße zeigen weiter, daß die E-W- bis WNW-ESE-Richtung und damit auch der Schuppenbau älter als die SW-NE-Richtung sind (s. Tafel 3).

Die erstgenannten Streichwerte werden allerdings durch zwei Lineationen repräsentiert, die jedoch in den Diagrammen D 7 und D 9 nicht voneinander getrennt hervortreten. Sie sind beide älter als die SW-NE-Richtung, doch ist die E-W-Lineation wiederum später entstanden als die NW-SE-Achsen. Da sie auf Grund von Strukturformen noch nicht zu trennen sind, müssen sie hier zunächst zusammengefaßt werden, obwohl das Hauptpi von D 7 mehr den E-W-Linearen entspricht.

Gewisse Parallelen lassen sich zur Tektonik in der Schuppenzone am N-Rand des Lackenkoglmesoziokums ziehen. Auch dort ist die jüngere Beanspruchung (bei nur wenig differierenden Winkelwerten) mit der NE-SW-Richtung verbunden (Diagramm D 2, Abb. 40), und die älteren Formen der Phase (1) von Kapitel 1.2.2.1 sind in ihrem Streichen meist der WNW-ESE-Richtung angenähert.

Die zu den ESE-WNW-Achsen der Diagramme D 7 und D 9 gehörigen kleintektonischen Strukturbilder sind auf der Abb. 30 wiedergegeben. Sie spiegeln direkt den Stil des Schuppenbaus wieder.

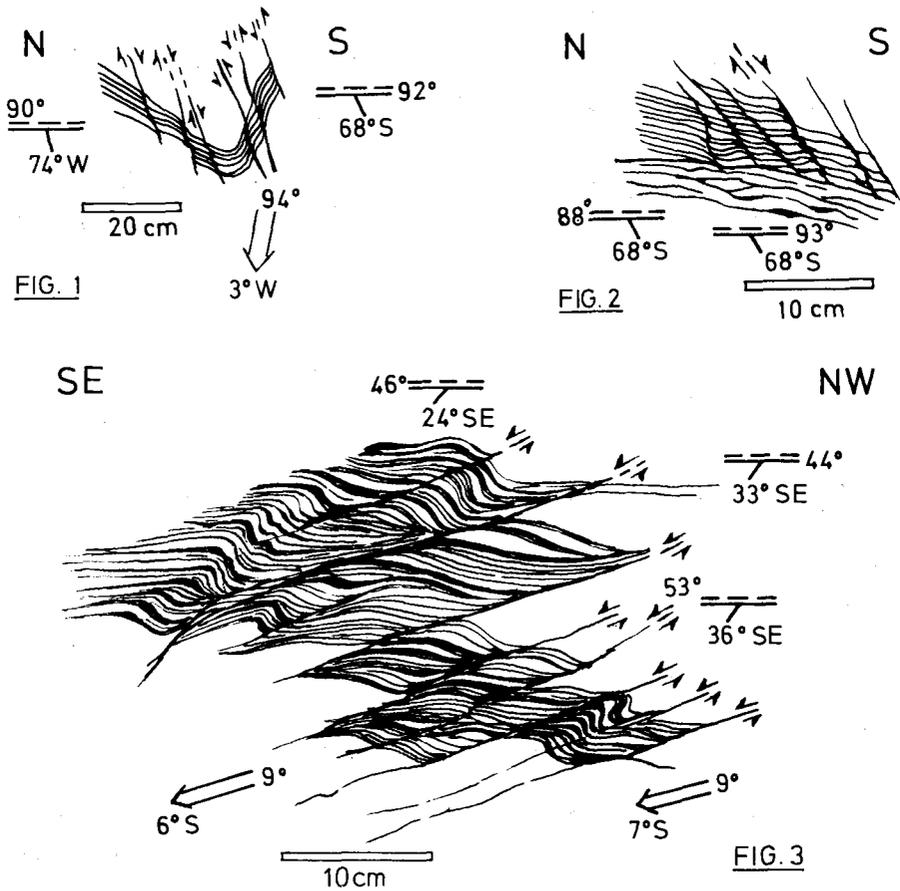


Abb. 30: N-vergente Scherfaltung und N- bis NW-vergente, z. T. unterverschiebende Schieferungsscherklüftung in Aniskalkschiefern. – Fig. 1: Struktur Nr. 2, Fig. 2: Struktur Nr. 3, Fig. 3: Struktur Nr. 4; Lage s. Tafel 3.

Es fällt auf, daß bei diesen Kleinstrukturen (s. z. B. Abb. 30) in starkem Maße unterverschiebende Bewegungen wirksam waren. Häufig treten in Verbindung damit aber auch Scherflächen mit überschiebendem Charakter, z. T. sogar in ein und demselben Faltelement zutage (Abb. 30, Fig. 1) und überwiegen z. T. auch.

Für die zweite, jüngere tektonische Richtung von D 7 (Tafel 2) und D 9 (Abb. 29) ergeben sich dagegen Strukturbilder von Biegefalten des Typs von Abb. 31. Eine abgeschwächte Intensität des kompressiven Stresses ist gegenüber den Falten mit Schieferungsscherklüftung zu erkennen, obwohl auch in Verbindung mit der jüngeren Deformation noch Lineationen (Feinrunzelungen) entstanden sind (s. Tafel 3).

Je weiter man sich nun der Grenze der unter Kapitel 1.2.2. charakterisierten Schuppenzonen am N-Rand des Lackenkogimesozoikums nähert, desto steiler wird das Einfallen einerseits der Schuppenbahnen im Zentralteil (s. Tafel 4, Profile 3 und 4) und andererseits der Schieferungsscherflächen im Kleinbereich sowie äquivalent dazu der Faltenachsebenen. Man gelangt in ein Gebiet, dessen älteste tektonische Elemente eine starke sekundäre tektonische Verstellung erfahren haben.

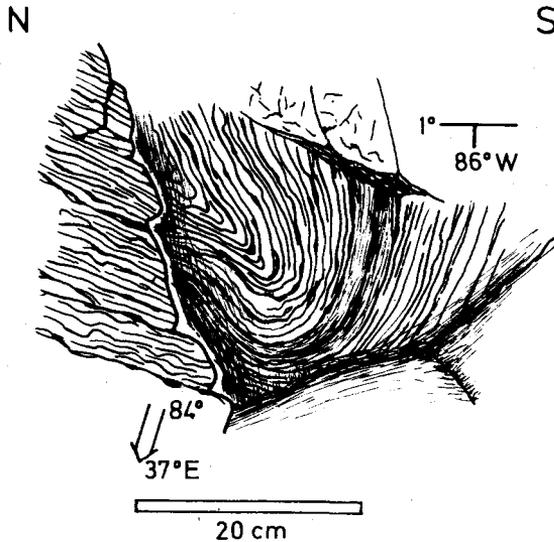


Abb. 31: N-vergente Mulde (Biegefalte) in anisichen Kalkschiefern. – Struktur Nr. 5; Lage s. Tafel 3.

Noch relativ unbedeutend blieb der Einfluß der Verstellungen auf das Gebiet um das Reichental (s. Tafel 1, Tafel 2, Gültigkeitsbereich von D 10 bis D 13 und Tafel 4, Profil 6). Der Grund hierfür ist in der Kompetenz der Ladindolomite im Kern einer N-vergenten Großmulde zu suchen, die mit fast liegender Achsenebene erhalten blieb.

Der Liegendschenkel der Mulde ist, soweit erschlossen, zum überwiegenden Teil in Rauhacken umgewandelt.

Der N-vergente Schuppenbau des Zentralteils, wie er am E-Hang des Ennstales vorliegt, verliert damit gleichzeitig im Zauchtal an Bedeutung und wird durch einen zerscherten Großfaltenbau ersetzt.

Die tektonischen Daten im Bereich des Hangendschenkels der Mulde oberhalb der Forststraße sind in den beiden Diagrammen D 10 (tektonisch höherer Teil) und D 11 (tektonisch tieferer Teil zum Kern der Mulde hin) (Abb. 32, Gültigkeitsbereiche der Diagramme s. Tafel 2) zusammengefaßt. Die kleintektonische Form der Struktur Nr. 6 (Abb. 33) gibt den Baustil zu den ENE-WSW-streichenden Achsen wieder.

Die ESE-WNW-streichenden delta-Achsen und Lineationen sind als Äquivalente zu den relativ alten NW-SE-Richtungen zu sehen, wie sie nun schon aus der Schuppenzone des N-Randes (s. Kapitel 1.2.2.1, Phase (1)) und vom E-Hang des Flachautales (bei den Rohrhöfen, s. Diagramme D 7 und D 9) bekannt sind.

Der Baustil der zugehörigen Faltenformen (Abb. 34) ist jedoch nicht mehr direkt den mit Scherflächen verbundenen Strukturen des Schuppenbaus E' der Rohrhöfe vergleichbar (s. Abb. 30) und erinnert mehr an die nach bisherigen Vermutungen als die ältesten Zeugen der tektonischen Beanspruchung gedeuteten Isoklinalfalten von Abb. 26.

Die Ausbildung der NE-SW-streichenden pi-II-Achse von D 10 gehört zur jüngsten kompressiven Beanspruchung in Zusammenhang mit der Schuppenbildung am Lackenkogel-N-Rand, die sich hier allerdings, wie oben erwähnt, nur sehr schwach bemerkbar machte.

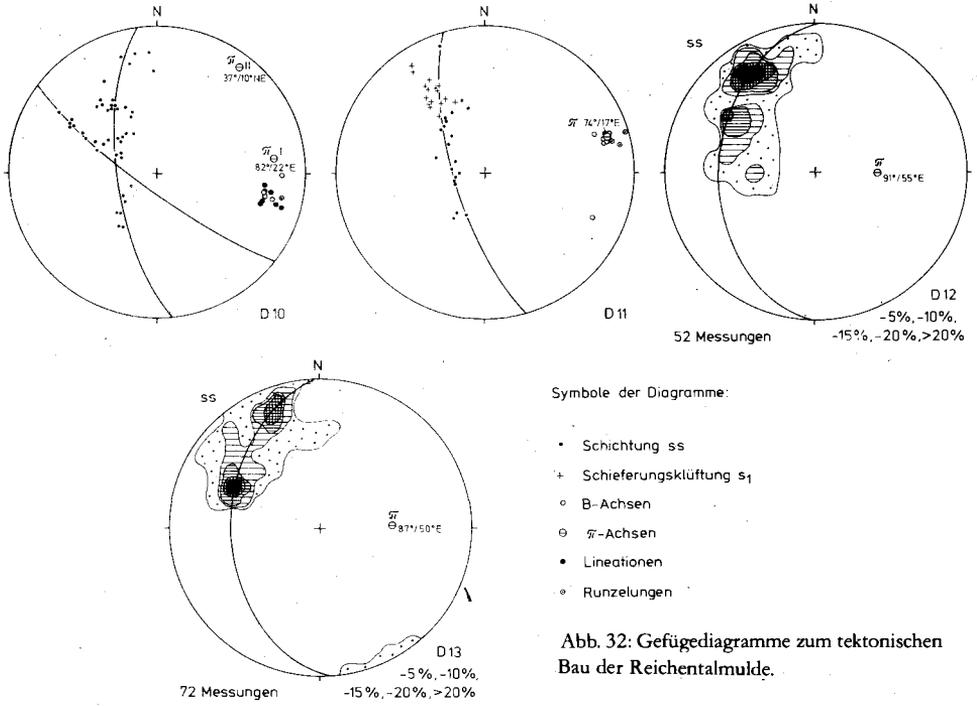


Abb. 32: Gefügediagramme zum tektonischen Bau der Reichentalmulde.

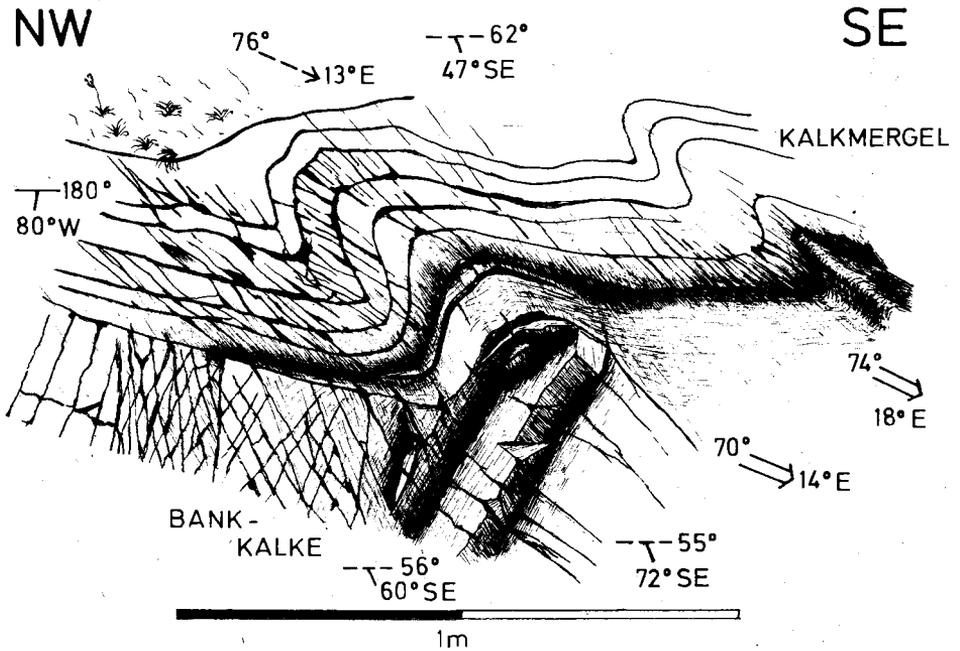


Abb. 33: N-vergente Biegefaltung und Biegescherfaltung in Anismergeln und -bankkalke. – Struktur Nr. 6; Lage s. Tafel 3.

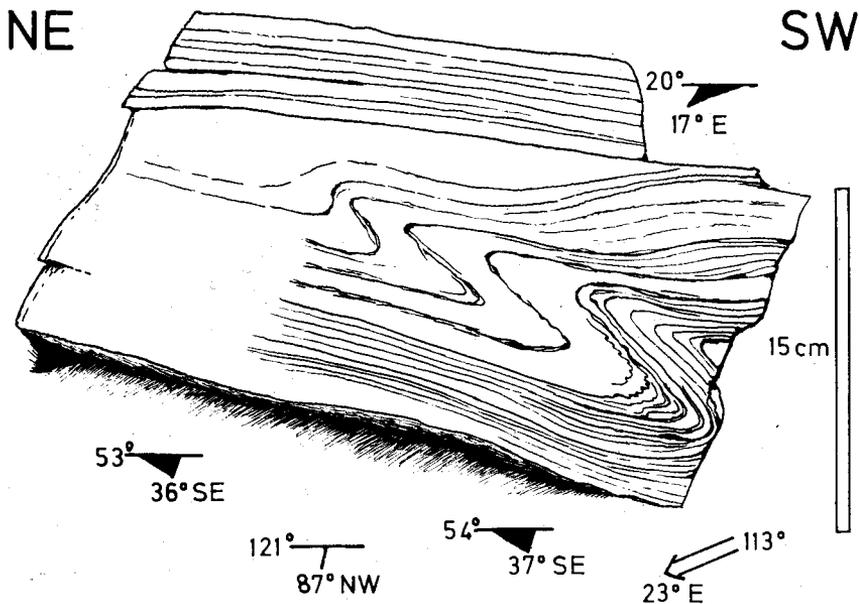


Abb. 34: N-vergente, in Fließfaltung übergehende Biegescherfaltung in Anisbänderkalken. – Struktur Nr. 7; Lage s. Tafel 3.

Zum Kern der Mulde hin, bachabwärts im Reichental und unterhalb der Forststraße gehen dann die ENE-WSW-Achsen von D 10 und D 11 in E-W-Streichen und steiles E-Fallen über (s. pi-Achsen von D 12 und D 13, Abb. 32).

Es läßt sich aber durch die Zurückrotation von zu NNW-SSE-Streichen verstellten Strie-mungen in Anisbänderkalken, die zur ältesten Deformation mit ursprünglich WNW-ESE-Achsen gehören (s. oben und Diagramm D 10), zeigen, daß die pi-Achsen von D 12 und D 13 (Abb. 32) durch Rotation um eine NNE-SSW-streichende, flach liegende Achse nur sekundär steilgestellt wurden. Sie hatten ursprünglich die Lage der ENE-WSW-pi-Achsen von D 10 und D 11. Wahrscheinlich ist dafür eine im unteren Teil des Reichentales etwa parallel zum Streichen der Großmulde verlaufende Störung verantwortlich, an der die S' Scholle nach E verkippt wurde.

Faßt man die im Reichental durch die kleintektonische Analyse festgestellten Beanspruchungen zusammen, so ergibt sich folgendes Bild:

(1) WNW-ESE-streichende Lineationen und Biegescherfalten bis Fließfalten mit hoher Materialbeweglichkeit (älter als die mit Schieferungsscherflächen verbundene Schuppenbildung im Flachautal bei den Rohrhöfen),

(2) WSW-ENE-Achsen, die das beherrschende intertektonische Element der Reichentalmulde darstellen (z. T. allerdings durch Bruchtektonik verstellt sind). Sie sind in Richtung und Strukturform (Biegefalten bis Biegescherfalten) mit der jüngeren, auf die Schuppenbildung folgenden Phase in der zentralen Schuppenzone im Flachautal vergleichbar (s. Abb. 31). Die großtektonischen Konturen und Begrenzungen der Reichentalmulde sind allerdings schon während der Schuppenbildung entstanden;

(3) schwache Überprägung mit einer NE-SW-Richtung, die eine Verbindung zu der Tektonik hat, die die Schuppenzone des N-Randes in der in der Karte erkennbaren Form geprägt hat;

(4) bruchtektonische Verkippung von Teilen des Faltenbaus.

Während nun im Reichental die oben erwähnten sekundären Verstellungen älterer klein- und großtektonischer Elemente am S-Rand der Schuppenzone des Lackenkogel-N-Randes durch die hierzu gehörige Schuppenbildung kaum spürbar ist, trifft man zunehmend auf diesbezügliche Kennzeichen, wenn man sich von der N-vergente, zentralen Schuppenzone E' der Rohrhöfe im Flachautal ausgehend dem N-Rand des Lackenkogelmesozoikums nähert.

Hinweise auf die Natur der verstellenden Beanspruchung findet man im kleintektonischen Bereich, wenn man, der oberen Eibenbergforststraße folgend, in etwa 1410 m am E-Hang des Ennstales E' Kohlmais die S-Grenze der N' Schuppenzone überschreitet und, bereits im Zentralteil des Lackenkogelmesozoikums, in anistische Kalkschiefer und -phyllite gelangt. Auf einer Strecke von ca. 500 m sind Strukturen erschlossen, wie sie die Abb. 35 und 36 zeigen. Die schiefen, S-vergenten Biege- und Biegescherfalten sind mit einer weitständigen Schubklüftung verbunden.

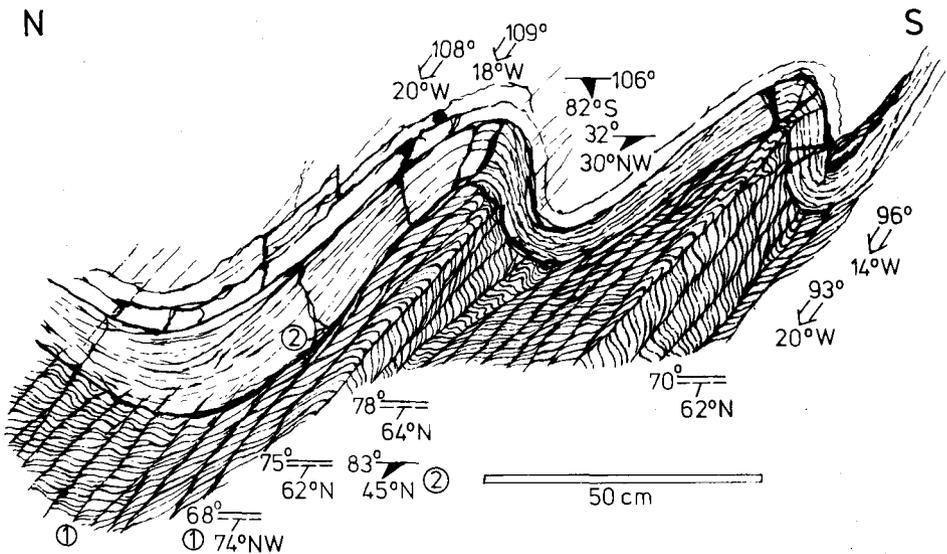


Abb. 35: S-vergente Biegescherfaltung und Schubklüftung. – Aniskalkschiefer an der oberen Eibenbergforststraße – Struktur Nr. 9; Lage s. Tafel 3 und Abb. 37.

Die Auswertung der Lage der s-Flächen und achsialen Elemente im N' Teilstück des Straßenanschnitts (Abb. 37, Lage des Profilstücks s. Tafel 2, Profil 1) zeigt am N-Ende des Profils noch gut überblickbare Verhältnisse. In Diagramm D 16 sind die S-vergenten Schubklüftungsflächen und die Schichtflächen auf dem ac-Kreis der Runzelung angeordnet. In Diagramm D 17 und D 18 (Abb. 37) tritt dann eine 2. Lineation neben die Runzelung der S-vergenten Beanspruchung. Diese Lineare erweisen sich als älter als die erstgenannten Runzelungen. Das ergibt sich einerseits aus den Geländebefunden, andererseits aber auch aus

NNW

SSE

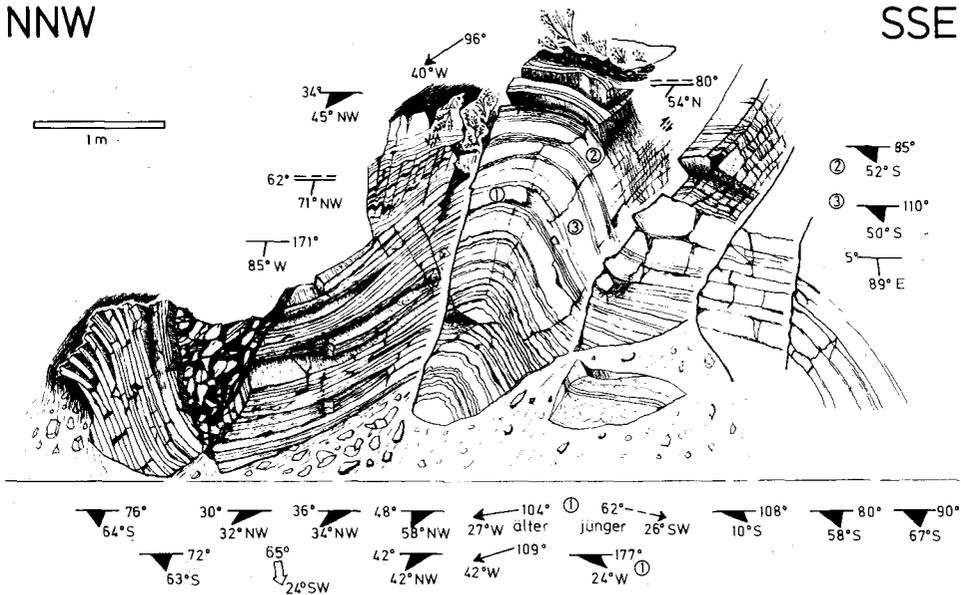


Abb. 36: Biegefaltung und Schubklüftung – Anisbänderkalk an der oberen Eibenbergforststraße. – Struktur Nr. 11; Lage s. Tafel 3.

den beiden Diagrammen D 19 und D 20 (Abb. 37). Während die eine Lineation einheitlich mit etwa 20° bis 30° nach NW einfällt, taucht die andere flacher nach WNW und ESE ein. Diese Tatsache ist erklärbar durch die Verfaltung einer ursprünglich flach nach SE einfallenden Lineation durch eine mit ihrer b-Richtung sehr spitzwinklig (Differenz ca. 5°) dazu streichende zweite Faltendeformation. Dadurch wurden auch die wechselnden Einfallrichtungen der älteren Lineation bedingt. Diese zweite, jüngere Faltendeformation ist die zu den S-vergenten Strukturen führende (Lage der Schubklüftung auf den zu den jüngeren Lineationen gehörigen ac-Kreisen!). Die älteren Lineare gehören zu den alten NW-SE-Achsen mit N-Vergenz der Deformationsstrukturen (s. oben).

Ab D 19 verschwindet die ältere Lineation und wird wahrscheinlich von der jüngeren Runzelung infolge gleicher Lage überdeckt. Die steile, z. T. S-fallende Lage der S-vergenten Schubklüftung in D 19 und D 20 (Abb. 37) geht auf einen lokal aufrechten bis schwach schiefen Faltenbau mit Fächer- und Meilerstellung der Schubklüftung zurück.

S' der Wasserrinne nehmen die Schubklüftungsflächen wieder ihre für S-Vergenz zu erwartende Lage ein (s. Diagramm D 23, Abb. 37). Bei den zugehörigen Achsen setzt z. T. ENE-WSE-Streichen ein (D 24–D 27, Abb. 37).

Die S-vergente Schubklüftung darf nach der Lage der Flächen und nach der Morphologie als Leitform des Schuppenbaus der Schuppenzone des N-Randes des Lackenkoglmesozoikums angesehen werden.

Der N-Randbereich wird damit zu einer tektonischen Rückstauzone, die durch sekundäre Anpressung des Quarzphyllits N' des Lackenkoglkompleses gegen das starr reagierende Mesozoikum entstanden ist. Es wurden dabei die jüngsten Kompressionsachsen, mit NE-SW-Richtungen, gebildet (s. Diagramm D 2 und D 3, Abb. 25; D 10, Abb. 32; Abb. 37). In der Schuppenzone war die S-vergente Anpressung am stärksten wirksam. S'

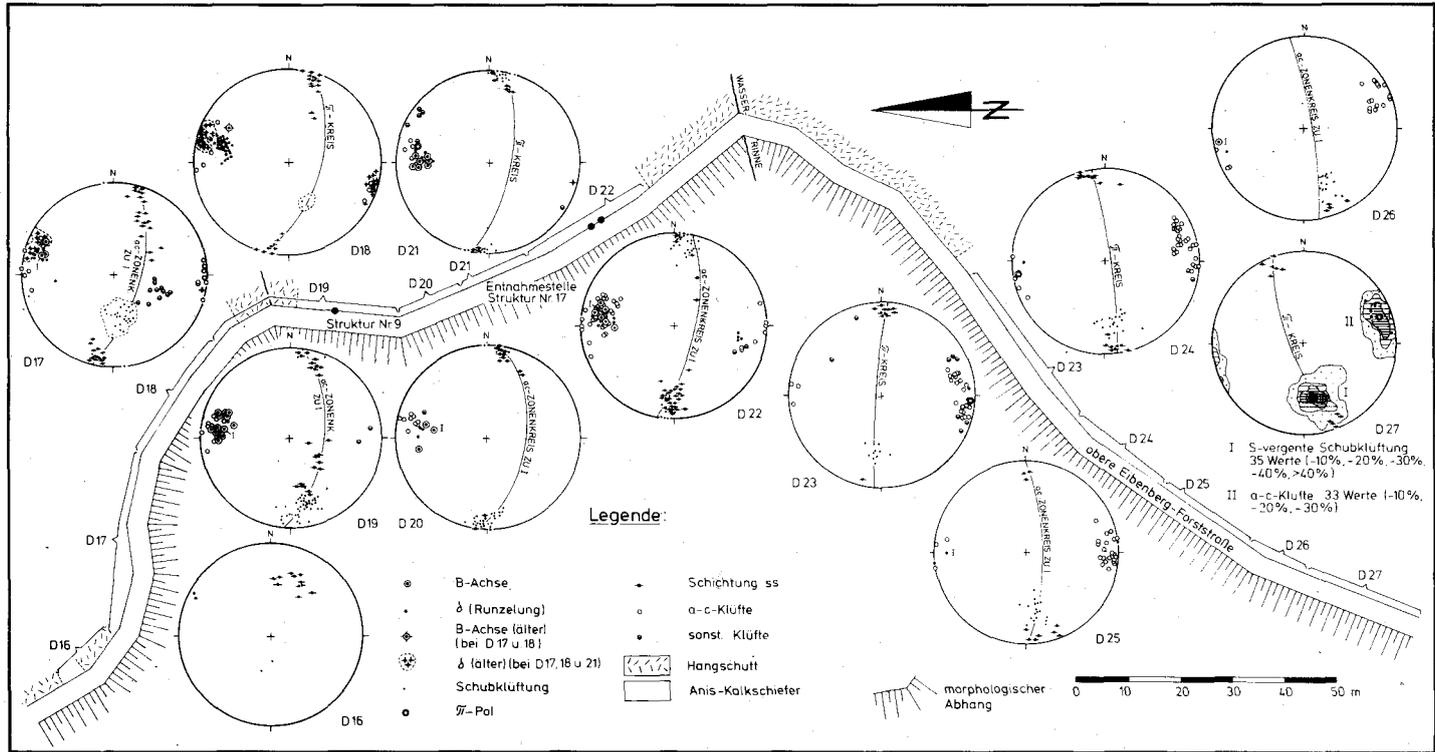


Abb. 37: Profil in Aniskalkschiefers an der oberen Eibenbergraststraße; Erläuterungen s. Text.

der S-Grenze dieses Bereiches ist sie aber kleintektonisch am klarsten erkennbar (s. Profil Abb. 37).

Diese S-vergente Beanspruchung verursachte nun die bereits mehrfach erwähnten Verstellungen älterer tektonischer Elemente. Insbesondere die Flächen der N-vergenten Schieferungsscherklüftung des Schuppenbaus im Zentralteil der Lackenkoglgzone wurden steilgestellt (s. Abb. 38).

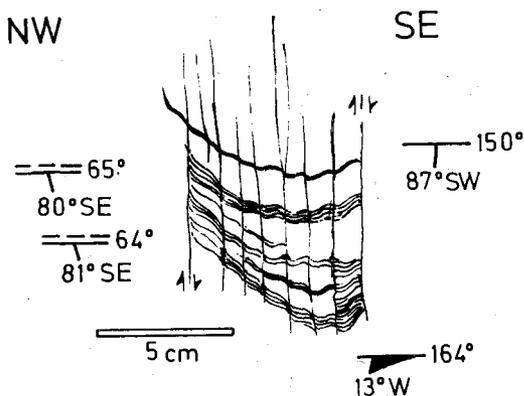


Abb. 38: Steilgestellte, ursprünglich N-vergente Schieferungsscherklüftung. – Aniskalkschiefer am E-Hang des Ennstales, SE' Kohlmais. – Struktur Nr. 16; Lage s. Tafel 3.

Ein Unterschied zwischen der S-vergenten Schubklüftung und der N-vergenten Schieferungsscherklüftung besteht darin, daß die S-vergenten Schubflächen meist nicht so gleichmäßig parallel verlaufen wie die N-vergenten und erstere meist weitständiger entwickelt sind als letztere. Daß tatsächlich zwei verschiedene Deformationen vorliegen, zeigt Abb. 39 mit beiden Scherflächenscharen nebeneinander.

Auch Formen der (nach der bisherigen Auswertung) ältesten Deformationsphase (s. in diesem Kapitel oben, Phase (1)) mit Biegescherfalten und Fließfalten von oft isoklinaler Geometrie wurden von der Rotation durch die S-vergente Beanspruchung erfaßt. Das war bereits für die Struktur Nr. 1 (Abb. 26) in der Schuppenzone des N-Randes selbst vermutet worden. Aber auch bei dem dem Typ nach der Form von Abb. 26 entsprechenden N-vergenten Sattel der Abb. 40 (Struktur Nr. 19, Lage s. Tafel 3) wurde durch die junge Deformation die Achsenebene steilgestellt und die Achse parallel zur NE-SW-streichenden S-Grenze der Schuppenzone des N-Randes eingedreht. Solche steilen Achsenebenen sind ja ganz offensichtlich untypisch für die stark ausgewalzten Falten der Phase (1).

1.2.3.2. Zur S-vergenten Strukturbildung im Lackenkoglgmesozoikum

Als Resümee läßt sich zum Auftreten S-vergenter Strukturbildung im Lackenkoglggebiet folgendes aussagen:

1. Die Schuppenzone des N-Randes ist durch eine relativ starke, zeitlich im Verhältnis zu den N-vergenten Deformationen jüngere N-S-Beanspruchung entstanden.

2. Im Zentralteil des Lackenkoglgmesozoikums ist es a) am N-Rand, an der Grenze zu der unter 1. genannten Schuppenzone zur Ausbildung deutlich S-vergenter kleintektonischer

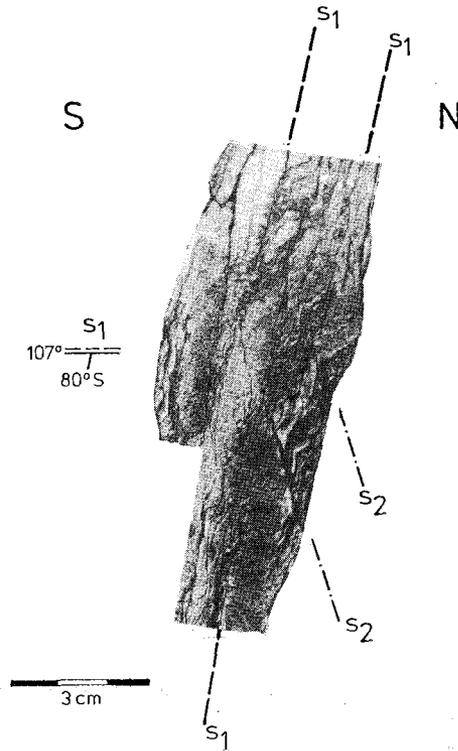


Abb. 39: Handstück von Aniskalkschiefer mit N-vergenter Schieferungsscherklüftung und S-vergenter Schubklüftung. – Struktur Nr. 17, Lage s. Tafel 3, Profil der oberen Eibenbergforststraße.

Formen, b) vor allem am N-Rand, aber auch am W-Rand (s. nächstes Kapitel) zu einer Steilstellung älterer, N-vergenter Großstrukturen (Schuppenbahnen) und Kleinformen gekommen.

Der Stil der S-vergenten Strukturen ist der einer schwach überkippten Scherfaltung mit relativ weitständigen Schubklüften. Die Faltenachsen zeigen ein relativ großräumig wechselndes Streichen von NE-SW- bis ESE-WNW. Auch das Einfallen erfolgt nicht einheitlich nach einer Richtung, doch herrscht W-Einfallen vor (s. Diagramm Abb. 41).

3. Nach S zu nimmt die Intensität der N-S-Beanspruchung ab und zeigt sich nur noch sporadisch in Verstaltungen (z. T. Rotationen) von älteren Bewegungsformen und -bahnen, wobei die Beeinflussung letzterer am S-Rand des Zentralteils durch einen gewissen Aufstau der Spannungen nochmals zunimmt.

Ein kleintektonisches Beispiel liefern hier die S-vergenten, dem Typ nach aber zur N-vergenten Phase (1) (s. Kapitel 1.2.3.1) gehörenden Faltenstrukturen Nr. 20 auf Abb. 42, die direkt unterhalb der Basisabscherung des zentralen Hauptdolomitkomplexes anzutreffen sind (s. Tafel 3 und 4). Es handelt sich hier um eine gegenüber der Entstehung der Hauptdolomitbasisabscherung ältere, ursprünglich N-vergente Deformationsform, die unter dem Einfluß S-vergenter Bewegungen rotiert wurde, zusammen mit der Steilstellung der erwähnten Scherbahn.

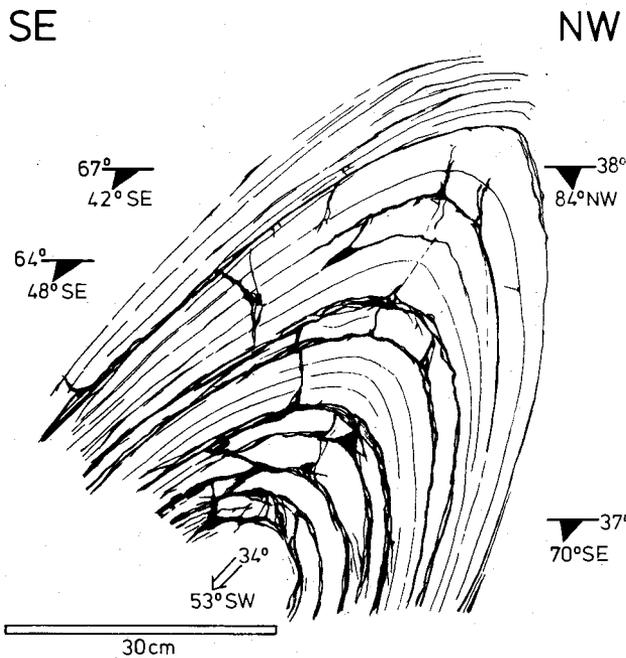


Abb. 40: Struktur eines alten Faltenbaus, durch den Einfluß S-vergenter Beanspruchung steilgestellt. N-Rand der Zentralzone des Lackenkoglmesoziokums, Grenze zur Schuppenzone des N-Randes. – Struktur Nr. 19; Lage s. Tafel 3.

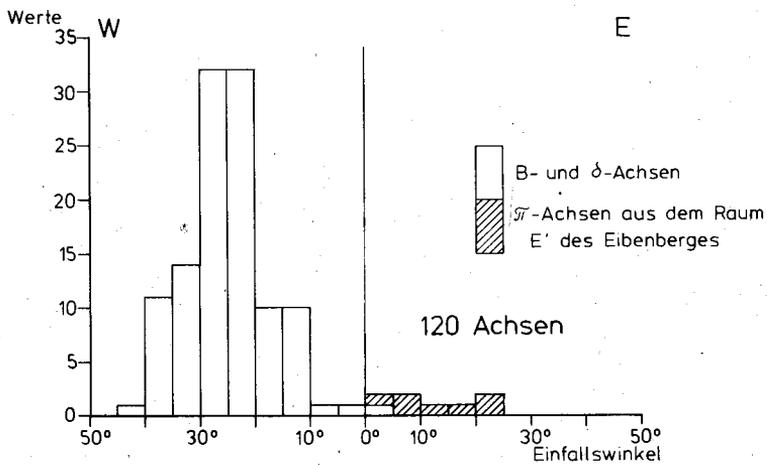


Abb. 41: Einfallswinkel der B-, delta- und pi-Achsen der S-vergenter Deformation am N-Rand des Lackenkoglmesoziokums.

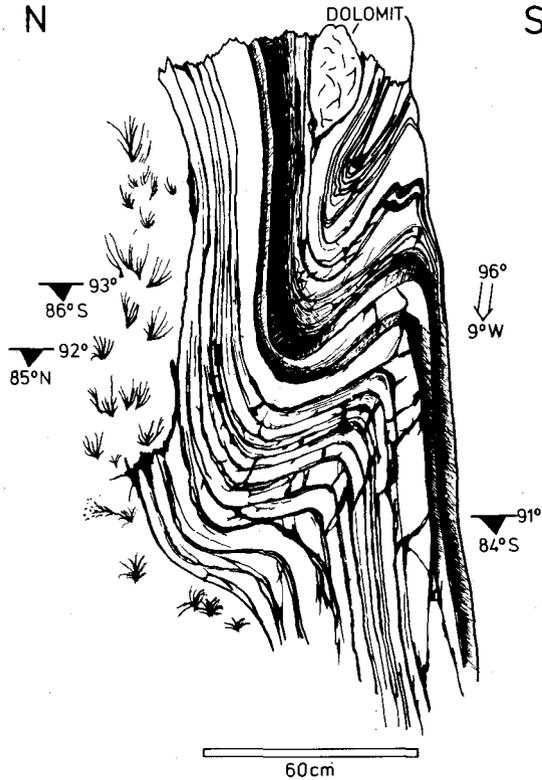


Abb. 42: Ursprünglich N-vergente, durch S-N-Anpressung rotierte und steilgestellte Biegefalte in Anisbänderkalken (mit Dolomitmikrobrekzienkomponenten). – Struktur Nr. 20; Lage s. Tafel 3.

1.2.3.3. Der W-Rand des Lackenkoglmesozoikums

In der W-Fortsetzung der Schuppenzone des Zentralbereiches, im Raum des Rohrbachgrabens W des Flachauer Ennstales tritt praktisch nur noch Faltenbau auf.

Die Anordnung der ss-Flächen im Rohrbachgrabengebiet (Diagramm D 28 auf Tafel 2) läßt die Konstruktion von zwei pi-Achsen zu, die bei gleichem WNW-ESE-Streichen steil nach E und W einfallen. Das Streichen entspricht dem, das bisher von den älteren N-vergenten Beanspruchungen bekannt ist. Die hierfür typischen Lineationen mit diesem Streichen findet man ebenfalls, und diese fallen zusammen mit entsprechenden Kleinfaltenachsen bevorzugt nach E ein (s. Tafel 3).

Diese Kleinfalten werden auch durch den Faltenstil der ältesten Deformation repräsentiert. Das Beispiel der Abb. 43 ist dabei an einer Stelle zu finden, wo das kalkige Mesozoikum nach W spitz zulaufend im Skythquarzit endet (s. Tafel 1), und zeigt, daß das Anis nach W über den Lantschfeldquarzit aushebt.

Wegen der für den Deformationstil der ältesten Faltung untypischen steilen Achsen-ebene der Struktur 21 (Abb. 43) ist auch hier eine sekundäre Steilstellung zu erwarten.

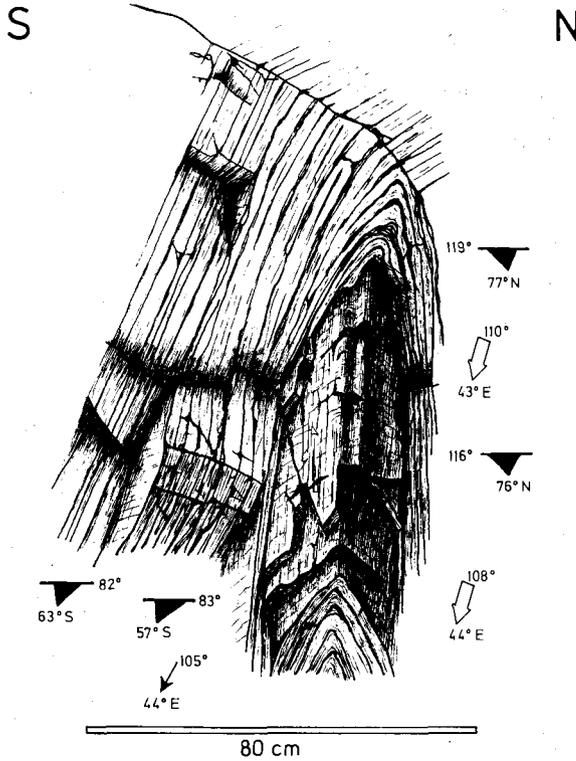


Abb. 43: Nach W aushebende Faltung (mit angenähertem Isoklinalfaltenstil) in Anisbänderkalken am N-Rand des Lackenkogelmesozoikums (Rohrbachgrabengebiet). – Struktur Nr. 21, Lage s. Tafel 3.

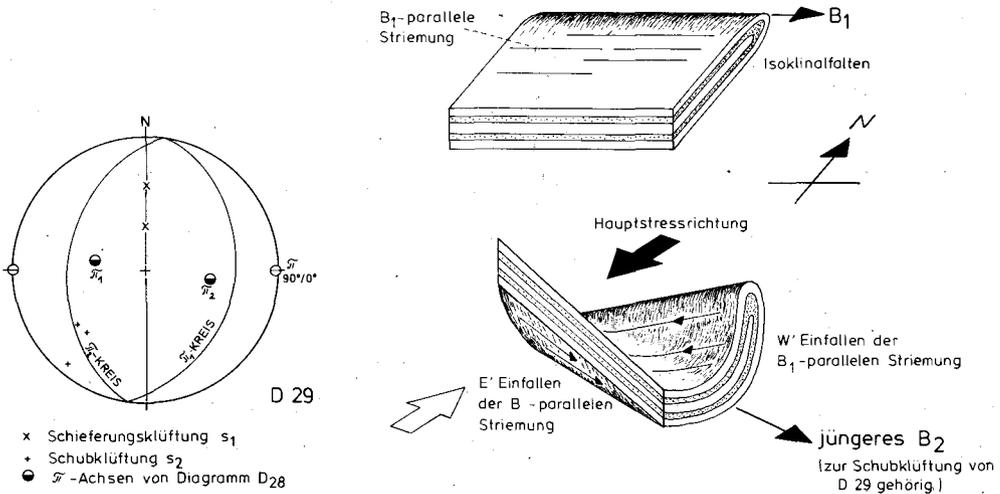


Abb. 44: Zur Deformation der Rohrbachgrabenmulde; Erläuterungen s. Text.

Wie läßt sich diese erklären? Im Lantschfeldquarzit an der S-Seite des Rohrbachgrabens findet man an einer Stelle N-vergente Schieferung. Im Quarzit entsteht Schieferung nur unter relativ hohem Scherstreß, und der ist vor allem bei den frühen Beanspruchungsphasen, sehr wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Ausbildung der Falentypen von Abb. 43 zu erwarten. Diese Schieferungsflächen weisen sicher ebenfalls steilere Einfallswerte als bei der ursprünglichen Anlage auf, sind aber wohl wegen der Widerstandsfähigkeit des umgebenden Materials weniger stark verdreht als etwa entsprechende Elemente in der Schiefer-Kalk-Dolomit-Serie der Mitteltrias. Für diese Schieferungsflächen des Quarzits (s. Diagramm D 29, Abb. 44) ergibt sich keine Symmetriebeziehung zu den pi-Achsen von D 28. Statt dessen kann man zu der Schieferung eine flach liegende E-W-Achse konstruieren, die in etwa die primäre Lage der Falten von Abb. 43 repräsentieren dürfte.

Man trifft dann weiterhin an einigen Stellen im Rohrbachgrabenmesozoikum auf eine i. w. S. S-vergente (NE-fallende) Schubklüftung, und diese läßt sich gut der Symmetrie der ESE-fallenden pi 2-Achse von Abb. 44 zuordnen. In der Ursache dieser Schubklüftung wird deshalb auch die Ursache für die pi-Achsenprägung im Rohrbachgraben gesehen. Durch eine wahrscheinlich SW-vergente Beanspruchung mit steil NE' einfallender Schubklüftung (als Äquivalent der zugehörigen Achsenebenen) wurde das Rohrbachgrabenmesozoikum zusammengedrückt, die älteren Isoklinalfalten in ihrer vorher flach liegenden Achsenebenen verbogen, vor allem aber steilgestellt. Die ehemals flach liegenden (oder dem regionalen Trend folgend schwach E' einfallenden) älteren Achsen wurden mitverbogen und erhielten z. T. ein E', z. T. ein W' gerichtetes steiles Einfallen aufgeprägt. Das W' Einfallen entspricht der pi-1-Achse in D 28 und D 29. Die E' geneigten alten Achsen fallen mit pi 2 der genannten Diagramme z. T. zusammen, obwohl dieses in erster Linie die junge Faltung B₂ vertritt. Die graphische Darstellung der Abb. 44 gibt den geschilderten Deformationsvorgang nochmals wieder. Die jüngere Beanspruchung (S-vergent) manifestierte sich stellenweise in einer Grobrunzelung, die die ältere Feinlineation überlagert.

So entstand der enge N-vergente Faltenbau des Rohrbachgrabengebietes, wie er in Tafel 4 (Profil 2) und Tafel 3 in Erscheinung tritt.

Die Position der mit steilen N- und S-Kontakten in Lantschfeldquarziten eingebetteten anisichen und ladinischen Kalke und Dolomite muß auf Grund der genannten strukturgeologischen Details im großen und ganzen als die einer nach W aushebenden Mulde gedeutet werden (Tafel 4, Profil 2).

Der N° P 1448 auftretende Anis-Ladin-Komplex ist als Ausläufer der Rohrbachgrabenmulde anzusehen (s. Tafel 4, Profil 1).

Abzuändern ist damit eine nach den Profilen TRAUTHs (1927) im Sinne einer Fensterstruktur des gesamten Lackenkoglbereiches bisher vertretene Vorstellung, die die Lage der Mesozoikumsscholle N° P. 1448 durch Aufpressung aus dem Untergrund, aus einer tieferen Decke herleitet.

Im Lantschfeldquarzit N° des Rohrbachgrabengebietes ist sodann ein überkippter N-vergenter Großsattel anzunehmen, dessen durch Schrägschichtung im Quarzit nachgewiesener überkippter Schenkel von den unterlagernden, stratigraphisch hangenden Anis-Ladin-Schichten abgeschert ist (s. Tafel 2, Tafel 4, Profil 2).

Diese Abscherungsfläche (C in Tafel 4, Profil 2 und 3) setzt sich im E, jenseits des Ennstales in einer N-vergenten Aufschubung fort. Sie wird außerdem wie auch der überlagernde Quarzitsattel durch die S-Randstörung der Schuppenzone des N-Randes (Störung B in Profil 1 bis 3 auf Tafel 4) abgeschnitten.

Die überwiegend E-fallenden Faltenachsen und Striungen innerhalb des erwähnten Großsattels von Lantschfeldquarzit am W-Hang des Ennstales (s. Tafel 3) entsprechen mit ihren NW-SE-Streichen den Deformationsachsen der ältesten, N-vergenten Beanspruchung, die als einzige intensiv genug war, dem rigiden Quarzit ihre Spuren aufzuprägen.

1.2.3.4. Die Hauptdolomitmasse des Lackenkogls

Im Hauptdolomit des Zentralbereiches der Lackenkoglzone ist eine große, weitspannige Muldenstruktur entwickelt (Tafel 4, Profile 3 bis 6). Im Kern dieser Mulde, in dem in stratigraphisch höchster Position auftretenden Rät kommt die N-vergente Muldenform z. T. direkt überblickbar (Abb. 45) zum Ausdruck.



Abb. 45: Blick auf den N-Teil der Rätmulde des Lackenkogelgipfels von E her.

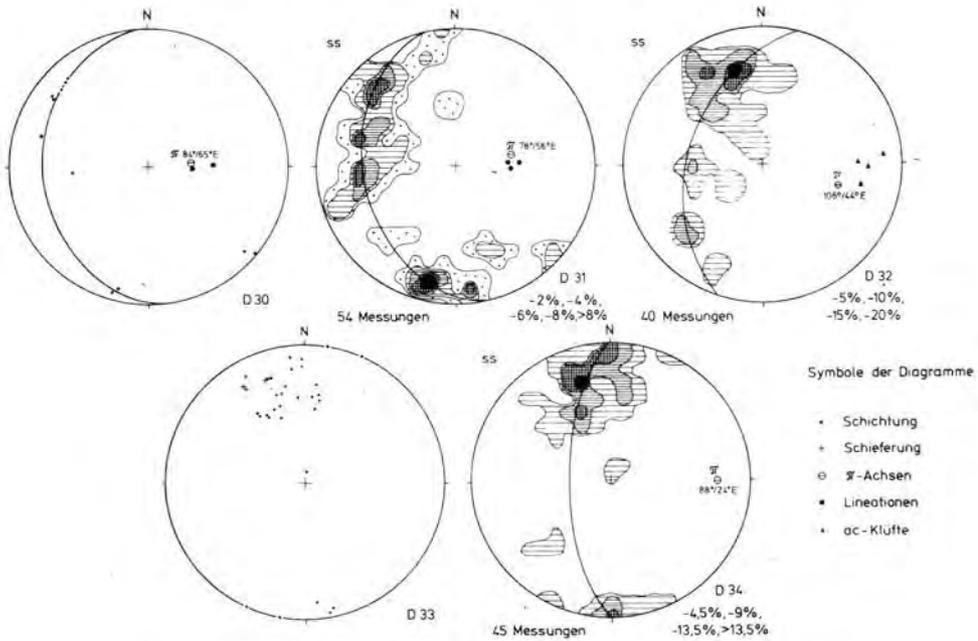


Abb. 46: Diagramme zum tektonischen Bau der Rätmulde des Lackenkogelgipfels.

Streichen und Einfallen der Großfaltenachse der Rätmulde wechseln in ihrem Verlauf etwas. Im Gipfelbereich des Lackenkogls, wo eine Doppelmulde vorliegt, ist sehr steiles Achsenfallen nach E bei E-W-Streichen (um $N 80^\circ E$) festzustellen. Danach richtet sich auch die starke Striemung (s. Diagramm D 30 und D 31, Abb. 46), wie sie besonders gut in Rätkalken am Gipfelkamm des Lackenkogls, ca. 80m S' des Gipfelkreuzes hervortritt.

Die Striemung ist das Merkmal der bisher bekannten und mehrfach erwähnten ältesten Faltendeformation, das Streichen um 80° gehört zu einer jüngeren Verformung, wie sie etwa im Reichtalgebiet dominiert. In Verbindung mit dem steilen Achseneinfallen liegt so der Schluß nahe, daß auch hier die älteren, ursprünglich meist WNW-ESE-streichenden Falten überprägt und in ihrem Streichen geändert wurden, und zwar durch eine SSE-NNW-Einengung.

Der N' Teil der Doppelmulde des Lackenkoglgipfels löst sich am E-Hang des Berges auf. In der weiter hangabwärts zum Zauchtal hinunter verfolgbaren S' Mulde verflacht sich das Achsenfallen von ca. $40^\circ-50^\circ$ (Diagramm D 32, Abb. 46) auf ca. 25° (D 34, Abb. 46), wobei das Streichen um die E-W-Richtung pendelt. Die alte WNW-ESE-Richtung kommt dabei z. T. zum Durchbruch.

Eine an Schieferung erinnernde Klüftung tritt recht sporadisch im E' Teil der Mulde auf. Sie läßt sich wie Diagramm D 33 (Abb. 46) zeigt, den pi-Achsen von D 30 und D 31 zuordnen. Sie gehört damit zu der durch die WSW-ENE-Richtung gekennzeichneten jüngeren Deformation (N-vergent).

1.2.3.5. Die tektonischen Grundzüge der zentralen Lackenkogllzone W' des Zauchtales

Die Großstrukturen im Zentralbereich der Lackenkogllzone W' des Zauchtales erweisen sich auf Grund von kleintektonischen Daten und Strukturen als N-vergent.

S-Vergenz wird nur in einem eng begrenzten Abschnitt in einer Schuppenzone am N-Rand des Lackenkoglgipfels sowie in deren unmittelbarer Umgebung dominierend.

Die Faltenachsen im Internbau der Großstrukturen fallen bei einem Streichen um die E-W-Richtung überwiegend nach E ein.

Die direkt meßbaren und konstruierbaren Deformationsachsen lassen in Kombination mit den kleintektonischen Formen folgende Abfolge verschiedener Verformungsphasen erkennen (von älteren zu jüngeren Akten):

(1) Ausbildung von NW-SE-Achsen und Striemungen zusammen mit N-vergenten Biege- und Biegescherfalten von Isoklinalfaltengeometrie.

(2) N-vergente Einengung, verbunden mit NW-SE- bis E-W-Achsen, Runzelungen und z. T. untervorschiebender Schieferungsscherklüftung. Im Großbau führte diese Verformung zur Bildung von Schuppen (E' der Rohrhöfe).

(3) SW-NE- bis WSW-ENE-Achsenrichtungen (Streichen häufig um 80°) repräsentieren den jüngsten N-vergenten Akt, der mit Biegefalten, z. T. aber auch mit Lineationen oder Schieferung verbunden ist.

(4) S-vergente Beanspruchung mit Achsenstreichen von NE-SW bis ESE-WNW und wechselndem Achsenfallen, in manchen Bereichen allerdings bevorzugt nach W. Der Deformationsstil ist durch schiefe, selten überkippte Scherfalten mit weitständiger Schubklüftung charakterisiert.

Insgesamt muß auf Grund der Kleintektonik und der Kartierung ein Ausheben der kalkig-dolomitischen Trias und des unterlagernden Lantschfeldquarzits nach W über den Quarzphyllit angenommen werden.

1.2.3.6. Der Abschnitt des Zentralbereiches E' des Zauchtales

Der E' des Zauchtales erschlossene Abschnitt des Zentralteils besitzt eine Basis, deren Großbau an die Verhältnisse im Reichentalgebiet anknüpft. Der Lantschfeldquarzitkern des Sattels S' des Reichentals läßt sich am E-Hang des Zauchtales wiederfinden (s. Tafel 4, Profile 6 und 7), obwohl er dort durch eine NE-SW-streichende Störung mit teilweise blattverschiedenem Charakter in einen N-Teil, der wurzellos auf Anis liegt, und einen S-Teil zerlegt wird. Der anisische N-Schenkel des Sattels (E' des Zauchtales), der Übergang zur E' Fortsetzung der Reichentalmulde, wird zusätzlich durch eine streichende, steile S-vergente Schuppenbahn (s. Tafel 4, Profil 7) verdoppelt.

Die s-Flächenpole aus dem N-Teil Lackenkoglzentralbereiches E' des Zauchtales sind, wie aus Diagramm D 35 (Tafel 2) abzulesen ist, entlang eines pi-Kreises angeordnet, dessen Achse nach ESE einfällt. Damit wird erkennbar, daß der regional bestimmende Faltenbau des Mesozoikums E' des Zauchtales spitzwinklig auf den Kontakt zum Quarzphyllit trifft.

Die ESE-WNW- bis SE-NW-Richtung ist von der Beanspruchung der Schuppenzone E' der Rohrhöfe und von der älteren, mit Lineationen und Isoklinalfaltung verbundenen Deformation am W-Rand und im Zentralbereich des Lackenkoglmesoikums bereits gut bekannt.

Betrachtet man die zugehörigen Kleinformen anhand des Beispielen von Struktur 24 (Abb. 47), so darf man dabei Parallelen zu diesen N-vergente Verformungen ziehen. Ein

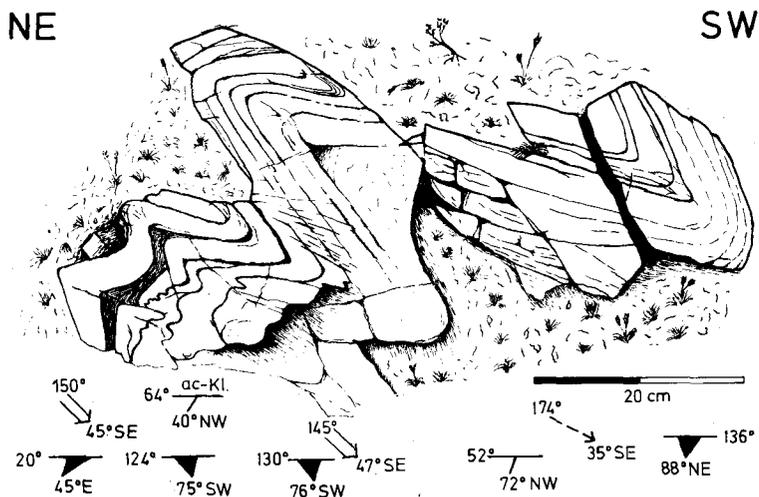


Abb. 47: NE-vergente Biegefaltung bis Biegescherfaltung mit teilweise erkennbarer Schieferung in Aniskalkschiefern. - Struktur Nr. 24; Lage s. Tafel 3.

echter Isoklinalfaltencharakter ist allerdings nicht gegeben, so daß ein Vergleich mit der Schuppungsbeanspruchung von Phase (2) in Kapitel 1.2.3.5 möglich ist, wofür auch die sporadisch erkennbare Schieferung spricht. Andererseits ist die π -Richtung von Diagramm D 35 (Tafel 2) mit etwa parallel dazu streichenden Lineationen verbunden, wie sie wiederum für die ältere Phase (1) (s. Kapitel 1.2.3.5) typisch sind. Beide Deformationen lassen sich hier nicht klar trennen, doch ist offensichtlich, daß E' des Zauchtales im Zentralbereich des Lackenkoglmesozoikums diese älteren Beanspruchungen mit N-Vergenz bestimmend sind.

Die um 80° streichende jüngere Richtung, die in Kapitel 1.2.3.5 unter der Phase (3) zusammengefaßt ist, ist jedoch ebenfalls vertreten. Anzeichen hierfür liefert die Struktur 25 (Abb. 48).

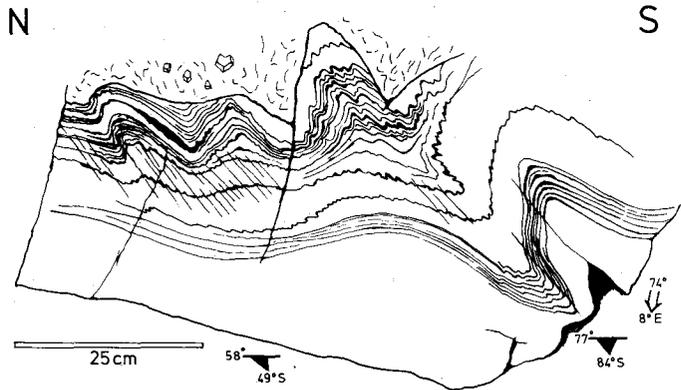


Abb. 48: Junge, N-vergente Biegescherfaltung in Aniskalkschiefers. – Struktur Nr. 25; Lage s. Tafel 3 (E' des Zauchtales).

Insgesamt betrachtet (s. auch Tafel 3) herrscht bei den N-vergenten Strukturen E' bis SE' Achsenfallen vor.

Als Hinweis auf eine im Großbau nicht ausgeprägte, gegenüber den oben erwähnten Deformationen noch jüngere Strukturbildung ist in den Kalkschiefers, in denen die Struktur 24 (Abb. 47) ausgebildet ist, fast senkrecht zu den Achsen dieser tektonischen Hauptformen eine meist unterverschiebende Schubklüftung entwickelt, die auf eine NW-SE-gerichtete Einengung zurückgehen. Sie ist der Ausdruck eines in etwas andere Richtung als W' des Zauchtales gelenkten, jungen, S-(hier besser SE-)vergenten Deformationsaktes, der ebenfalls wieder mit der Entstehung der Schuppenzone des N-Randes in Verbindung zu bringen ist.

Das E' Achsenfallen im Raum E' des Zauchtales, also am E-Rand der Lackenkoglgzone, impliziert nun ein Abtauchen des Mesozoikums nach E unter den Quarzphyllit.

Diese Komplikation läßt sich durch eine Analyse des zum Rohrbachgrabengebiet äquivalenten Bereiches E' der Eisenhofalm auflösen (s. auch Tafel 1). Das Lackenkoglmesozoikum wird dort in der N-S-Erstreckung sehr schmal, überschreitet nach E den Kamm zum Taurachtal und keilt ca. 200 m hangabwärts aus. Die Lagerungsverhältnisse der Schichten

im Bereich E' der Eisenhofalm lassen nun die Konstruktion von pi-Achsen zu, die klar nach W einfallen, wie aus Diagramm D 36 (Tafel 2) ersichtlich ist. Das W' Achsenfallen spiegelt sich aber auch in direkt meßbaren Achsen z. B. im Quarzphyllit wider (s. Tafel 3, SE' der Eisenhofalm), womit ein deutlicher Hinweis für ein Ausheben des Mesozoikums nach E erbracht ist. Man findet außerdem am S-Rand der karbonatischen Trias in permoskythischen Quarzitschiefern eine intensive W-fallende Striemung, wie sie in ihrer Erscheinungsform überall für den ältesten Beanspruchungsakt (der in seinen Auswirkungen ja E' des Zauchtales sehr bedeutend ist) charakteristisch ist.

Das Ausheben des Mesozoikums nach E erfolgt relativ zur Ausdehnung des gesamten Lackenkoglkomplices in der E-W-Richtung auf eine kurze Strecke, und zwar vor allem in einem schmalen Bereich E' der Eisenhofalm, wo die Faltenachsen und Lineationen von W und NW wie zu einem Bündel zusammenlaufen (s. Tafel 2).

Die rasche Verschmälerung der Lackenkoglgzone nach SE ist allerdings nicht ganz allein auf den Faltenbau zurückzuführen, sondern wird durch eine junge, spitzwinklig zum Streichen der Hauptfaltenachsen in NW-SE' Richtung verlaufende Störung am W-Hang des Kehlbrand-Labeneck-Zuges mit beeinflusst. An ihr ist der Quarzphyllit gegenüber dem Mesozoikum beträchtlich herausgehoben und in Verbindung damit sowie durch nachfolgende Erosion wahrscheinlich auch ein Teil der Zone E' Achsenaushebens beseitigt worden.

Durch die eben genannte Störung und durch die Störung im Zauchtal wurde die dazwischen liegende Scholle nach E gekippt. Das E' des Zauchtales noch so weit verbreitete Achsenfallen nach SE und E ist dadurch teilweise mitbedingt.

1.2.4. Die S-Randzone und ihre Internstruktur

Die S-Randzone des Lackenkoglmesoikums ist durch steile, saigere und zu einem großen Teil sogar nach N überkippte Lagerung der Unter- und Mitteltrias gekennzeichnet.

Die in Tafel 3 eingetragenen Faltenachsen und Striemungen – ausschließlich Zeugen N-vergenger Beanspruchung – zeigen W' des Ennstales ein Streichen um die E-W-Richtung bei einem sehr starken Anteil NW-SE-streichender Deformationsachsen. Das Einfallen erfolgt dort bevorzugt nach E.

Zwischen Enns- und Zauchtal erkennt man dann eine deutlich vorherrschende NW-SE-Richtung im Streichen der Achsen und Striemungen, die z. T. spitzwinklig zum tektonischen Kontakt gegen die Hauptdolomitmulde des Zentralteils steht.

Daraus kann bereits abgeleitet werden, daß die Entstehung der tektonischen Trennfläche Zentralteil – S-Randzone anderes, vermutlich jüngeres Alter als die in den typischen NW-SE-Striemungen zum Ausdruck kommende alte Deformation (s. Kapitel 1.2.3.5 Phase (1)) hat.

E' des Zauchtales bleibt die NW-SE-Achsenrichtung mit E' Einfallen in Einzelstrukturen noch erhalten. Der in der geologischen Karte erkennbare Bau besitzt nun aber E-W' bis ENE-WSW' Streichen (s. Tafel 2, Diagramm D 37). Diese Achsen des Großbaus laufen dann am E-Ende der Lackenkoglgzone (E' der Eisenhofalm) mit den achsial W-fallenden NW-SE-Strukturen des Zentralteils zusammen (s. Diagramm D 36, Tafel 3 sowie Kapitel 1.2.3.6).

Die in Tafel 3 eingezeichneten Linien des Großfaltenbaus geben in etwa den Ausstrich der Achsenebenen der Großsättel und -mulden wieder. Der Verlauf ist damit naturgemäß durch den Hanganschnitt mitbestimmt. Diese Linien sind also keine Streichkurven der Faltenachsen. Das Streichen geben in erster Linie die aus den s-Flächlagen konstruierbaren pi-Achsen an (z. B. D 37 auf Tafel 2).

Die S-Randzone geht, wie die Profile 1 bis 7 auf Tafel 4 veranschaulichen, zur Tiefe hin in die Basis des Zentralteils der Lackenkoglgzone über.

Als Deformationsrichtungen im Übergangsbereich Zentralteil – S-Randzone, aufgeschlossen am SW-Rand des Hauptdolomitmassivs des Lackenkogls, lassen sich zwei pi-Achsen konstruieren (D 38, Tafel 2), nämlich eine dominierende mit WNW-ESE-Streichen und eine untergeordnete mit E-W-Streichen. Letztere war im Raum E' der Rohrhöfe als den Schuppenstrukturen im Zentralteil des Lackenkoglesozoikums zugehörig erkannt worden. Die andere pi-Richtung kennzeichnet dagegen den Internbau der Lackenkogl-S-Randzone zwischen Enns- und Zauchtal. Eine starke Zerlegung der Schichtenfolge ähnlich wie bei einem Schuppenbau ist auch in letztgenanntem Abschnitt zu erkennen (s. Profil 3 bis 6, Tafel 4), doch gegenüber dem Schuppenbau E' der Rohrhöfe zeigen sich auf Grund der steilen Lagerungswerte zunächst Unterschiede.

Nun treten in der S-Randzone S' des Lackenkogls auch die in den übrigen Bereichen des Lackenkoglesozoikums als Relikte der ältesten Deformation eingestuft Strömungen mit bevorzugtem NW-SE-Streichen auf. Man kann somit in der S-Randzone den NW-SE-streichenden b-Koordinaten der Deformationsstrukturen zwei N-vergente Beanspruchungsphasen zuordnen, eine alte und eine jüngere, die für den steilen Bau des ganzen S-Randstreifens verantwortlich ist.

Die zugehörigen kleintektonischen Formen sind Strukturen von zumindest angenähertem Isoklinalfaltenstil und sekundär versteilten Achsenebenen (s. Abb. 49) für die ältere Deformation und Biegefalten mit flachen Achsenebenen (Abb. 50) als Anzeichen der jungen Tangentialeinengung, die die genannte Steilstellung bewirkt hat.

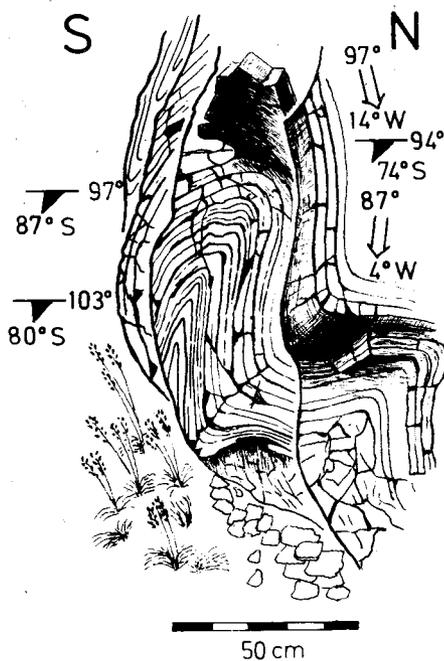


Abb. 49: N-vergente Biegefalten (in Isoklinalfalten übergehend) mit steilen Achsenebenen. – Anisbänderkalke. – Struktur Nr. 27; Lage s. Tafel 3.

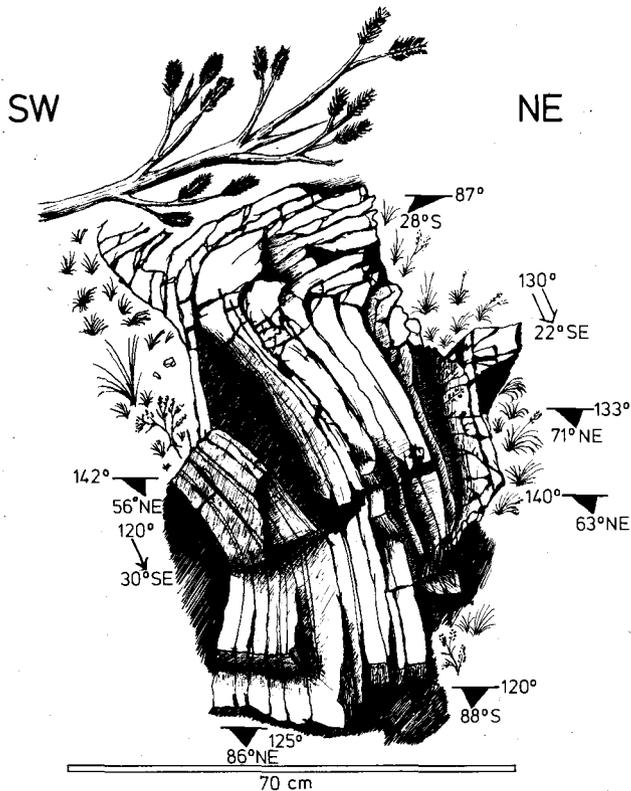


Abb. 50: N-vergente Biegefalte mit liegender Achsenebene und nur wenig verdicktem Scharnier. – Struktur Nr. 29; Lage s. Tafel 3 (S' Lackenkoglgipfel).

Für die Strukturbildung, die die S-Randzone schuf, ist trotz lokaler Unregelmäßigkeiten die generelle SSW-NNE-Richtung der Hauptstreßkomponente unverkennbar. Eine solche (gegenüber der Phase (1) jüngere) Einengung ist nach bisheriger Kenntnis nur noch im Rahmen des Deformationsaktes (2) nach Kapitel 1.2.3.5 zu erwarten. Die steile Lage der S-Flächen ist dabei kein Gegenargument.

Wie noch gezeigt werden wird (s. Verhältnisse am S-Rand der Quarzphyllitdecke, Steinfeldspitz- und Leckriedelgebiet, Kapitel 2.2.4 und 2.4 des tektonischen Teils) können zusammen mit den Schuppenstrukturen im Rahmen des Verformungsaktes (2) gleichzeitig Aufbiegungen mit mittelsteil nach S einfallenden Achsenebenen entstehen. Solche Großformen treten materialbedingt dann auf, wenn kompetente Serien, wie etwa mächtige, gebankte Dolomite, in den Faltungsvorgang einbezogen werden. Im Fall des S-Randes der Lackenkoglgzone sind diese Serien Dolomite und Quarzite. Der Hauptdolomit des Zentralteils wurde in die von S aufgeschobene Basisfolge des Lackenkoglmesozoikums eingepreßt, der Baustil in der S-Randzone durch diese kompakten Dolomite mitbestimmt.

Die Schuppenbildung im Zentralteil des Lackenkoglmesozoikums und die Aufschiebung der S-Randzone gehen möglicherweise auf zeitlich etwas verschiedene Teilstadien innerhalb einer Verformungsphase zurück, hängen aber mechanisch mit einem kontinuierlich wirkenden Beanspruchungsplan zusammen.

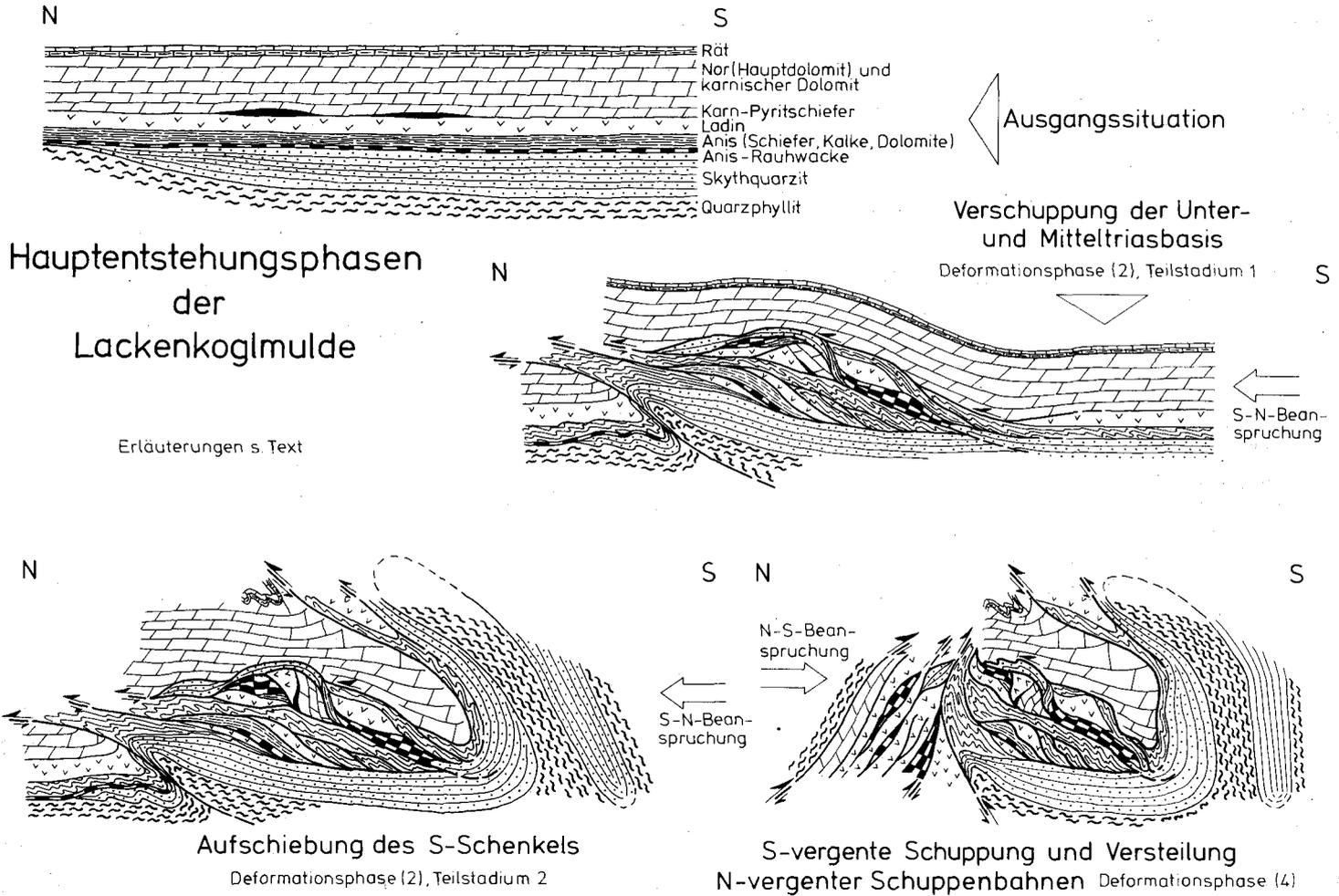


Abb. 51.

1.2.5. Die Deutung des Gesamtbaus und die Kinematik der Beanspruchungen in der Lackenkogljzone

Das Lackenkoglmesoikum war früher (TRAUTH 1925, 1927, s. auch ROSSNER 1974) als Fenster gedeutet worden. Auf Grund des durch die Neuaufnahme gewonnenen Materials wurde eine andere Interpretation des Gesamtbaus als eine großtektonische Mulde, die auf dem Quarzphyllit liegt, notwendig.

Die Argumente hierfür beziehen sich

- (1) auf die im Prinzip aufrechte Schichtenfolge im Mesozoikum der Lackenkogljzone,
- (2) auf die kleintektonischen und spezialtektonischen Details: das Ausheben der mesozoischen Schichten mit den ihnen aufgeprägten Faltenachsen und Lineationen am W-Ende sowie am E-Ende des Lackenkogljkomplexes über den umgebenden Quarzphyllit (s. auch Profil 9, Tafel 4).

Einzelheiten sind der Arbeit ROSSNER 1976 a (S. 295) zu entnehmen.

An der N- und S-Grenze der Lackenkoglmulde tauchen die mesozoischen Schichten mit meist steilem Einfallen unter den Quarzphyllit ab, wodurch die Großstruktur der äußeren Kontur nach eine Beutelform erhält. In der Internstruktur zeigt sich aber, daß dieser scheinbar vergenglose Bau nicht der Realität entspricht. Es liegt vielmehr im Prinzip eine N-vergente Großmulde vor, die sekundär besonders im N-Teil S-vergent überprägt ist. Der Internbau wurde nicht in einem Akt geschaffen, sondern ist das Ergebnis mehrerer Deformationsphasen.

Auf Tafel 3 ist in einer Reihe von Diagrammen graphisch dargestellt, wo diese einzelnen Beanspruchungsphasen nachzuweisen sind und welches Streichen die zugehörigen B-Achsen (und deren Äquivalente) besitzen.

Entsprechend der in der Natur erkennbaren Überlagerung der älteren Beanspruchungselemente durch die jüngeren wurde im Innern der konzentrischen Kreise die Achsenrichtungen der ältesten, außen der jüngsten Deformationsakte aufgetragen. Dort wo sich eine sekundäre Verstellung der Achsen einwandfrei rückgängig machen ließ (wie im Reichental), wurden die zurückrotierten Werte bei der Konstruktion des entsprechenden Achsenrichtungsdiagramms berücksichtigt.

Die Kennzeichen der Deformation (1) sind dem Kapitel 1.2.3.5 zu entnehmen.

Während die Phase (1) überwiegend durch Deformationen ohne große Horizontalbewegung charakterisiert ist, zeigt die jüngere Phase (2) in ihren kleintektonischen Formen (besonders der Schieferungsscherklüftung in Kalk- und Tonschiefern) einen deutlichen Tangentialtransport an, der sich im Bau des Lackenkoglmesoikums insbesondere in einer Verschuppung der unter- und mitteltriadischen Basis äußert (s. Abb. 51, Teilstadium 1 zur Deformation (2)). Die rigide Platte des Hauptdolomits zerbricht im Verlaufe dieser Beanspruchung an einer Schwächezone diskordant zur Schichtung, und der S' Teil, vor allem aber die insgesamt inkompetent reagierende Unterlage wird auf den N-Teil der Dolomitmasse N-vergent aufgepreßt (s. Abb. 51, 2. Teilstadium der Deformation (2)). Die S' Dolomitplatte ist nicht mehr erhalten, jedoch ihre aufgepreßte Basis in der S-Randzone der Lackenkoglmulde. Die neu entstandenen Strukturen und Großfalten der S-Randzone (s. Tafel 3 und Profile Tafel 4) sind in ihrem Streichen im wesentlichen von der SSW-NNE-gerichteten Hauptkomponente der Einengung der Deformation (2) bestimmt.

Großstrukturen, die auf diese beiden Einengungsakte zurückgehen, findet man außer in der erwähnten S-Randzone in den N-vergenten Falten- und Faltenrelikten des Rohrbachgrabens, den Schuppen am E-Hang des Flachauer Ennstales, in den zerscherten Faltenelementen des Reichentales (Internstruktur aber zu einem wesentlichen Teil jünger!) und den E' Fortsetzungen davon jenseits des Zauchtales. Aber auch die Rätmulde des Lackenkoglgipfels erhielt ihre erste Anlage durch die oben genannten Deformationsphasen.

Während der Phase (3) (s. Kapitel 1.2.3.5.) entstehen Faltenachsenrichtungen vor allem um N 80° E (s. Tafel 3, Diagramme).

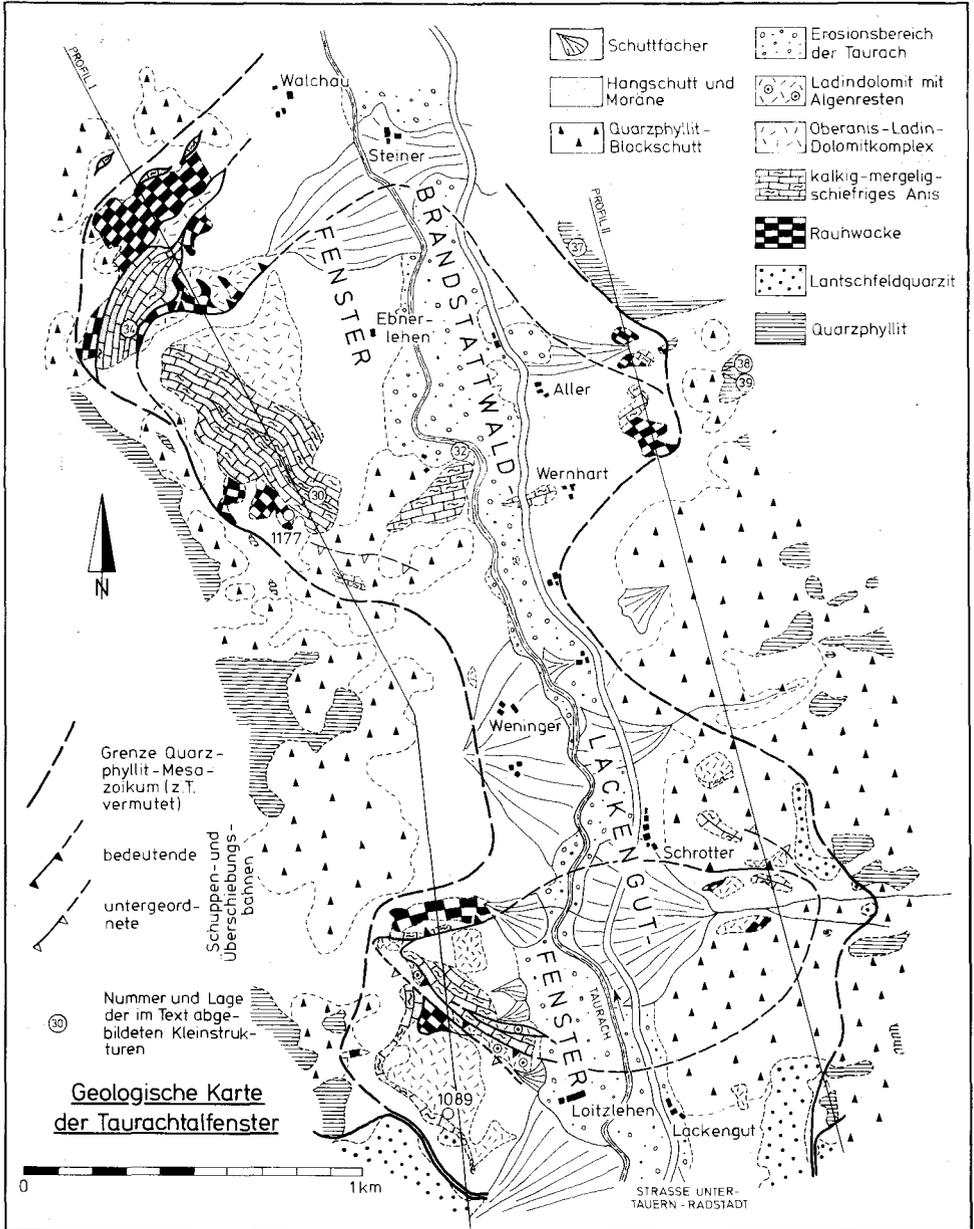


Abb. 52.

Die Phase (3) wirkte sich vor allem in der Rätmulde des Lackenkogls und im Reichental aus. Sie zwang dort älteren Strukturen z. T. die NE-SW- bis ENE-WSW-Richtung auf. Gegenüber früheren Teilakten ist eine geringere Überlagerung der Gesteine während der Phase (3) (s. Kleinstrukturen) erkennbar.

Die Phase (4) (im Sinne von Kapitel 1.2.3.5.) bewirkte durch N-S-Anspresung lediglich eine lokal bedeutende eigenständige Verformung. Zudem waren die Gesteine durch die vorhergehenden tektonischen Einwirkungen in ihrer Struktur bereits so geprägt, daß der zum Akt (4) gehörige Strain (erkennbar in Form der Falten und delta-Achsen) kaum mehr eine einheitliche Richtung besitzt (s. Tafel 3, Diagramme der Achsenrichtungen). Auch das Achsenfallen ist dem sonst verbreiteten E' Eintauchen in den meisten Fällen entgegengesetzt (s. Abb. 41).

Über das Auftreten der S-vergenten Deformation (4) s. Kapitel 1.2.3.2. und 1.2.3.3., über ihre Wirkung s. Abb. 51.

Soweit an Hand des kleintektonischen Formeninventars erkennbar, hört mit Akt (4) die Beanspruchung durch Tangentialeinengung auf. Der Großbau wird nur noch durch Bruchstrukturen etwas modifiziert.

1.3. Die Mesozoikumskomplexe des Taurachtales N' Untertauern

Bei den isolierten Komplexen kalkig-dolomitischen Mesozoikums im Quarzphyllit N' Untertauern, die bei TRAUTH (1925, 1927) als Brandstattwald- und Lackengutfenster bezeichnet worden sind, muß auf Grund der im Kartenbild bestehenden Ähnlichkeit mit dem Lackenkoglmeseozoikum auch die Frage nach dem vergleichbaren inneren Bau gestellt werden.

1.3.1. Das Brandstattwald-Mesozoikum

Dieser N' Teilbereich zeigt nach der geologischen Karte Abb. 52 zunächst eine ganz ähnliche großräumige Zonierung wie am Lackenkogl: eine Schuppenzone mit starker Anreicherung von Rauhacken im N und ein relativ übersichtlich struierter Zentralbereich im S. Eine steile S-Randzone wie in der Lackenkoglmulde ist allerdings nicht deutlich ausgeprägt.

Ein wesentlicher Unterschied zur Struktur des Lackenkoglmeseozoikums ergibt sich aber durch die im Prinzip inverse Lagerung der Schichten des Brandstattwald-Mesozoikums (Abb. 53).

Am SW-Rand des Brandstattwald-Mesozoikums fallen nun die Schichtflächen des Anis nach S bis SW ein (s. Abb. 54).

Ebenso tauchen die rekonstruierbaren und meßbaren SSW-NNE- und W-E-streichenden pi-Achsen, Faltenachsen und delta-Achsen (Diagramme D 39 und D 40, Abb. 55; Gültigkeitsbereich s. Abb. 54) unter den Quarzphyllit des W' und SW' Rahmens ein.

Hinzu tritt eine dritte Richtung, eine NW-SE-streichende Striemung, wie sie von der ältesten Beanspruchungsphase im Lackenkoglgelände bekannt ist (s. Phase (1) von Kapitel 1.2.5).

Der E-W-streichenden pi-Achse von Diagramm D 39 (Abb. 55) zuzuordnen sind Faltenstrukturen mit einer Schieferungsscherklüftung (s. Abb. 56). Da die Scherflächen in ihrer Lage auch noch etwas von der zweiten Deformation mit den SSW-NNE-Achsen beeinflusst werden (s. D 40, Abb. 55) ist anzunehmen, daß die E-W-Achsen früher angelegt wurden als pi 2 von D 40.

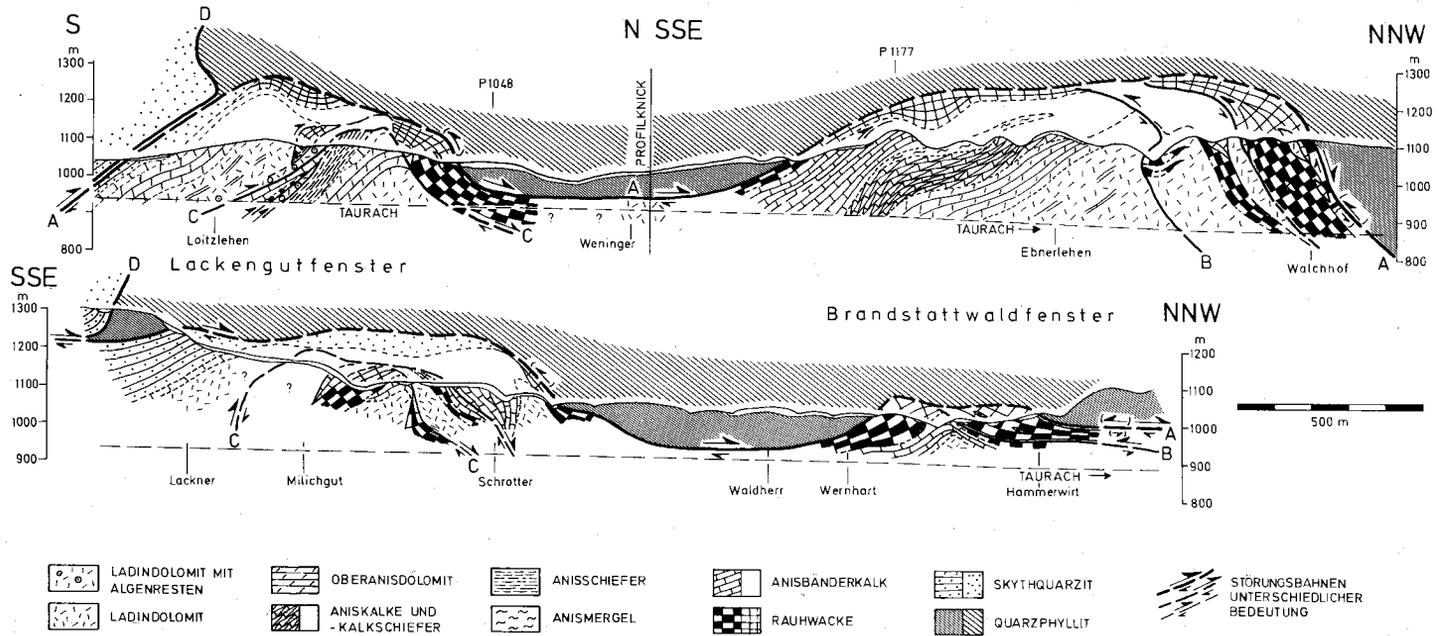


Abb. 53: Profile zum Bau der Taurachtalfenster.

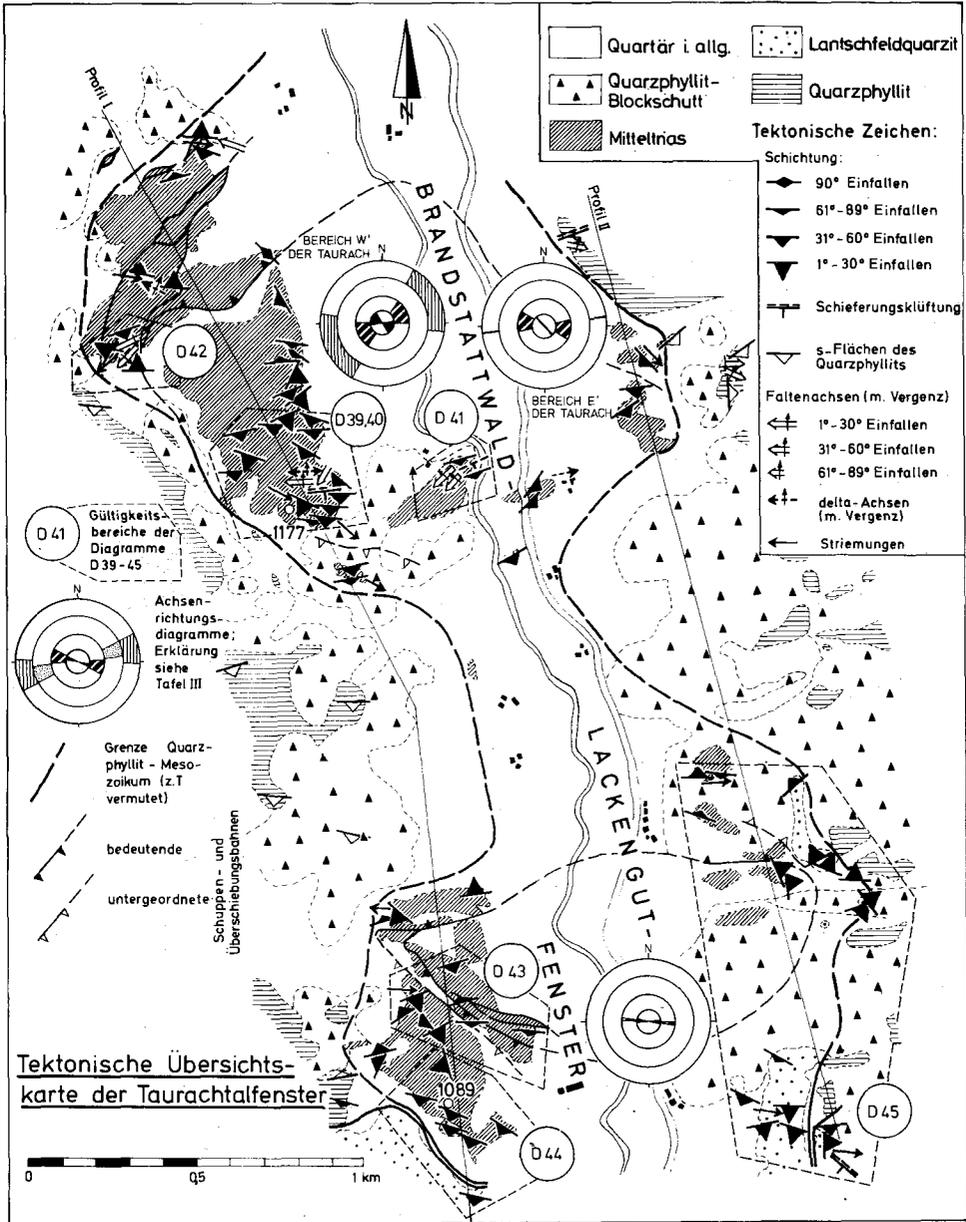


Abb. 54.

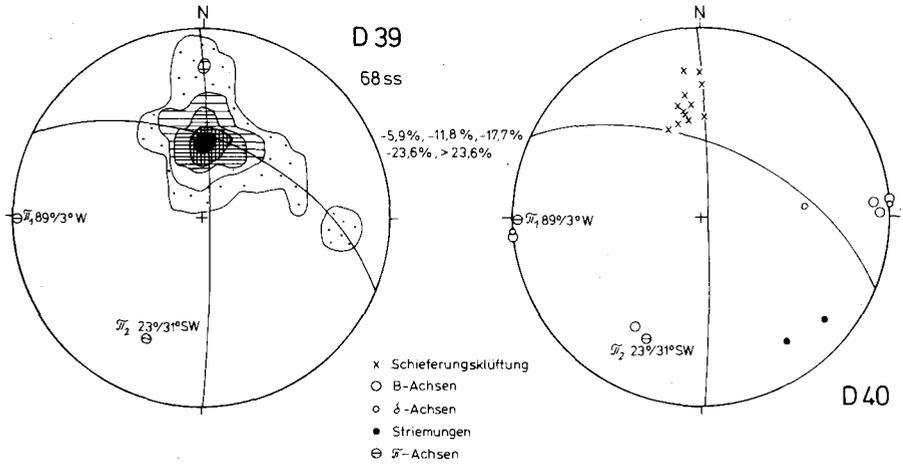


Abb. 55: Gefügediagramme für den SW-Teil des Brandstattwaldfensters.

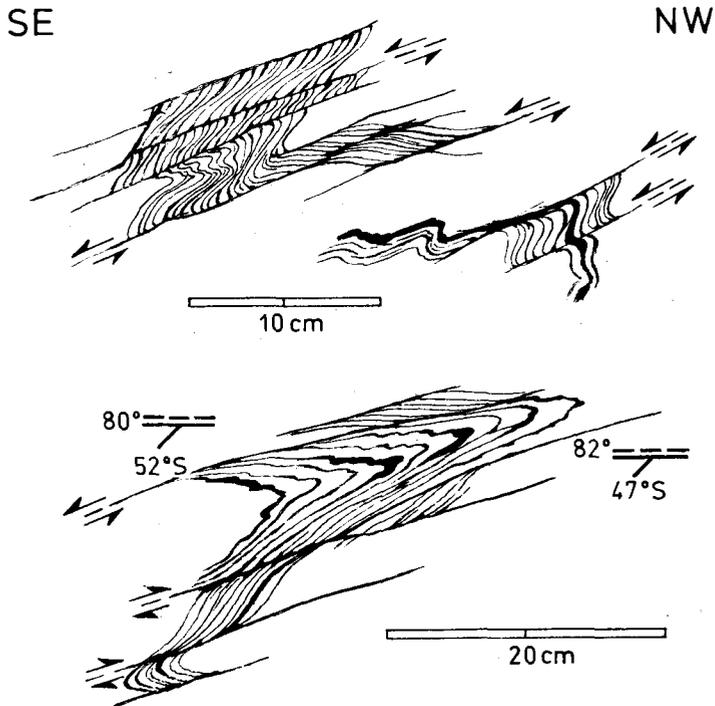


Abb. 56: N-vergente Scherfaltung und Schiefungsscherklüftung. – Aniskalkschiefer an der Forststraße beim Ebnerlehen im Taurachtal (Brandstattwald-Mesozoikum). – Struktur Nr. 30; Lage s. Abb. 52.

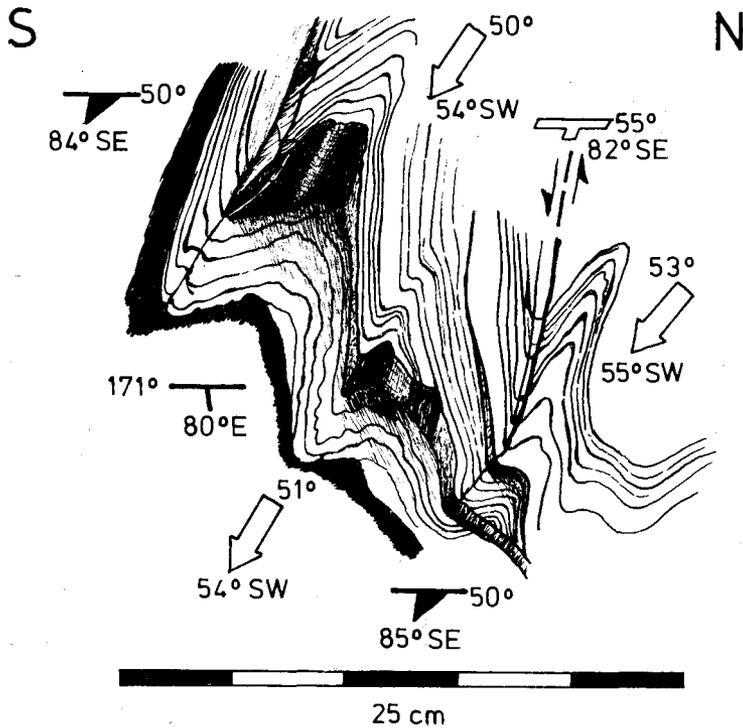


Abb. 57: N-vergente Biegescherfaltung mit untervorschiebender Deformationskomponente. – Aniskalkschiefer vom S-Rand des Brandstattwald-Mesozoikums. – Struktur Nr. 32, Lage s. Abb. 52.

Faltenstrukturen zu den SSW-NNE- bis SW-NE-Achsen sind auf Abb. 57 dargestellt (tektonische Daten im Bereich dieses Aufschlusses s. D 41, Abb. 58). Im Deformationsstil mit den Schieferungsscherflächen ergeben sich nun offensichtlich Parallelen zu den Strukturen auf Abb. 56. Das läßt darauf schließen, daß normalerweise um die E-W-Richtung streichende Falten des Typs Abb. 56 durch eine junge Deformation in die SW-NE-Richtung gedreht wurden (s. auch Streuen der NE-SW-Achsen im Diagramm D 41), wobei durch diese junge Beanspruchung wahrscheinlich auch neue Achsen mit dem gleichen Streichen erzeugt wurden.

Somit deuten sich im S' Brandstattwald-Mesozoikum bereits drei Deformationsphasen an, wenn man als älteste Elemente die NW-SE-Strömungen von Diagramm D 40 (Abb. 55) mit heranzieht. Da man die mit Schieferungsscherklüftung verbundene Faltung am besten mit den Auswirkungen der Deformationsphase (2) im Lackenkogelgebiet (s. Kapitel 1.2.5; vgl. auch Abb. 57 und 47) vergleichen kann, entspricht die ältere Strömung der Phase (1).

Hinweise auf die Natur der jüngsten Beanspruchungsrichtung im Brandstattwaldgebiet mit den NE-SW-Achsen findet man erst in der Schuppenzone am NW-Rand des Brandstattwald-Mesozoikums. Es sind S-vergente Biege- und Biegescherfalten sowie gleitbrettartige Überschiebungen des auf Abb. 59 wiedergegebenen Typs.

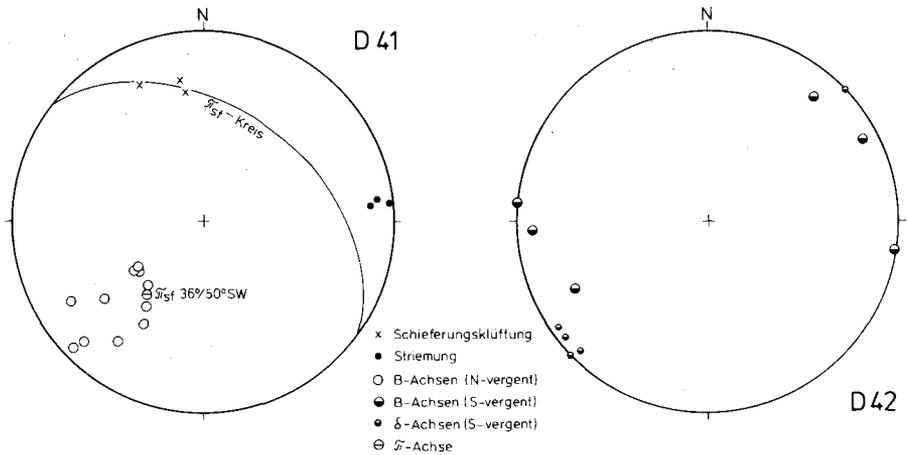


Abb. 58: Gefügediagramme vom S-Rand (D 41) und NW-Rand (D 42) des Brandstattwaldfensters.

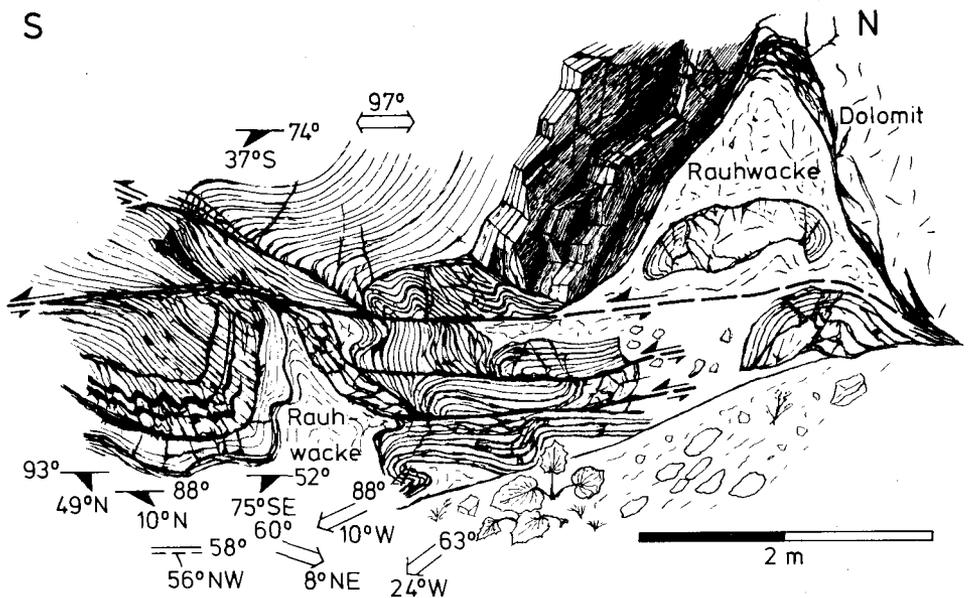


Abb. 59: S-vergente Überschiebungstektonik in einer Folge aus Aniskalkschiefern, Bänderkalken, Rauhacke und Dolomiten. – NW-Rand des Brandstattwaldmesozoikums (Nerggraben). – Struktur Nr. 34; Lage s. Abb. 52.

Nicht zum Typ der flachen Gleitbretter paßt allerdings die Mulde im linken Teil von Abb. 59.

Auffällig ist insbesondere das diskordante Durchschneiden einer flachen, S-vergenten Überschiebungsbahn durch die Schieferung der Mulde. Dem Stil nach dürfte es sich bei dieser Struktur mit einer steilen Achsenebene um eine rotierte, ursprünglich N-vergente Deformationsform handeln.

Der jüngste Beanspruchungsakt ist so mit der Phase (4) in der Lackenkoglmulde (s. Kapitel 1.2.5.) zu vergleichen. Die damit verknüpften Strukturen sind die Leitformen für den

tektonischen Bau der Schuppenzone am N-Rand des Brandstattwald-Mesozoikumskomplexes. Verglichen mit den Faltenstrukturen der älteren Beanspruchung (Phase (2), s. z. B. Abb. 57) drücken die S-vergenten Erscheinungen einen schwächeren Strain aus als die N-vergenten.

Wie in der Lackenkoglmulde ist auch hier bei der S-vergenten Deformation (4) ein starkes Streuen der b-Koordinaten bis zur E-W-Richtung bei Vorherrschen von NE-SW-Streichen festzustellen.

Dominierendes NE-SW-Streichen der S-vergenten Falten wurde im übrigen bereits in unmittelbarer Nachbarschaft am E-Hang des Zauchtales festgestellt (s. Kapitel 1.2.3.6. und Tafel 3, NE-lichstes Achsenrichtungsdiagramm).

Im E' Teil des Brandstattwald-Mesozoikums sind in triadischen Kalken und Kalkschiefern lediglich die Striierung des ältesten Deformationsaktes (1) und eine zu der SW-NE-streichenden Faltung am S-Rand des Brandstattwald-Mesozoikums (W' Taurachufer s. Abb. 57 und D 41, Abb. 58) gehörige Runzelung (delta-Achsen) beim Wernharthof (s. Abb. 54) zu erfassen.

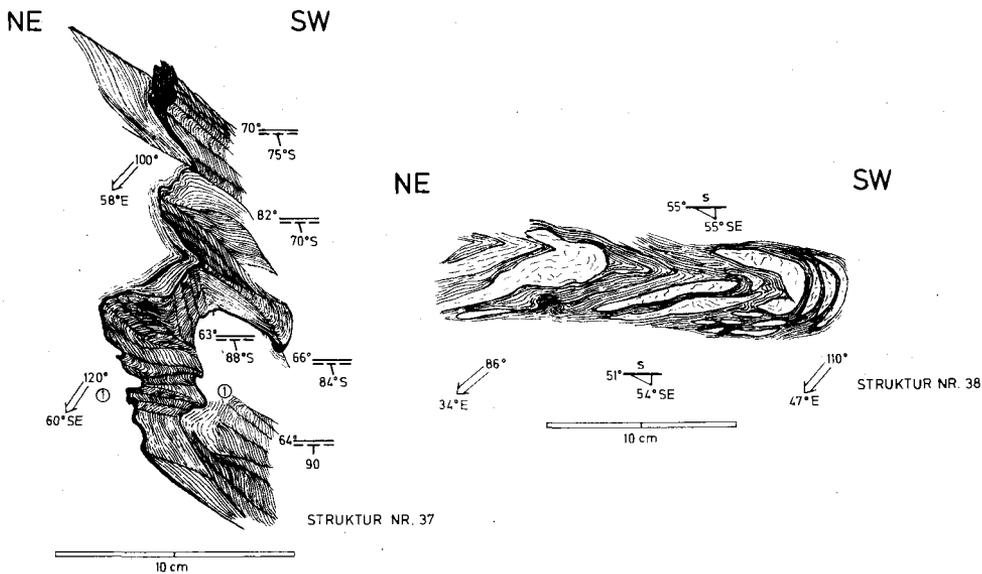


Abb. 60: N-vergenter Deformationsstil (Deformation (2)) im Quarzphyllit. — Lage der Strukturen s. Abb. 52.

Die im Quarzphyllit des E-Rahmens beobachteten Strukturtypen (Abb. 60) lassen sich im Stil z. T. sofort als die Äquivalente zu der mit Schieferungsscherklüftung verbundener Faltung im Mesozoikum der Brandstattwaldzone erkennen (vgl. Abb. 60 mit Abb. 56). Auf Grund dieser Kennzeichen und des Streichens der Faltenachsen um die E-W-Richtung (bis N 120° E) bei E' Einfallen können die Formen der Abb. 60 der Deformationsphase (2) im Lackenkoglmeseozoikum zugeordnet werden (vgl. Achsenrichtungsdiagramme auf Tafel 3 und Diagramme D 39 und D 40, Abb. 55, sowie Ausführungen oben).

S-vergente Deformationen in Form schwacher, mit Scherflächen verbundener Verbiegungen vervollständigen das tektonische Bild im E' Teil des Brandstattwald-Mesozoikums.

Die Untersuchung der Schichtenfolge und die kleintektonische Analyse haben zwei für die Erklärung der großtektonischen Stellung des Brandstattwald-Mesozoikums wichtige Gesichtspunkte erbracht. Erstens zeigt sich, daß die triadischen Gesteine im Prinzip invers liegen. Zweitens tauchen die Faltenachsen und Schichtflächen bevorzugt unter den Quarzphyllit des Rahmens ein (s. Diagramme D 39, D 40, Abb. 55, D 41, D 42, Abb. 58 sowie Abb. 54).

In Anbetracht dieser Tatsachen muß geschlossen werden, daß das Mesozoikum des Brandstattwaldes die Position eines Fensters im Quarzphyllit besitzt, in dem eine mit dem Quarzphyllit verbundene Schichtenfolge an die Erdoberfläche kommt.

Kleintektonisch läßt sich für die Entwicklung der Internstruktur des Fensters die Beteiligung von 3 Deformationsakten nachweisen. Sie sind korrelierbar mit den tektonischen Phasen (1), (2) und (4) im Lackenkogelgebiet (s. Kapitel 1.2.5).

Der Streubereich der Achsenrichtungen der einzelnen Deformationsakte ist den Achsenrichtungsdiagrammen von Abb. 54 zu entnehmen, für die wegen der Vergleichsmöglichkeiten mit den Beanspruchungsverhältnissen in den Lackenkogelzone die Legende auf Tafel 3 anzuwenden ist (s. auch Erklärung im Kapitel 1.2.5).

Der Internbau des Fensters (s. Profile Abb. 53) ist gekennzeichnet durch primär N-vergente Faltung und durch Scherungstektonik am Kontakt zum Quarzphyllit. Ein Teil dieser Scherflächen wurde im jüngeren Stadium der S-vergenten Stresseinwirkung zusammen mit neu entstandenen Schubbahnen zur Erzeugung von Schuppenkörpern benutzt. Diese wiederum sind (ähnlich wie in der Lackenkogelmulde) vor allem an eine S-vergente Zone am N-Rand des Brandstattwald-Mesozoikums gebunden.

1.3.2. Das Lackengutmesozoikum, seine Internstruktur und großtektonische Position

Auch im Lackengutkomplex (s. Abb. 52 und 53) findet man eine mesozoische Schichtenfolge in inverser Lagerung.

Diese Abfolge ist allerdings durch eine Überschiebungsbahn in zwei Teilschuppen aufgeteilt (s. Profile Abb. 53), was schon TRAUTH (1927, Profil 23) erkannt hat.

Die Anhäufungszone von Rauhacken am N-Rand der Lackengutzone, die jedoch nicht die Dimension eines eigenen Bauabschnitts besitzt, dürfte wie die äquivalenten Bereiche im Lackenkogel- und Brandstattwaldgebiet auf die Auswirkungen der S-vergenten Deformationsphase (4) von Kapitel 1.2.5. zurückgehen, die hier offensichtlich weniger intensiv war als in den beiden anderen Mesozoikumsarealen.

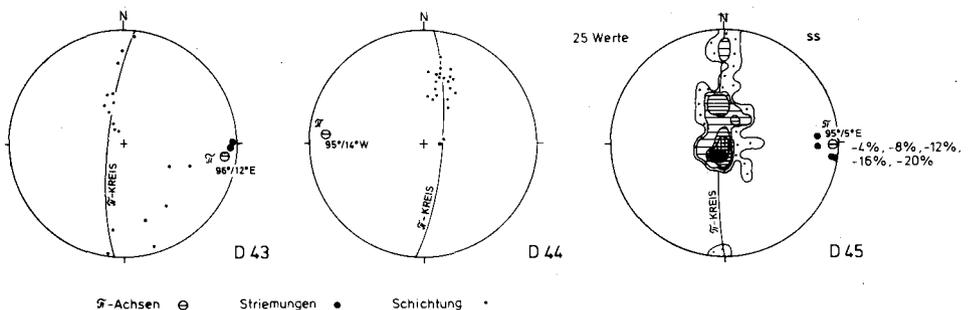


Abb. 61: Gefügediagramme zur Struktur des Lackengutfensters. – Gültigkeitsbereiche s. Abb. 52.

Die auf Grund der Schichtlagerung zu rekonstruierenden π -Achsen (s. Diagramme D 43, D 44, D 45, Abb. 61) liegen sehr flach und streichen E-W). Hinzu tritt eine für die älteste Deformation (Phase (1) s. oben) in den Mesozoikumskomplexen der Quarzphyllitdecke bekannte Striemung (in Bänderkalken und Lantschfeldquarziten) mit ebenfalls E-W⁷ Streichen (s. Diagramme D 43 und D 45, Abb. 61).

Da die in den π -Achsen der erwähnten Diagramme zum Ausdruck kommende Beanspruchungsrichtung vor allem auch in dem durch Schuppenbau gekennzeichneten Zentrum des Lackengutmesozoikums am W-Hang des Taurachtales (s. Diagramm D 43 und Gültigkeitsbereich Abb. 54) auffällig in Erscheinung tritt, ist anzunehmen, daß die E-W-streichenden Achsen durch die Verschuppung bedingt wurden. Ein dafür erforderlicher Tangentialtransport ist ein Kennzeichen der Deformationsphase (2) sowohl in der Lackenkoglmulde als auch im Brandstattwald-Mesozoikum (s. oben). Es ist damit wohl erlaubt, auch die π -Achsen von Diagramm D 43 bis D 45 der Verformung (2) (im Sinne von Kapitel 1.2.5.) zuzuordnen.

Die großtektonische Position des Lackengut-Triaskomplexes resultiert aus der Tatsache, daß die Großfaltenachsen sehr flach liegen und unter den Quarzphyllit an den höheren Hängen zu beiden Seiten des Taurachtales eintauchen. Auch das Lackengutmesozoikum ist somit als tektonisches Fenster zu betrachten.

1.3.3. Die Verbindung zwischen Lackengut- und Brandstattwaldfenster sowie zum Mesozoikum von Untertauern

Vor allem MEDWENITSCH wandte sich zu wiederholten Malen (1956, 1963) gegen die Auffassung TRAUTHs von untereinander selbständigen, voneinander scharf abgegrenzten Fenstern im Bereich des Taurachtales bei Untertauern. Für MEDWENITSCH gibt es nur ein langgestrecktes Halfenster, das dem Taurachtal folgend etwa beim Gnadenbrückl S' Untertauern von dem geschlossenen Komplex mesozoischer Gesteine der zentralen Radstädter Tauern nach N abzweigt und bis zum N-Ende des Brandstattwaldfensters TRAUTHs reicht.

Brandstattwald- und Lackengutfenster bilden auf Grund ihrer Gliederung in eine in beiden Fällen entwickelte S-vergente Anpressungszone am N-Rand und in einen überwiegend N-vergenten Hauptteil regionaltektonisch selbständige Abschnitte, deren Mesozoikumsfolgen unter der Talfüllung des Taurachtals miteinander verbunden sind. Betrachtet man den tektonischen Bau, so liegen zwei Fenster vor, betrachtet man dagegen nur die Tatsache des Auftauchens von Mesozoikum unter Quarzphyllit, so muß man von einem Fenster sprechen.

Was eine Verbindung zwischen dem Lackengutfenster und dem Mesozoikum von Untertauern anbetrifft, so zeigt die geologische Aufnahme (Abb. 52 und 53), daß das Lackengutfenster im S durch einen sehr mächtigen Lantschfeldquarzitkomplex begrenzt wird und eine solche Verbindung über Tage nicht besteht. Wahrscheinlich besteht sie aber unter dem Quarzitkomplex (s. Abb. 53).

Der Hauptteil dieser Quarzitmasse erhebt sich nach N über den Quarzphyllit und findet seine Fortsetzung einerseits W' der Taurach im Strimskogl, andererseits E' des gleichen Baches im Geißstein. Dieser E-W-streichende Geißstein-Strimskogl-Zug (s. auch Karte bei FRECH 1901) wird damit zu einer tief in den Quarzphyllit eingreifenden, aber über diesem liegenden Mulde.

Bei Untertauern taucht nun nach S unter dem Quarzit des Geißstein-Strimskogl-Zuges wieder invers lagerndes Anis empor, das mit der Quarzphyllitdecke verbunden ist (s. Kapitel 2.2.6. des tektonischen Teils).

Die mächtigen Ladindolomite, die das Anis unterlagern und die Wände des Taurachtales S' Untertauern bis zur Gnadenalm aufbauen, liegen dagegen aufrecht. Aufnahmen am S-

Rand der Quarzphyllitmasse, zeigten, daß sie mit dem Ladin des Bärenstaffl-Steinfeldspitz-Zuges in Verbindung stehen und bereits einer gegenüber dem Quarzphyllit tieferen Einheit angehören (s. unten).

In einem Halbfenster (s. Abb. 2) greift also eine gegenüber der Quarzphyllitdecke tiefere Deckeneinheit mit mesozoischen Schichten bis Untertauern vor. Der Rahmen dieses Halbfensters wird von einem schmalen Streifen karbonatischer Schichten gebildet, die bei inverser Lagerung zur Quarzphyllitdecke gehören.

Abschließend sei noch vermerkt, daß die morphologische Anlage des Taurachtales N' der Gnadenalm vermutlich ähnlich wie die des Ennstales bei Flachau oder des Zauchtales vor allem auch durch Bruchtektonik vorgezeichnet ist. Anhaltspunkte dafür liefern große N-S-streichende, steilstehende Harnische, die verschiedentlich an der Tauernpaßstraße zwischen Gnadenfall und Untertauern (z. B. an der Großwand) zu beobachten sind. Wie bereits FRECH (1896, S. 1276; 1901) vermerkt, verlaufen die Gleitstreifen dieser Bewegungsflächen vorwiegend horizontal, so daß die Bruchtektonik also von Blattverschiebungen bestimmt ist. Offensichtlich hatten die damit verbundenen Bewegungen aber keinen allzu großen Einfluß auf den regionalgeologischen Bau, da sie sich im Kartenbild nicht abzeichnen (keine Versetzung von entsprechenden Gesteinszügen zu beiden Seiten des Taurachtales).

2. Der S-Rahmen der Quarzphyllitdecke zwischen oberem Enns- und Taurachtal

Für die regionale tektonische Gliederung der Nördlichen Radstädter Tauern, insbesondere für die Einordnung der Quarzphyllitdecke in die Teildeckenstruktur dieser Unterostalpinzone und für die Zusammenhänge zwischen den Teildecken im W, E und im Zentrum der Radstädter Berge, kommt dem S' an die Radstädter Quarzphyllitmasse angrenzenden Bereich des Arbeitsgebietes (s. Abb. 1) eine Schlüsselstellung zu.

2.1. Regionale Gliederung

Nach dem Kartenbild (s. Tafel 1) ist die bearbeitete Zone zwischen oberem Enns- und Taurachtal in drei Komplexgruppen aufzugliedern, die in ihrer großtektonischen Stellung und in ihrer Schichtenfolge jeweils eine Einheit bilden.

(a) Komplexe, die in direktem oder indirektem Zusammenhang mit der Quarzphyllitmasse zu sehen sind,

(b) Dolomit-Kalk-Zonen, die S' an (a) anschließen und ihren morphologischen Schwerpunkt im Bärenstaffl-Steinfeldspitz-Benzeck-Zug besitzen,

(c) Ausläufer der zentralen und W' Radstädter Tauern S' der Gnadenalm und SE' der unteren Ennsalm.

Zu (a) sind im einzelnen zu rechnen:

- der Schuppenstreifen am NW-Fuß des Benzecks (Tafel 1) (Benzeckschuppen),
- die halbinselförmige Zone anisischer Kalke und Kalkschiefer im Quarzphyllit des Flachautales zwischen Walchauhof, Steinfeldhof und Dachebenalm (Walchaumesozoikum) (Tafel 1),
- der Rauhacke-Bänderkalk-Dolomit-Streifen, der im Flachautal E' Ennslehen beginnt und den S-Rand des Quarzphyllits über den Hirschkopf bis zur Unteren Zauchalm begleitet (Hirschkopffzone) (Tafel 1),
- der Leckriedel-Sauruck-Quarzitkomplex mit verschuppter Mitteltrias an der Basis (Leckriedelscholle) (Tafel 1),
- die Quarzitmasse des Scheckkopfes E' der Gnadenalm (Tafel 1),

Zu (b) gehören:

- die Dolomitmasse des Benzecks (Tafel 1),
- die Dolomitplatte E' des Flachautales mit Tagweideck, Arche, Schwarzkogl, Gamskogel, Steinfeldspitz und Bärenstaffl (Steinfeldspitz-Tagweideck-Zone) (Tafel 1)

(c) schließlich umfaßt:

- die E-Ausläufer des Ennskraxengebietes bei der Unteren und Oberen Ennsalm (Tafel 1 und 12),
- die Ausläufer der Pleißingruppe zwischen Johannesfall und Hinterer Gnadenalm.

2.2. Teilzonen mit Beziehungen zur Quarzphyllitmasse

2.2.1. Die Benzeckschuppenzone

Dieser aus Anisdolomiten, -pyritschiefern und -bänderkalken sowie Rauhacken aufgebaute Streifen zeigt keine ungestörte stratigraphische Abfolge mehr, sondern ist völlig zerschert und in Schuppen aufgelöst. Eine stratigraphische Verknüpfung des Anis mit dem Quarzphyllit im Liegenden ist durch die gelegentliche Einlagerung von Lantschfeldquarzit-schollen in die Rauhacken über dem Paläozoikum angezeigt (s. Tafel 1, N-Hang des Benzecks). Wir haben es also mit einer Folge zu tun, die zur Quarzphyllitdecke gehört.

Die Schichtflächen streichen bevorzugt NE-SW und fallen nach E bis SE unter den Laidolomit des Benzecks ein (s. Tafel 5), um dann, wie am N-Kamm des Berges zu erkennen ist, mit sehr steilen Lagerungswerten zur Tiefe hin abzutauchen.

Für den letztgenannten Teilbereich existiert eine großräumig bestimmende B-Achsenrichtung (s. beta-Diagramm D 46 auf Tafel 6) mit SW-NE-Streichen.

Die Schuppenzone des Benzecks endet ca. 500 m ENE P. 1324 (Ennsbachbett). Es setzt dort im Hangenden ein mächtiges Rauhackenband ein, das sich in Zusammenhang mit einer bedeutenden Überschiebungsbahn als recht wichtig erweisen soll (s. unten).

2.2.2. Das Walchaumesozoikum im Ennstal

Die NE' Fortsetzung der Benzeckschuppen wird zunächst durch das Quartär der Enns-Pleißing-Talfurche verdeckt. Der tektonischen Stellung nach äquivalente Gesteinszüge findet man wieder in dem vorwiegend aus anisischen Gesteinen bestehenden, halbinselförmig in den Quarzphyllit hineinreichende Walchaumesozoikum und an den W-Hängen des Roßkopfes.

Die enge Verknüpfung mit dem Quarzphyllit und damit die tektonische Zugehörigkeit zur Quarzphyllitdecke werden auch hier durch Lantschfeldquarzitpartien angezeigt, die nahe am Kontakt zum Quarzphyllit in die karbonatische Mitteltrias eingeschuppt oder direkt zwischen Quarzphyllit und Anis eingeklemmt sind.

Nach NW taucht das Mesozoikum unter den Quarzphyllit ein (s. Achsenkarte Tafel 6), so daß wir ähnlich wie in den Taurachtalfenstern auch im Walchaumesozoikum den triadischen Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke (als Halbfenster) aufgeschlossen vorfinden.

Die NE- und SW-Kontakte Mesozoikum-Quarzphyllit stehen dagegen steil (s. s-Flächenkarte, Tafel 5). Die Fensterstruktur ist hier offensichtlich überprägt.

Als Zeugen der Überprägung sind im Bereich der Autobahnaufschlüsse W' Steinfeldhof in anisischen Kalken und Kalkschiefern um N 135° E streichende und steil nach NE oder saiger einfallende, meist schichtparallele Harnische von Blattverschiebungen ausgebildet, an denen die SW-Partie jeweils nach NW bewegt wurde. Die Konturen des Walchaumesozoikums sind augenscheinlich durch diese Diagonaltektonik bestimmt.

Die NW-SE-Richtung ist aber auch in der internen Faltungstektonik im N-Teil des Walchaumesozoikums bestimmend (s. Tafel 6). Im SE, in der Umgebung der Dachebenalm, treten dann allerdings N-S- und ENE-WSW-Achsenrichtungen hervor.

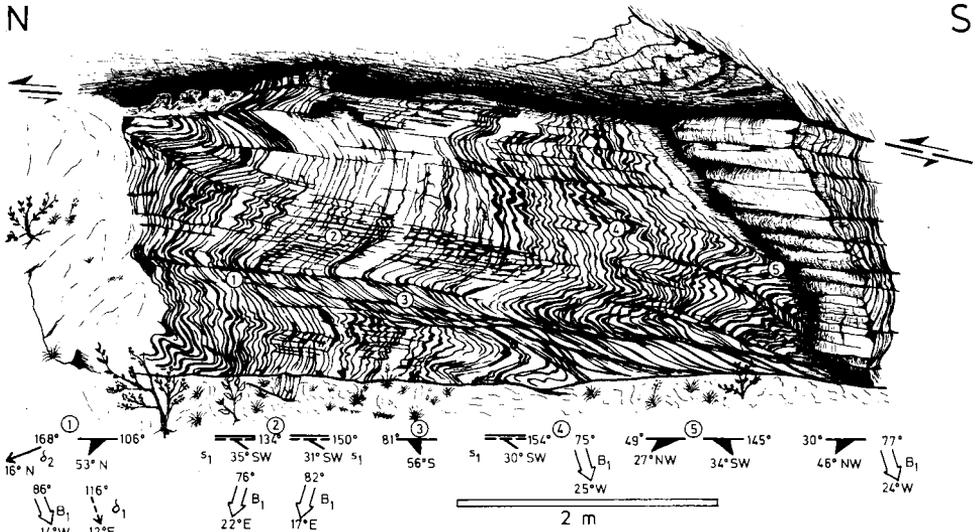


Abb. 62: Scherfaltung mit Schieferungsklüftung in skythischen Quarzitschiefern. – E-Rand des Walchaumesozioikums. – Struktur Nr. 40; Lage s. Tafel 56.

Man trifft dort auch auf die Strukturen von Abb. 62 (Lage s. Tafel 6), auf eine Scherfaltung, die in ihren Formen äquivalent mit der mit Schuppung verknüpften Deformationsphase (2) im Lackenkoglimesoozoikum ist (s. Kapitel 1.2.5).

Senkrecht zu diesen Faltenstrukturen verlaufen nun saiger stehende und N-S-streichende, jüngere Bewegungsflächen, an denen die auf Abb. 62 gezeigten B_1 -Achsen i. allg. durch Verschiebung der E-Partie nach N verdreht und die ss-Flächen geknickt sind. Die dadurch erzeugten B_2 -Knickungsachsen fallen meist steil nach N, aber auch nach S ein (je nach der Lage der ss-Flächen) (s. Abb. 63, D 47).

Das in D 47 auffallende Einfallen von B_1 einerseits nach ENE und andererseits nach WSW ist wohl auf eine $B_1 \perp B_1$ -Deformation zurückzuführen. Vorherrschend und repräsentativ ist die WSW-Einfallrichtung, da hiermit auch die Schieferungsklüftung verbunden ist (D 47).

Die einzelnen nach SW und ESE einfallenden B_1 - und delta 1-Achsen sind durch die Knickung verstellte Elemente. Sie lassen sich durch Rotation um den zentralen Häufungspunkt der B_2 -Achsen (s. D 47, $B_{Knickf.}$) in das normale ENE-WSW-Streichen überführen. Diese Operation wurde in Diagramm D 48 (Abb. 63) ausgeführt, wobei die ESE-Achsen (B_1) ca. 45° nach E, die SW-Achsen (B_1) ca. 45° nach W rotiert wurden. Diese Winkelwerte ergeben sich aus den Winkeln zwischen den Senkrechten auf den Achsenebenen und den Schenkeln der Knickfalten, die die Verstellung bewirkt haben.

Da die Rotationsachse $B_{Knickf.}$ mit 56° nach N einfällt, kann geschlossen werden, daß die Bewegung an den Flächen, an denen die erwähnte Knickfaltung stattgefunden hat, keine reine Blattverschiebung war. Eine zugehörige Rillung würde an den fast saiger stehenden Flächen mit ca. 30° nach S einfallen.

Kinematisch gehören nun die oben erwähnten NW-SE-Blattverschiebungen und die eben erwähnten Knickungsflächen als Scherflächenpaare zusammen. Sie wirkten sich allerdings offensichtlich nicht überall gleich stark aus. So werden die Konturen des Walchaumesozioikums von den z. T. schichtparallelen NW-SE-streichenden Flächen, einzelne Teilbereiche im Innern durch die N-S-streichenden Elemente geprägt. Zugrunde liegt eine Deformation mit einer N 165° E streichenden Einengungsrichtung (s. Abb. 63).

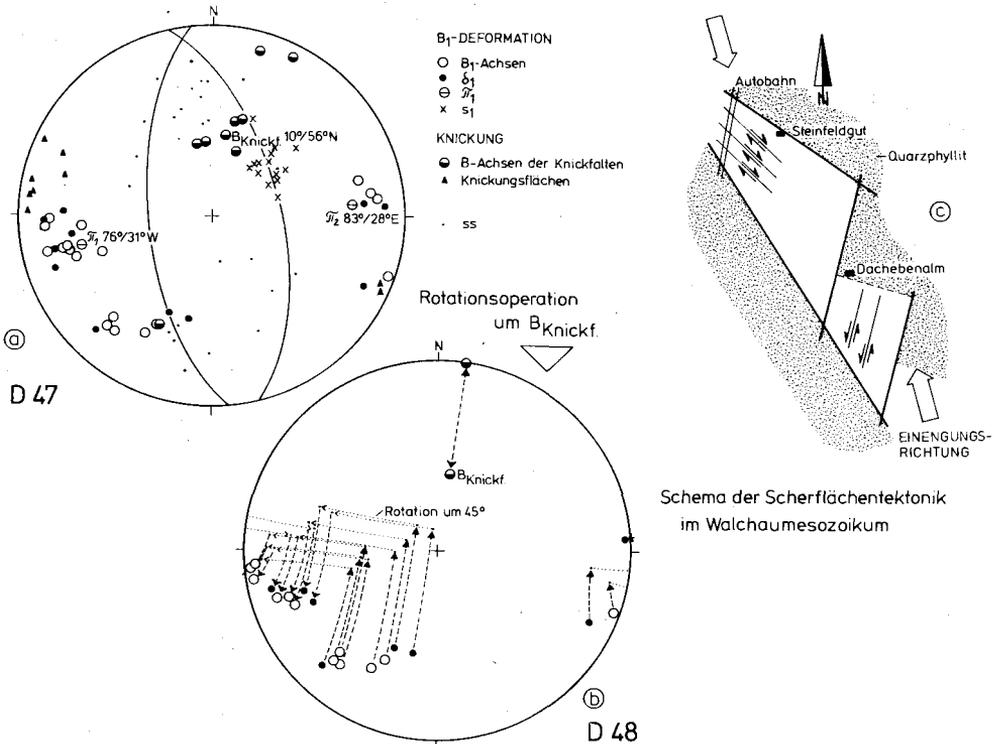


Abb. 63: Zur Tektonik des Walchaumesozoikums. – Erläuterungen s. Text.

Es gibt nun auch noch Hinweise auf die Beanspruchung (1) (s. Kapitel 1.2.5.) in Form von Lineationen mit dem typischen NW-SE-Streichen (s. Tafel 6). Die Ausbildung der NW-SE-Scherflächen dürfte durch die NW-SE-Ausrichtung der ss-Flächen infolge der Deformation (1) (im Sinne von Kapitel 1.2.5.2) begünstigt worden sein, so daß die Diagonalfächenbildung trotz eines anormal spitzen Winkels zwischen den Scherflächen (s. Abb. 63 c) in Richtung der einengenden Hauptspannung möglich wurde. Mit der Entwicklung der jungen Scherflächen wurden dann auch Falten der Phase (2) (s. oben) in die NW-SE-Richtung ausgerichtet (s. Tafel 6). Ob die Diagonalfächen mit der N-vergente Deformation (3) oder mit einer S-vergente Deformation in Verbindung zu bringen sind, läßt sich nicht entscheiden.

Bezüglich des Gesamtbaus des Walchaumesozoikums wird in den Profilen 3 und 4 auf Tafel 9 (Lage der Profile s. Tafel 6) deutlich, daß trotz der beschriebenen Komplikationen eine Aufsattelung des Liegendenschenkels der Quarzphyllitdecke vorliegt.

Der im Profil 3 am SW-Ende noch erfaßte, nur lückenhaft erschlossene Aniskalkstreifen W von Walchahof (s. Tafel 1), besitzt keinen Zusammenhang zum Walchaumesozoikum. Es handelt sich um einen Triasrest, der ins Hangende des Quarzphyllits einzuordnen ist.

2.2.3. Die Hirschkopffzone zwischen Flachau- und Zauchtal

Das Walchaumesozoikum geht nach SE in die Hirschkopffzone über. Diese begleitet den Quarzphyllit an seinem Südrand zwischen Enns-Pleißing-Tal und Zauchtal. Die S-Grenze ist die N-tauchende Überschiebungsbahn an der Basis der Quarzphyllitdecke.

Durch gelegentlich in der Nähe des Kontaktes Quarzphyllit – Trias eingeklemmte Lantschfeldquarzitschollen wird die primäre Zugehörigkeit der Hirschkopffzone zum inversen Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke offensichtlich.

Die Hirschkopffzone, benannt nach der höchsten Erhebung innerhalb dieses Streifens, ist intern durch Schuppen und N-vergente Großtauchfalten, eingebettet in umfangreiche Massen von Rauhwacken, gekennzeichnet (s. Profile 5 und 7, Tafel 9).

Am Hirschkopf selbst und seiner näheren Umgebung konnten mit Hilfe der Schichtlagerung zwei B-Achsen mit ESE-WNW- bzw. ENE-WSW-Streichen ermittelt werden (D 49 auf Tafel 5).

Die WSW-ENE-streichende Achse ist mit den in gleicher Richtung verlaufenden, zur Deformationsphase (2) (Kapitel 1.2.5) gehörigen B-Achsen des Walchaumesozoikums zu parallelisieren (vgl. Abb. 62 und Abb. 63, D 47). In der WNW-ESE-Richtung von D 49 (Tafel 5) zeichnet sich dagegen das aus Lineationen und z. T. auch aus Isoklinalfalten der ältesten Deformationsphase (Akt (1) von Kapitel 1.2.5.) bekannte Streichen ab, das in allen bisher behandelten Bereichen der N^o Radstädter Tauern beobachtet wurde.

Untergeordnet entwickelt sind in der Hirschkopffzone Spuren einer dritten N-vergenten Deformation (schiefe bis aufrechte Biegefalten mit relativ stark divergierenden Schenkeln in Bänderkalken an den Weganschnitten N^o der Höchalm, s. Tafel 6; Lineationen der ältesten Deformation (1) sind in die Faltung einbezogen) und einer S-vergenten Beanspruchung.

So bestimmen also die N-vergenten Elemente den tektonischen Charakter des als Hirschkopffzone bezeichneten Abschnitts des mesozoischen Liegendschenkels der Quarzphyllitdecke. Die Scherflächentektonik des Walchaumesozoikums ist nicht mehr nachzuweisen.

2.2.4. Die Leckriedel-Sauruck-Quarzitscholle und ihre Mitteltriasbasis

Die in der tektonischen Position entsprechende Fortsetzung der Hirschkopffzone setzt jenseits des Zauchtales N^o der Oberen Zauchalm wieder ein und ist einerseits nach NE bis zum Schlamingsattel andererseits nach S über das Gebiet der Oberen Zauchalm bis zum Gasselrain (W^o der Tauernkarleitenalm) zu verfolgen.

Besonders im letztgenannten Abschnitt ist die starke Verschuppung von Mittel- und Untertrias zu erkennen (s. Profil 17, Tafel 10). Diese Schichtenfolge taucht nach E unter die inversen Lantschfeldquarzite des Leckriedel-Sauruck-Zuges (s. Kapitel III, 2).

Die stratigraphische Verbindung zwischen diesem Quarzitkomplex und der verschuppten Mitteltrias bei der Oberen Zauchalm erweist sich durch die Quarzitschollen in der letztgenannten Serie. Man hat also auch hier die inverse Basisfolge der Quarzphyllitdecke vor sich (s. Längsprofil 17 auf Tafel 10), die aber im Leckriedel-Sauruck-Zug durch die Lantschfeldquarzite in ihrer Mächtigkeit wesentlich erweitert ist. Fast die gesamte Quarzphyllitdecke ist am Leckriedel durch Lantschfeldquarzite vertreten.

Die Mitteltriasbasis unterlagert die Leckriedel-Quarzitscholle und kommt an den W-Hängen des Taurachtales im Hangenden der Ladindolomite wieder zum Vorschein, die zu einer gegenüber der Quarzphyllitdecke tieferen Einheit gehören (s. Profil 17, Tafel 10, Profil 1, Tafel 11).

An seinem N-Rand grenzt der Leckriedel-Sauruck-Quarzit scharf an Quarzphyllit. W^o des Schlamingsattels (s. Tafel 1) sind, wie erwähnt, noch Rauhwackenreste an der Grenzzone eingeklemmt.

Im Quarzphyllit entwickelte N-vergente s_2 -Scherflächen fallen in der Nähe des Kontaktes steil, weiter N' flach unter den Quarzit nach S ein (s. Tafel 7 beim Schlamingsattel).

Durch s_2 wird das s_1 -Gefüge mit den hierin eingelagerten Quarzlinsen gefaltet und zerschert.

Die s_2 -Scherflächen zeigen, daß der den Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke in diesem Raum repräsentierende Lantschfeldquarzit an seinem N-Rand auf das ursprünglich überlagernde schiefrige Paläozoikum geschoben wurde, wobei ein Teil der basalen Mitteltrias in mylonitisierter Form (Rauhwanke) mitgeschleppt wurde.

Am S- und SE-Rand der Leckriedelscholle endet die Quarzphyllitdecke mit einer großen N-vergenten Mulde (s. Tafel 7, Schichtlagerungszeichen und Diagramm D 50 sowie Tafel 10, Profil 13 bis 15).

An den NW-SE-streichenden Strömungen, die sowohl im Quarzit als auch in der Mitteltrias immer wieder entwickelt sind, zeigt sich auch im Bau des Leckriedel-Sauruck-Zuges die älteste Deformation (1) (s. Kapitel 1.2.5.), wozu auch die in gleicher Weise ausgerichteten N-vergenten Strukturen bei P 1575 S' der Oberen Zauchalm zu rechnen sind.

Dem Typus nach nicht hierher gehören die in der gleichen Richtung streichenden Faltelemente N' und NE' der Tauernkarleitenalm (Tafel 8).

Zur ältesten Strömung treten z. B. N' der Oberen Zauchalm bei P. 1588 (s. Tafel 8) eine jüngere ESE-WNW-Lineation und ENE-WSW-streichende delta-Achsen. Beide Elemente gehören zusammen und sind mit einer N-vergenten Schubklüftung verbunden (s. linken Teil von Abb. 64). Parallelen bestehen zu Formen der Deformationsphase (2) am Lackenkogl. Auch die s_2 -Scherflächen im Quarzphyllit müssen hierher gestellt werden. Das Streichen der mit s_2 verbundenen Verbiegungsachsen zeigt Parallelität zu den Achsenrichtungen der Phase (2) im Lackenkogelgebiet (s. Achsenrichtungsdiagramm Tafel 8).

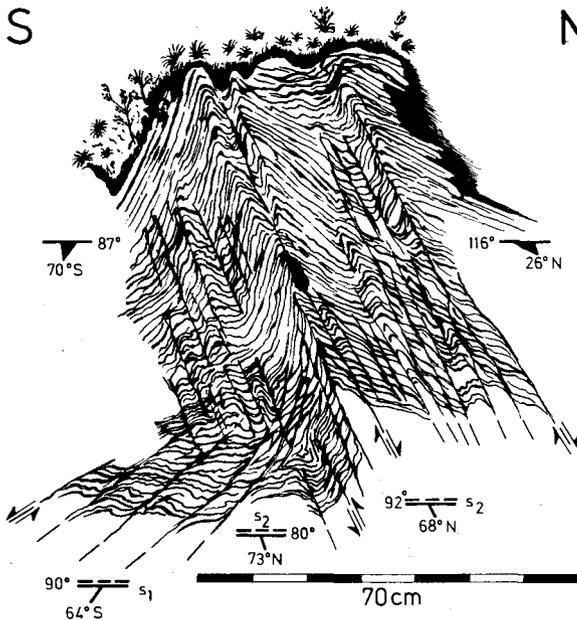


Abb. 64: N-vergente Scherklüftung (Deformationsakt (2)) und S-vergente Scherfaltung (Deformation (4)) in Permosythquarzitschiefern am Leckriedel-Schlamingsattel-Kamm. – Struktur Nr. 43; Lage s. Tafel 8.

Der Schuppenbau in der Basisserie der Quarzphyllitdecke bei der Oberen Zauchalm ist ebenso wie die N-Randaufschubung der Leckriedelscholle auf den Quarzphyllit ebenfalls eine Folge der Deformationsphase (2) (s. s_2 -Flächen im Quarzphyllit, Erläuterungen oben). In den gleichen Zusammenhang ist (aus den Großbau betreffenden Gründen der Kinetik) auch die N-vergente Mulde am SE-Rand der Leckriedelscholle zu bringen, wobei allerdings die rigiden Quarzite hier keinen Schuppenbau, sondern weitspannige Falten bildeten. In den gegenüber den Verhältnissen in den übrigen Anteilen der Leckriedelscholle abweichenden NW-SE-Großfaltenachsen macht sich bereits der Einfluß der tektonischen Verhältnisse im Bärenstaffl-Steinfeldspitz-Zug bemerkbar (s. unten).

Die Achsenrichtung des Deformationsaktes (2) (im Sinne von Kapitel 1.2.5.) gleicht sich dem durch die NW-SE-Strömung (s. Tafel 8) vorgegebenen B an, muß aber jünger als diese sein, da die Überschiebungsfläche der Quarzphyllitdecke in diesen Faltungsvorgang einbezogen ist. Die Strömung muß als älter als die Deckenbildung angesehen werden (s. auch Ausführungen im Kapitel V).

Wie der Abb. 64 zu entnehmen ist, ist im Leckriedel-Gebiet auch S-vergente Faltung und Schubklüftung vorhanden, die die ältere N-vergente Schieferungsscherklüftung verbiegen und steilstellen. In Abhängigkeit vom Material (schiefrige Partien!) treten die S-vergenten Einengungsstrukturen mit wechselndem Achsenstreichen (Haupttendenz um die WNW-Richtung, s. D 51, Tafel 7) relativ häufig auf und zeigen gegenüber den W' gelegenen Anteilen der Quarzphyllit-S-Randzone eine Zunahme ihrer Bedeutung. Das hängt nicht zuletzt mit der Annäherung an die Kalkspitzenmulde weiter E' zusammen, die als S-vergente Rückfaltungsstruktur angesehen werden muß (s. TOLLMANN 1964, S. 51 unten, ROSSNER 1976 a, S. 301) zusammen.

Mit einiger Wahrscheinlichkeit geht auch die Steilheit des N-Randes der Leckriedel-Sauruck-Quarzitmasse auf eine S-vergente Anpressung zurück, da in anderen Abschnitten der S' Peripherie des Quarzphyllits die s_2 -Scherflächen im Gegensatz zum Gebiet des Schlamingsattels relativ flach liegen.

Die jüngste tektonische Erscheinung ist eine Schar von im Kleinbereich zu beobachtenden NE-SW-streichenden, steil nach NW einfallenden Schrägabschiebungen (Bewegung der W-Scholle nach N), an denen die s-Flächen der NE' der Tauernkarleitenalm anstehenden Quarzitschiefer geknickt sind.

Die zu den einzelnen Pressungsakten gehörigen Achsenrichtungen sind dem Achsenrichtungsdiagramm auf Tafel 8 zu entnehmen.

2.2.5. Die Quarzite des Scheckkopfes (E' der Gnadenalm)

Der Leckriedelquarzitzug findet seine Fortsetzung am Scheckkopf und in den N' Ausläufern dieses Höhenzuges. Inverser Lantschfeldquarzit und Anis der Quarzphyllitdecke lagern auch hier über Ladindolomiten der tektonisch tieferen Einheit (zum Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Zug gehörig; s. Tafel 10, Profile 16, 18). Die Quarzitmasse des Scheckkopfes taucht nach E unter das Kristallin des Seekarecks ab, unter Zwischenschaltung von hellgrauen bis weißen, phyllitischen Quarzitschiefern und Quarzphylliten.

Der Internbau der Quarzitmasse ist vor allem durch flachwellige Faltendeformationen gekennzeichnet (s. Tafel 10, Profil 16). Die W' P 1781 eingelagerte Rauhwackenpartie ist von der Basisserie hochgeschleppt worden.

In der in Profil 16 (Tafel 10) zum Ausdruck kommenden Form der Rauhwackenaufpressung lassen sich Parallelen zu den Verhältnissen am N-Rand der Leckriedel-Sauruck-Quarzite am Schlamingsattel finden. Auch am Scheckkopf dürfte die Aufschuppung von Mitteltrias durch einen Wechsel von N-vergenter Aufschubung und S-vergenter Rückfaltung bzw. Steilstellung zu erklären sein. Das Achsenstreichen entspricht dem der S-vergenten Deformationen am Leckriedel (s. Diagramm D 51 auf Tafel 7).

Man kann die Form der Rauhackenaufpressung am Scheckkopf sogar (s. Profil 16, Tafel 10) als verkleinertes Modell der Kalkspitzenmulde mit ihrem fast ausgedünnten Hals an der Sinnhubscharte s. Österreichische Karte 1 : 25.000, Blatt Untertauern) ansehen (s. hierzu weiter Kapitel 2.2.7).

2.2.6. Die Peripherie der Quarzphyllitdecke bei Untertauern

2.2.6.1. Die regionale Anordnung der Großstrukturen

Der Quarzitücken des Scheckkopfes reicht E' des Taurachtals als morphologischer Komplex bis zur Hauskoppental (zu den Lokalitäten s. Österreichische Karte 1 : 25.000, Blatt Untertauern oder eine großmaßstäbliche Wanderkarte) (s. auch Tafel 11). Wie am Leckriedel liegt zwischen den tektonisch tieferen Ladindolomiten der Taurachtalschlucht und den Quarziten zum inversen Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke gehöriges Anis mit Rauhackeln und eingelagerten Lantschfeldquarzit-Schubsetzen.

Die Lantschfeldquarzite in der N-Fortsetzung des Scheckkopfes enden zwar morphologisch bei der Hauskoppental, kommen aber im oberen Koppengraben W' des Tauernkars als Einschüppungen in Rauhackeln wieder zum Vorschein.

Die Rauhackeln im Koppengraben treten in einer Aufwölbung innerhalb der Quarzphyllitdecke auf, die gleichzeitig die Grenze Quarzit – Quarzphyllit markiert (s. Tafel 11). Die Basis der Decke selbst läßt keine Unregelmäßigkeiten erkennen und ist am Hauskoppental etwa in gleichbleibender Höhe von S nach N durchzuverfolgen.

Die sich hiermit abzeichnende Aufwölbungsstruktur innerhalb der Quarzphyllitdecke entspricht dem bereits von TRAUTH (1925, Tafel II) erkannten, schmalen E-W-streichenden Verbindungsstreifen zwischen dem Mesozoikum von Untertauern und der Trias im Kalkspitzengebiet. Er liegt in der direkten E' Fortsetzung des N-Randes der Leckriedel-Sauruck-Quarziterscholle. Auch die geologische Position ist äquivalent: Quarzite im S grenzen mit steilen Kontakten (s. auch Profil 2 auf Tafel 11) unter Zwischenschaltung von Rauhackeln an Quarzphyllit. Wie am Schlamingsattel und seiner Umgebung so dürfte auch im Tauernkar der Quarzit N-vergent dem ursprünglich hangenden Quarzphyllit aufgeschoben worden sein, wobei Teile der karbonatischen Basisserie mitgeschleppt wurden. Daß sich diese Schubfläche auf der Linie Schlamingsattel-Tauernkar-Sinnhubscharte entwickeln konnte, hängt mit den Mächtigkeitsverhältnissen des Lantschfeldquarzites zusammen, der von S her kommend an dieser Linie deutlich dünner wird (s. Tafel 11).

Auch W' der Taurach beginnt N' der Aufschiebungszone des Schlamingsattels, etwa N' der Schlamingsalm im Bereich der Kötzermahdalm, der Quarzit des Liegendschenkels der Quarzphyllitdecke geringmächtiger zu werden (s. Abb. 85).

Der Rauhackelstreifen im Tauernkar steht steil zwischen Quarzphyllit und Lantschfeldquarzit. Die Steilheit der Lage ist mit Sicherheit auf eine S-vergente Anpressung zurückzuführen, da man sich hier in der E' Fortsetzung der Kalkspitzenmulde befindet.

N' des Koppengrabens ist anhand der auskartierbaren Reste des Anstehenden zu verfolgen, daß auch bei der Breitlehenalm (s. Tafel 11) und N' davon über den nun langsam nach N abtauchenden Ladindolomiten von Untertauern die Mitteltriasbasisserie des Quarzphyllitliegendschenkels vorhanden ist. Die tektonischen Verhältnisse werden aber unruhiger. Insbesondere die Rauhackeln erreichen enorme Mächtigkeit und umschließen Linsen verschiedenster Unter- und Mitteltriasgesteine. Insbesondere der Lantschfeldquarzit des Liegendschenkels der Quarzphyllitdecke scheint sich in solche Schubspäne aufzulösen.

Der Permosythquarzit, der vom Lürzergraben nach N die Rauhackelzone überlagert, ist bereits Bestandteil des Geißstein-Strimskogl-Zuges. Seine aufrechte Lagerung wird durch das Auftreten von Alpinem Verrucano mit Quarzgeröllen im Graben E' des Marchlgutes bestätigt.

Die tektonische Durchbewegungszone mit ihren Rauhwacken endet am E-Hand des Taurachtales erst E' des Brandenberggutes.

Dort beginnen dann auch die Quarzite des Geißsteins mit mittelsteilem Einfallen nach N zum Talboden abzusinken (s. Tafel 11).

Am W-Hang des Taurachtales ist zwischen Quarzit und Ladindolomit des Halbfensters von Untertauern nur geringmächtiges Anis eingelagert (s. Tafel 11, Profil 1). Die mächtige Ruschelzone des E-Hanges fehlt.

2.2.6.2. Das Strukturbild am N-Rand des Halbfensters von Untertauern

Es liegt nahe, die E' und NE' Untertauern entwickelte tektonische Ruschelzone mit den verschuppten N-Randzonen der Lackenkoglmulde und der Taurachtalfenster zu vergleichen. Aus Analogiegründen wird auch die Rauhwackenzone von Untertauern auf eine S-vergente Anpressung zurückgeführt.

Entsprechende kleintektonische Merkmale treten E' des Marchlgutes (s. Tafel 11) auf: die N- bis NE-fallenden Schichtflächen des Alpenen Verrucano werden von einer engständigen, flachen, N-vergenten Schieferung durchsetzt, wobei ein NW-SE verlaufendes Delta (um N 135° E) erzeugt wird. Diese Strukturen gehören ihrer Achsenrichtung wie ihrer Erscheinung nach zur ältesten Deformationsphase. Daneben durchdringt nun aber eine SW-vergente um 60° nach NE einfallende Schubklüftung, deren zugehörige B- und delta-Achsen um 150° streichen, das ältere Gefüge.

Da die S-vergente Einengungstektonik auf eine NE-SW-Einspannung zurückgeht und nur am NE-Rand des Halbfensters von Untertauern eine S-vergente Ruschelzone entwickelt ist, ist anzunehmen, daß die S-gerichteten Deformationen am SW-Rand des Geißstein-Quarzituges durch die Kompetenz dieser Gesteine bevorzugt nach SW gelenkt wurden und eine nur lokal zu beobachtende Scherflächenschar entstand.

Die Existenz von Beanspruchungsmerkmalen der ältesten Deformationsphase (1) (nach der Terminologie am Lackenkogl) wurde bereits gezeigt. Sie sind aber auch in Form der bekannten, vorwiegend NW-SE-ausgerichteten Strömungen in der Umgebung des N-Endes des Halbfensters von Untertauern anzutreffen (s. Tafel 11).

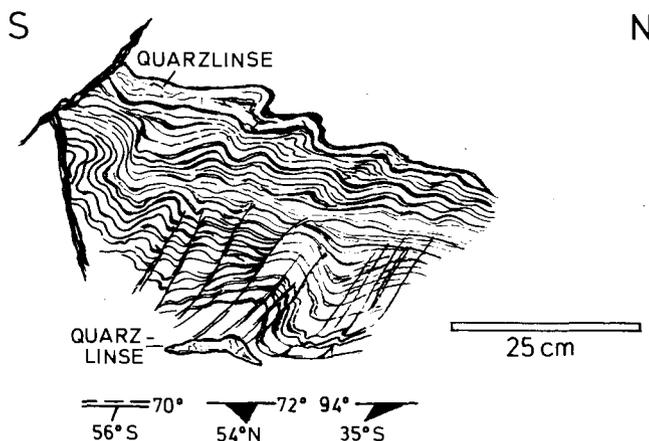


Abb. 65: Biegefaltung und Biegescherfaltung mit Schieferungsklüftung in permoskythischen Quarzitschiefern. – N-Rand des Leckriedel-Sauruck-Quarzituges (Kötzermahdalm W' Untertauern). – Struktur Nr. 44, Lage s. Tafel 11.

In Zusammenhang mit der N-Randaufschubung des Leckriedel-Sauruck-Komplexes entstanden im Liegendschinkel der Quarzphyllitdecke W' Untertauern die zur Deformationsphase (2) gehörigen Strukturtypen der Abb. 65 mit N-vergenger Schubklüftung (vermutlich sekundär verstellt; vgl. auch Abb. 64, linken Teil). Die hier vorhandenen Faltenachsenrichtungen sind insgesamt bestimmend für den Basisteil der Quarzphyllitdecke W' Untertauern (s. D 52, Abb. 66 und Gültigkeitsbereich von D 52 auf Tafel 11).

Vergleicht man nun die aus Diagramm D 53 (Abb. 66) ersichtliche Großfaltenachse der Umbiegungszone der tektonisch tieferen Ladindolomite mit den Faltenachsen in der überlagernden Quarzphyllitdecke (D 52, Abb. 66) für den Raum W' Untertauern miteinander,

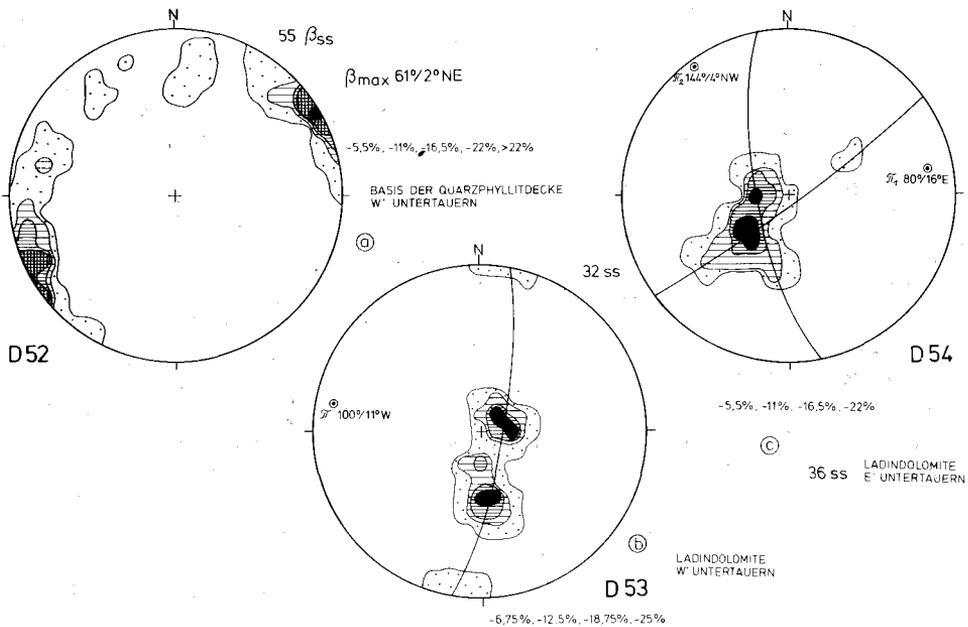


Abb. 66: Gefügediagramm vom N-Ende des Halbfensters von Untertauern, Gültigkeitsbereiche s. Tafel 11.

so ergeben sich im Streichen Differenzen von ca. 40° . Das entspricht der Tatsache, daß sich D 52 und D 53 jeweils auf verschiedene tektonische Einheiten beziehen. Beide Pläne dürften auf den gleichen Deformationsakt (2) zurückgehen, der sich für die in der Spezialkarte und in den Profilen (Tafel 11) abzeichnende Struktur des Abschnitts in der Umgebung des Taurachtales als weitgehend verantwortlich erwiesen hat. Nur wird die Falten tektonik in der Quarzphyllitdecke durch den N-Rand des Leckriedelquarzituzuges geleitet, während sie in den \pm einheitlichen Ladindolomiten keine entsprechende Vorzeichnung antraf.

E' des Taurachtales stellt sich am N-Rand des Dolomitkomplexes wieder das NE' Streichen der Hauptfaltenachse ein (s. Diagramm D 54, Abb. 66), wie es im Prinzip aus der Quarzphyllitdecke W' Untertauern bekannt ist (s. D 52, Abb. 66). Gleichzeitig erkennt man im Aufschluß (besonders ca. 350 m S' Gasthof Lürzer in Untertauern, Höhe 1060 E' oberhalb des Römerweges, s. auch Pfeil auf Tafel 11) wie im Diagramm (D 54, Abb. 66) eine

N-vergente Faltegeneration mit steil (ca. 70°) nach SW einfallenden Achsenebenen und NW-SE-streichenden Achsen. Diese Biegefalten sind mit einer Beanspruchung in Verbindung zu bringen, die im Achsenstreichen nicht mit der Deformationsphase (2), im Stil nicht mit der Deformationsphase (1) korreliert werden kann. Vergleiche mit Akt (3) im Lackenkogelgebiet können, was die zeitlichen Relationen anbetrifft, angestellt werden, doch bleibt unbestimmt, ob in beiden Fällen, am Lackenkogel und bei Untertauern, wirklich der gleiche Beanspruchungsakt vorliegt.

Zusammenfassend ist also zu erkennen, daß die mehrphasig geprägte Internstruktur des N' Halbfensters von Untertauern in starkem Maße vor allem E' der Taurach bei Untertauern den Einfluß von Einengungen mit NE-SW-Richtung der Hauptspannungen zeigt. Die in den Profilen zum Ausdruck kommende Spezialtektonik zeigt aber in erster Linie E-W- bis ENE-WSW-streichende Achsen.

Die Achsenrichtungen sind in ihrer Zuordnung zu den einzelnen Deformationsphasen nochmals auf den entsprechenden Diagrammen auf Tafel 11 zusammengefaßt.

2.2.7. Beziehungen zum Kalkspitzenmesozoikum

Vom Rahmen des Halbfensters von Untertauern, der aus Mitteltrias des Liegendschenkels der Quarzphyllitdecke besteht, besteht über das Tauernkar und die Sinnhubscharte eine Verbindung zur Kalkspitzenmulde.

Die definitionsgemäß N-vergente Tauchmulde mit Ladin im Kern (s. SCHEINER 1960) kann kinematisch als S-vergente Aufsattelung angesehen werden. Etwa im gleichen Sinne erklärt auch TOLLMANN (1968 b, S. 74) die Mechanik der Entstehung dieser Großstruktur.

SCHEINER (1960, S. 93–94) rechnet das Mesozoikum der Kalkspitzen zu einer tektonischen Einheit im Hangenden der Pleißlingdecke, im Gegensatz zu TOLLMANN (z. B. 1964, S. 52), der die Kalkspitzen mit letzterer Teildecke parallelisiert. Obwohl sich SCHEINER nicht auf eine spezielle Teildecke des Radstädter Systems festlegt, muß seine Deutung bevorzugt werden, da wie erwähnt die anisischen Schichten der Kalkspitzenmulde über die Sinnhubscharte (wenn auch schlecht erschlossen) mit dem Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke in Verbindung stehen. Aber auch der im Prinzip stratigraphische Übergang zwischen der Trias der Kalkspitzen und dem Quarzphyllit des Rahmens (s. Profile bei SCHEINER 1960, Tafel 9 bis 11, und VOLL 1977) bestätigt, daß die Kalkspitzenmulde ein Teil der Quarzphyllitdecke ist.

SCHEINER konnte in dem von ihm bearbeiteten Bereich vier verschiedene Beanspruchungsakte voneinander trennen. Die Parallelen zu dem von mir bearbeiteten Gebiet sind z. T. frappierend: Falten und Lineationen mit NW-SE-Streichen bilden die ältesten Elemente. Das trifft auch für alle Gebiete im Bereich der N' Quarzphyllitdecke zu (s. Darstellungen oben und unten).

Der zweite Akt wird durch E-W-streichende Verbiegungen repräsentiert. Solche Achsenrichtungen haben sich im Halbfenster von Untertauern und seiner Umgebung (s. Tafel 8 und 11), in den Taurachtalfenstern und z. T. auch am Lackenkogel als Folge der von mir aufgestellten Deformationsphase (2) ergeben.

Weiter W' stellen sich hierfür ja z. T. andere Richtungen ein (s. Tafel 6). Der Beanspruchungsplan ist außerdem in den N' Radstädter Tauern W' des Taurachtales nicht mehr so homogen wie im Kalkspitzengebiet.

Am N-Anstieg der Sinnhubscharte zum Koners sind die zu diesem zweiten Akt gehörigen Kleinstrukturen erschlossen: N-vergente, überkippte Falten in quarzitischem Quarzphyllit, die fast den Charakter von Spitzfalten be-

sitzen und deren Achsenebenen mit ca. 60° nach S einfallen, wobei die Schenkel Winkel von ca. 40° miteinander bilden.

Für SCHEINER (1960, S. 105) ist der zweite Beanspruchungsakt der Vorgang, der das Abtauchen des Kalkspitzenmesozoikums nach N bestimmte. Die genannten Falten am N-Rand bei der Sinnhubscharte deuten aber keinen N-eintauchenden Bau, sondern eher eine Bewegung der S-Partie (z. B. des Seekareckkristallins) nach N aufwärts an, ähnlich wie am Schlamingsattel an der Aufschiebung des Leckriedelquarzits auf den Quarzphyllit. Die Deformationsphase (2) ist meiner Ansicht nach im Kalkspitzengebiet aus Analogiegründen zu den W' davon gelegenen Bereichen für ein Hochschleppen der Basis der Quarzphyllitdecke verantwortlich. Die endgültige Gestaltung der Muldenstruktur erfolgte durch einen späteren Akt (s. unten).

Die von SCHEINER (1960, S. 106 u. f.) erwähnten jüngeren und unbedeutenderen NE-SW-Achsen NW-vergenter Falten besitzen kein mit einheitlichem Streichen übereinstimmendes Pendant im W, könnten aber zur Phase (3) am Lackenkogl gehören.

Die vierte Achsenrichtung von N-S-Querachsen wurde in meinem Arbeitsgebiet gelegentlich beobachtet, hat aber quantitativ betrachtet weder für die Kleintektonik noch für den Großbau Bedeutung.

SCHEINER erwähnt nur N-vergente Deformationsstrukturen, keine für die äußere Struktur der Kalkspitzenmulde wichtigen S-vergerten Formen. Es ist ja auch schwierig, in der insgesamt inversen Serie der Kalkspitzen N-vergente und S-vergente Elemente allein mit Hilfe der Stratigraphie zu unterscheiden. Eine solche Differenzierung ist fast nur über kleintektonische Strukturtypen möglich, zumal die S-vergerten Formen in diesem Raum wahrscheinlich wie die ältesten N-vergerten Achsen NW-SE-Streichen besitzen (s. Verhältnisse im Halbfenster von Untertauern, Tafel 11).

Der S-vergente Beanspruchungsakt, der vorläufig nur auf Grund der äußeren Struktur der Kalkspitzenmulde angenommen werden kann, wird für die Umlenkung der karbonatischen Basisserie der Quarzphyllitdecke nach S nach ihrer Aufsattelung durch die Deformationsphase (2) herangezogen. Die S-Vergenz gewinnt damit im E der Radstädter Tauern eine außergewöhnlich große Bedeutung. Die Gründe mögen in einem besonders großen Aufstau von Spannungen im umgebenden Kristallin liegen, so daß sich hier eine so großdimensionale S-vergente Rückfaltung an einer Schwächezone in der E' Verlängerung der N-Randaufschiebung der Leckriedelquarzitsscholle entwickeln konnte.

2.2.8. Tektonische Erscheinungen im Quarzphyllit an seinem S-Rand

Aus unter dem Oberbegriff „Quarzphyllit“ zusammengefaßten Gesteinen an der S' Peripherie der Quarzphyllitzone wurden bereits N-vergente Falten z. T. mit s_2 -Scherflächen einerseits N' der Sinnhubscharte (s. Kapitel 2.2.7.) andererseits am Schlamingsattel (s. Kapitel 2.2.4.) beschrieben. Diese Elemente wurden mit der Beanspruchungsphase (2) nach der oben aufgestellten Terminologie verbunden, bei der großtektonisch im Raum E' des Zauchtales insbesondere Auf- und Überschiebungen eine Rolle spielen.

Man findet die Spuren einer entsprechenden Deformation der s_1 -Flächen des Quarzphyllits nun auch W' des Zauchtales, wo das Mesozoikum an der Basis des Quarzphyllits nach N abtaucht (s. Profile 4 bis 8, Tafel 9), ohne daß, jedenfalls bis zum Enns-Pleißling-Tal im W, zwischen der Mitteltrias und dem Quarzphyllit eine Aufschiebung nach N anzunehmen wäre.

Die in Tafel 7 eingetragenen s-Flächen (Hauptablösungsflächen im Aufschluß) in den Felspartien SW' oberhalb des Zauchsees sind N-vergente s_2 -Scherflächen (s. Abb. 67; Lageparameter s. D 55, Tafel 8, Gültigkeitsbereich dieses Diagramms s. Tafel 6 und 8). Zu den

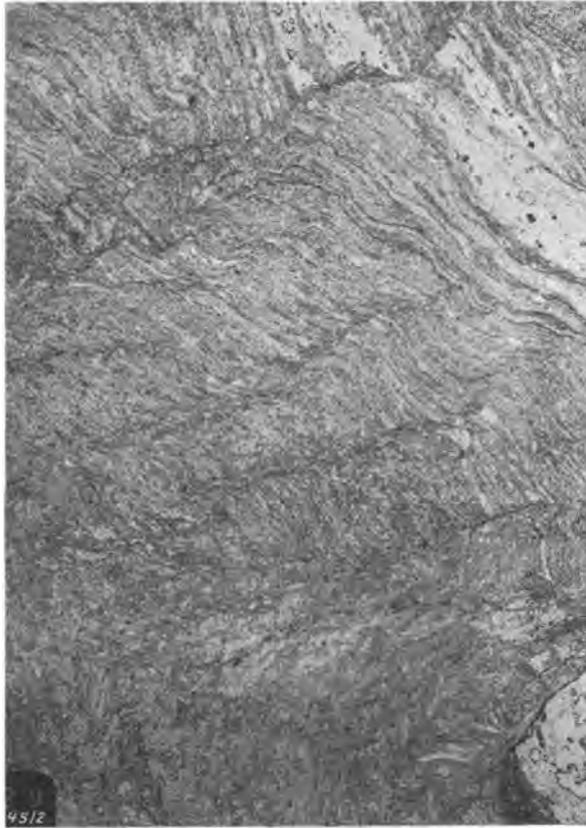


Abb. 67: Untervorschiebende Schieferungsklüftung (s_2) in Quarzphyllit (Deformation (2)), s_1 ist verbogen. – Felspartie W^o oberhalb Zauchsee. – Probe 745; Entnahmestelle s. Tafel 5, Punkt Q; Schnitt – B₁; Vergrößerung 6,5x.

hierzu gehörigen delta- und B-Achsen (Deformationsphase (2) in D 55) äquivalente Lineationen sind auch in den steilstehenden Quarziten am SW-Ufer des Zauchsees entwickelt. Hinzu kommt dort eine Faltung, die materialbedingt Biegefallen mit aufrechten bis schwach N-vergenten Sätteln und Mulden umfaßt. Der Stil ist also ganz anders als im Quarzphyllit, doch deuten die Achsenrichtungen und -lagen auf den gleichen Deformationsakt (2) wie bei Scherfaltung in den schiefrigen Gesteinen (vgl. D 55 auf Tafel 8) hin.

In den zum Quarzphyllitliegendeschenkel gehörigen Quarziten am Zauchsee-SW-Ufer trifft man außerdem noch auf die bekannten kräftigen Strömungen der Deformation (1) (nach der Terminologie von Kapitel 1.2.5), die hier bedingt durch jüngere Verstellung anormal steil nach W einfallen (s. auch Tafel 8).

Außergewöhnliche tektonische Verhältnisse zeigen sich in der N^o Teilscholle der Quarzite am Zauchsee am Überlauf des Sees (s. Tafel 1 und 8).

Schiefe Biegefallen mit seltener, aber deutlicher Schieferungsscherklüftung (Abb. 68) besitzen im Stil ähnliche Züge wie die Verbiegungen im S^o davon gelegenen Quarzitzug (S-Rand des Sees), die zur Deformationsphase (2) gestellt wurden. Das NE-SW-Achsenstreichen (s. Diagramm D 56, Tafel 8) ist jedoch sehr ungewöhnlich. Es liegt nahe, die Quarzitmasse als nach der Phase (2) von E nach W gegen den Uhrzeigersinn rotierte Scholle zu betrachten.

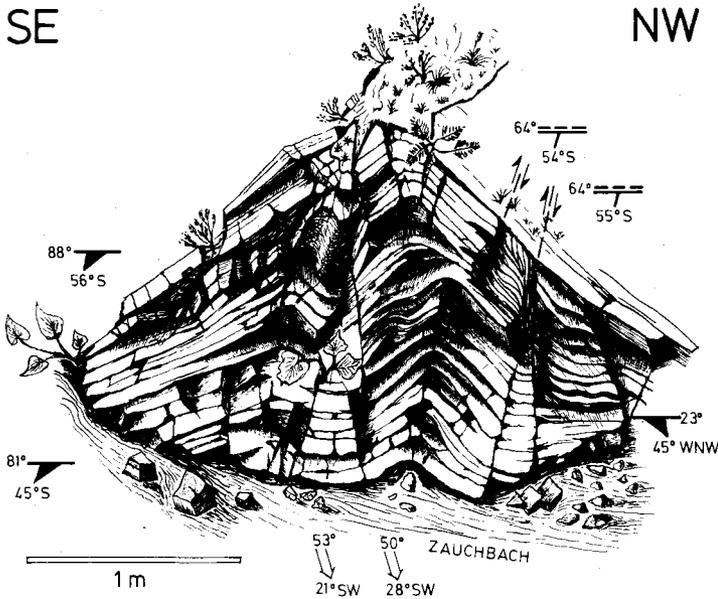


Abb. 68: Schwach NW-vergente Biegefaltung mit zugehörigen Scherklüften in Lantschfeldquarzit am N-Ende des Zauchsees. – Struktur Nr. 45; Lage s. Tafel 8.

W' der Unterbergalm und am Roßkopf treten die s_2 -Scherbahnen gegenüber s_1 als Hauptablösungsflächen im Quarzphyllit zurück (s. Tafel 5). Erst im SW' Walchaumesozoikum ist in Quarzitschiefern die s_2 -Scherflächentektonik wieder deutlich ausgeprägt (s. Abb. 62).

Die Tafeln 5 und 6 lassen deutlich werden, daß die Internstruktur in der W' und N' Quarzphyllitumrahmung des Walchaumesozoikums der NW-SE-Diagonalttektonik dieses Triaskomplexes angepaßt ist. Die relativ steil nach SW einfallenden Hauptablösungsflächen des Quarzphyllits sind wiederum die s_2 -Scherflächen (s. Abb. 69).

Die zugehörigen Faltenachsen und Runzelungen fallen bevorzugt nach NW ein (im Gegensatz zum SE-Fallen der zur Deformationsphase (1) gehörigen Strömungen in der benachbarten Trias des Walchaukomplexes, s. Tafel 6).

An einzelnen Stellen (s. Tafel 6) treten zu den Beanspruchungsformen der Phase (2) (nach der Terminologie vom Lackenkogl) jüngere Faltenstrukturen, die relativ flachwellig gestaltet sind, \pm horizontale Achsenebenen besitzen und mit ihren Achsen nach SE einfallen (E' und W' Walchauhof). Schließlich findet man NNW' des Walchauhofes im Quarzphyllit Verbiegungsformen, die im Typ den letztgenannten entsprechen, nun aber SW-NE-Streichen aufweisen.

Beide Faltungserscheinungen stehen mit der NW-SE-Einengung bei der Entstehung der Diagonalscherflächentektonik des Walchaumesozoikums in Verbindung (s. Abb. 63), die NE-SW-Falten direkt, die NW-SE-streichenden Formen als $B' \perp B$ -Falten. Diese jüngste Beanspruchung im Walchaumesozoikum hat mit ihren Diagonalscherflächen auch die Strukturen des Aktes (2) z. T. in NW-SE-Streichen eingedreht.



Abb. 69: Faltung mit Schieferungsscherklüftung (Deformation (2)) in Quarzphylliten (mit Quarzlinsen) am W-Rand des Walchaumesozoikums. – Autobahnanschnitt SW' Steinfeldgut. – Struktur Nr. 46, Lage s. Tafel 6.

Die Vergenz der Strukturen dieses jüngsten Faltungsaktes ist nicht abzulesen (flache Achsenebenen, unklare stratigraphische Verhältnisse), so daß auch hier nicht zu entscheiden ist, ob die Deformation mit der Phase (3) (s. Kapitel 1.2.5) oder mit einer S-vergenten Beanspruchung zu korrelieren ist.

Im Mündungsgebiet des Pleißlingbaches in die Enns stehen die s-Flächen (?s₂) des Quarzphyllits steil und streichen NW-SE bis E-W. Langsam schwenkt also die Lage der s-Flächen wieder in das normale E-W-Streichen um.

Die Aufschlüsse in der Quarzphyllitunterlage der Benzeckschuppen (s. Kapitel 2.2.1.) W' und NW' des Benzeckgipfels (s. Tafel 1) enthalten in den Phylliten ebenfalls die bereits bekannte s₂-Scherflächenschar der Deformationsphase (2) (s. Abb. 70). Im N' Anteil der Aufschlüsse fällt die Scherklüftung s₂ bevorzugt nach NE ein, ist also N-vergent tauchend (s. Diagramm D 57, Abb. 70, Gültigkeitsbereich s. Tafel 12). Das Achsenstreichen der zugehörigen Schleppungen und Runzelungen streut zwischen E-W und SE-NW (s. Diagramm D 57, Abb. 70).

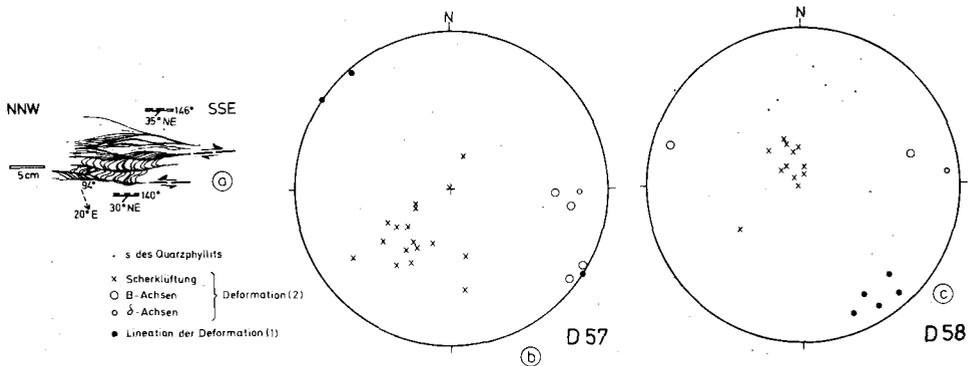


Abb. 70: a: N-vergente Schubklüftung (Deformation (2)) im Quarzphyllit NE' der Unteren Ennsalm. – Struktur Nr. 48. b und c: Gefügediagramme zur Tektonik im Quarzphyllit bei der Unteren Ennsalm; Gültigkeitsbereiche s. Tafel 12.

Nach S zu setzen sich dann um E-W-streichende B_2 -Achsen durch (s. Abb. 70, Diagramm D 58). Die s_2 -Flächen fallen nun aber flach nach SE ein, so daß als Folge davon die Obergrenze des Quarzphyllits im oberen Ennstal nach S zu langsam zum Taltiefsten absinkt. Da die s_1 -Flächen des Quarzphyllits in diesem Abschnitt steiler nach S einfallen als die s_2 -Scherklüftung muß angenommen werden, daß man sich in bezug auf die B_2 -Verfaltung des Quarzphyllits am SE-Hang des oberen Ennstales im überkippten Schenkel einer N-vergenten Falte befindet, deren Achse insgesamt flach nach E abtaucht.

Das letztgenannte Einfallen ergibt sich daraus, daß am W' Ennstalhang die Quarzphyllitobergrenze bereits in eine wesentlich größere Höhe hinaufreicht, W' der Unteren Ennsalm sogar in fast 2000 m Höhe den Ennskraxen-Mosereck-Kamm erreicht, was einer E-W-Höhendifferenz von ca. 450 m entspricht. Nimmt man an, daß die B_2 -Achsen etwa E-W streichen, so ergibt sich ein mittlerer Einfallswinkel von ca. 15° nach E.

2.2.9. Beziehungen zur Großtektonik am S-Rand der Quarzphyllitdecke

Bestimmend für die Anordnung der einzelnen Teileinheiten sind in erster Linie Deformationsvorgänge der Beanspruchungsphase (2) im Sinne der am Lackenkogl entwickelten Terminologie. Hierdurch wurde SE' des Leckriedels der S-Rand der Quarzphyllitdecke weitspannig N-vergent aufgebogen, vor allem aber die Quarzite, die den S' Abschnitt der Quarzphyllitdecke S' Untertauern einnehmen, nach N auf Quarzphyllit aufgeschoben. Dies geschah etwa auf der Linie Schlamingsattel-Sinnhubscharte. Z. T. wurde bei dieser Aufschiebung noch ein Teil des mitteltriadischen Liegendschenkels dieser Teildecke hochgeschleppt. Das Auftreten der isoliert im Quarzphyllit und Schladminger Kristallin liegenden Kalkspitzentrias kann mit auf solche Vorgänge zurückgeführt werden.

Die N-vergente Aufschiebung vom N-Rand der Leckriedelquarzitmasse klingt im Zauchseegebiet aus. Der karbonatische Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke fällt, z. T. in N-vergente enge Tauchfalten der Beanspruchungsphase (1) gelegt, \pm steil nach N ohne größere Komplikation ein.

In dem zwischen Zauch- und Ennstal noch bestehenden E-W' Streichen des Großbaus tritt eine Zäsur durch die Diagonalstruktur des Walchaumesozoikums mit einem NW-SE-Trend im Streichen der Achsen vor allem der Deformationsphase (2) ein.

Die E' der Enns-Pleißling-Talfurche unter den Quarzphyllit eintauchende tiefere und S' davon gelegene Einheit beginnt sich dann W' des Tales an ihrer N-Grenze steilzustellen (NE-Hang des Benzecks) und überlagert schließlich am NW-Hang des Benzecks den hochgeschleppten Liegendschinkel des Quarzphyllits (d. h. die Benzeckschuppen).

Wie im nächsten Kapitel gezeigt wird, tauchen unter der Benzeckdolomitmasse und über dem nach W auskeilenden Mesozoikum der Quarzphyllitdecke nach SW noch tektonisch tiefere Einheiten auf, die aber alle über der im Gesamtbau der Radstädter Tauern höchsten Quarzphyllitdecke lagern. Die W-Fortsetzung dieser Verhältnisse ist in der Überschiebung der Ennskraxentrias auf den Quarzphyllit gegeben (DEMMEER 1962).

Diese Auf- und Überschiebungen tieferer tektonischer Einheiten auf den Quarzphyllit haben ihr kleintektonisches Pendant in der gerade im oberen Ennstal im Paläozoikum besonders deutlich ausgeprägten Scherflächenschar der Deformationsphase (2) (s. oben Kapitel 2.28.).

2.3. Die Verbindung zwischen dem Ennskraxengebiet und dem Benzeck-Steinfeldspitz-Komplex im Bereich der Ennsalmen

DEMMEER (1962) unterscheidet im Ennskraxengebiet im wesentlichen folgende Einheiten, die vom Liegenden zum Hangenden über dem Quarzphyllit lagern (s. auch ROSSNER 1974, S. 734 u. f.):

- Ennskraxenschuppe (von TOLLMANN 1963 b mit der Lantschfelddecke verglichen),
- Rauhwackeband (s. hierzu auch ROSSNER 1974, S. 736),
- Höhere Deckfalteneinheit (nach TOLLMANN 1963 b: Äquivalent der Pleißlingdecke),
- Wildkarschuppen (vermutlich mit der Kesselspitzdecke nach TOLLMANN 1963 b gleichzusetzen).

Die Anisdolomite bei der Oberen Ennsalm (s. Tafel 12) bilden die SE' Fortsetzung der Ennskraxenschuppe, die sich im Hangenden des Quarzphyllits durch zwei Hangstufen (im SW gebildet aus Aniskalkschiefern, im NE durch Anisdolomite) nachgezeichnet weiter nach NW bis zur Unteren Ennsalm verfolgen läßt (s. Tafel 12, Profile 1-3).

In bedeutender Mächtigkeit folgen dann SE' der Oberen Ennsalm am Sattel zum Ennsfeld über der Ennskraxenschuppe die (z. T. aus mylonitisierten Mitteltriasdolomiten bestehenden) Rauhwacken des Rauhwackebandes. Dieses wird jedoch nach N zu geringmächtiger und ist schließlich nicht mehr als eigenständige tektonische Einheit zu bezeichnen (s. Tafel 12 mit Profilen).

Am Schilcheck trifft man bereits auf die W-Ausläufer der nächsthöheren Pleißlingdecke, die dann weiter SE' fast die gesamten SE-Wände des Marbachtals einnimmt (s. Tafel VI bei TOLLMANN 1958 a).

Der Schilcheckdolomitkomplex taucht nach N am Sattel P. 1875, SW' des Benzecks unter die Ladindolomite am Gipfel dieses Berges ab (s. Tafel 12, Profil 4), die schon wieder zu einer höheren tektonischen Einheit gehören. Die Grenze bildet eine Deckenbahn mit eingelagerten Lantschfeldquarziten, Rauhwacken und anderen basalen Teilen der triadischen Schichtenfolge.

Auf die Zuordnung des Benzeck-Steinfeldspitz-Komplexes zur Kesselspitzdecke (s. Tafel 12) der N' Radstädter Tauern wird weiter unten noch genauer eingegangen.

Die Rauhwacken an letztgenannter Deckenbahn setzen sich vom Sattel SW' des Benzeckgipfels nach ENE noch ein Stück am E-Hang des Benzecks hangabwärts fort und

werden in ca. 1800 m Höhe von Anisbänderkalken abgelöst, die ihrerseits z. T. wieder in Rauhwacken übergehen können (W' oberhalb der Schüttbachalm in ca. 1450 m Höhe). Die Deckenbahn erreicht etwa 500 m N' der Schüttbachalm den Talgrund und setzt sich zu den mächtigen Rauhwackenansammlungen fort, die von der Verbindungslinie Wiesenau-Schwarzkogel nach S zu den tieferen Teil der Schwarzkogel-Windschaukel-Westwände einnehmen.

Die Rauhwacken an der Basis der Benzeckdolomite lassen sich in den schroffen Erosionsrinnen am Benzeck-W-Hang auch nach N verfolgen, doch werden die tektonischen Komplikationen immer größer.

Man gelangt W' des Benzeckgipfels in die Zone, in der einerseits der überschlagene Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke (Benzeckschuppen) von N nach S an der Erdoberfläche auskeilt und wieder unter den Quarzphyllit absinkt, andererseits aber auch die von S heranreichende Ennskraxenschuppe und Pleißingdecke zwischen Quarzphyllitdecke und Benzeck-Steinfeldspitz-Einheit enden (Tafel 12).

Die Ennskraxenschuppe, die SE' der Aigenhütte (bei P. 1415) als Anisfolge (s. Tafel 12, Profil 3) noch recht gut zu identifizieren ist, beginnt wenig N' davon in der Rinne ESE' der Aigenalm mit steil S' Einfallen nach N aufzubiegen und sich sogar nach S über den ursprünglich im Hangenden lagernden Anisdolomit der Pleißingdecke zu legen (s. Profil 5, Tafel 12). Die basalen Teile der Ennskraxeneinheit lösen sich in Rauhwacken mit eingeschuppten Mitteltriasresten auf. Darauf ist von N her auch noch eine Quarzphyllitscholle aufgeschuppt.

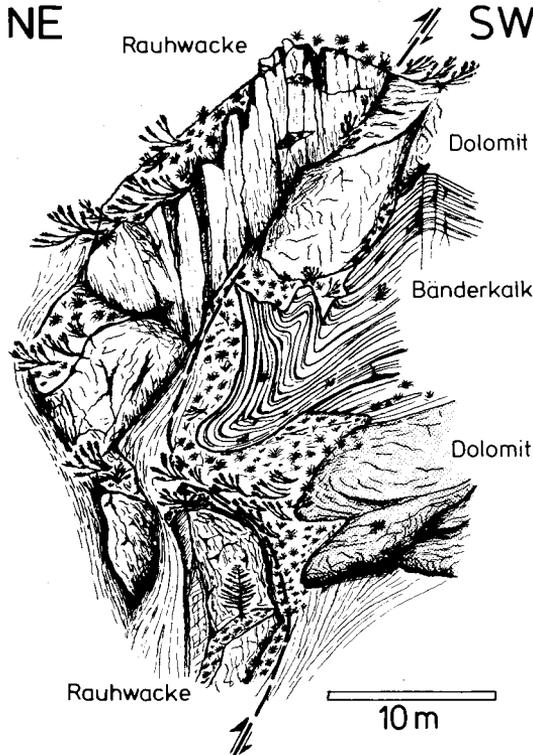


Abb. 71: SW-vergente Biegefaltung in Anisbänderkalken. – S-vergente Rückfaltungszone NW' Benzeckgipfel. – Struktur Nr. 49; Lage s. Tafel 12.

Es liegt hier am N-Rand des nach N über den Quarzphyllit geschobenen Anteils der Ennskraxen- und Pleißlingeinheit eine S-vergente Rückfaltungszone vor (s. auch Abb. 71). Die Pleißlingdecke wurde an ihrem N-Ende durch die S-vergente Deformation in die Reste der Ennskraxenschuppe eingewickelt (s. Profil 5 auf Tafel 12) und abgeschnitten.

Pleißlingdecke und Lantschfelddecke (= Ennskraxenschuppe) setzen sich nach E und NE im Untergrund sicher fort und gewinnen ihre „normale“ Position im Liegenden der Quarzphyllitdecke (und Kesselspitzdecke) zurück. Ihr tatsächlicher N-Rand ist nicht bekannt.

Von den dem Großbau zugrunde liegenden Beanspruchungsakten ist die älteste Phase (1) nach bisheriger Terminologie mit ihren NW-SE-Achsenrichtungen nicht nur im Quarzphyllit des oberen Ennstales (D 58, Abb. 70), sondern auch im überlagernden Mesozoikum zu erkennen, und zwar in Form von Lineationen (s. Tafel 6, SW-Ecke) und kleinteiltektonischen Strukturen wie auf Abb. 72.

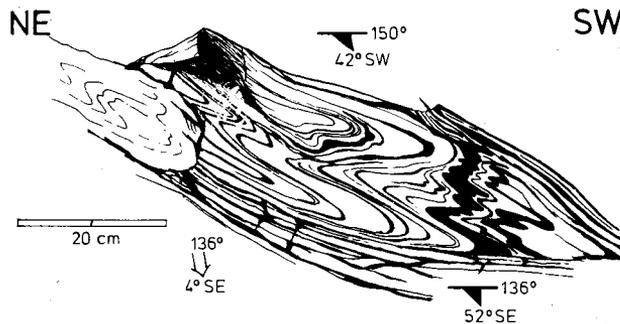


Abb. 72: Falten des Deformationsaktes (1) mit Isoklinalfaltenstil in Anisbänderkalken. – Rinne SE' Eigenhütte. – Struktur Nr. 50; Lage s. Tafel 12, Profil 5.

Es wurde oben auch schon darauf verwiesen, daß die im oberen Ennstal den Quarzphyllit überlagernden Deckeneinheiten in diese Position im wesentlichen durch die jüngere Deformationsphase (2) gebracht wurde. Im Mesozoikum ist eine zugehörige Faltung z. B. am W-Ausgang der großen Erosionsrinne ENE' der Unteren Ennsalm zu beobachten, die die Striemung der Phase (1) verfaltet.

Das aus der Lage der ss-Fläche und der mit der Faltung verbundenen Schieferungsklüftung (in Kalken) bzw. Schieferungsscherklüftung (in Schiefnern) wie auch aus den gemessenen delta-Achsen erkennbare NW-SE-Streichen der b-Koordinaten (D 59 und 60, Abb. 73) ist typisch für die Deformationsphase (2) im Mesozoikum E' der Unteren Ennsalm (s. Tafel 6).

Im Quarzphyllit E' der Unteren Ennsalm wurden z. T. die gleichen Achsenrichtungen beobachtet (s. Diagramm D 57, Abb. 70 und Tafel 12), doch streuen dort die Streichwerte bis E-W. Insgesamt können jedoch für die in den Diagrammen D 57, D 58 und D 59 eingetragenen Achsenrichtungen wegen der unterschiedlichen Streichwerte keine verschiedenen Verformungsphasen angenommen werden, da die zugehörigen Formen alle dem Stil der Deformationsphase (2) entsprechen.

Auch die Großmulde des Schilcheck-Gipfels (s. D 62, Tafel 12) gehört zur Beanspruchung (2), leitet mit ihren ENE-WSW-Achsen aber bereits zur Tektonik des Steinfeldspitzgebietes über, die mit ihrem Homogenbereich hier über das Pleißlingtal herüberreicht.

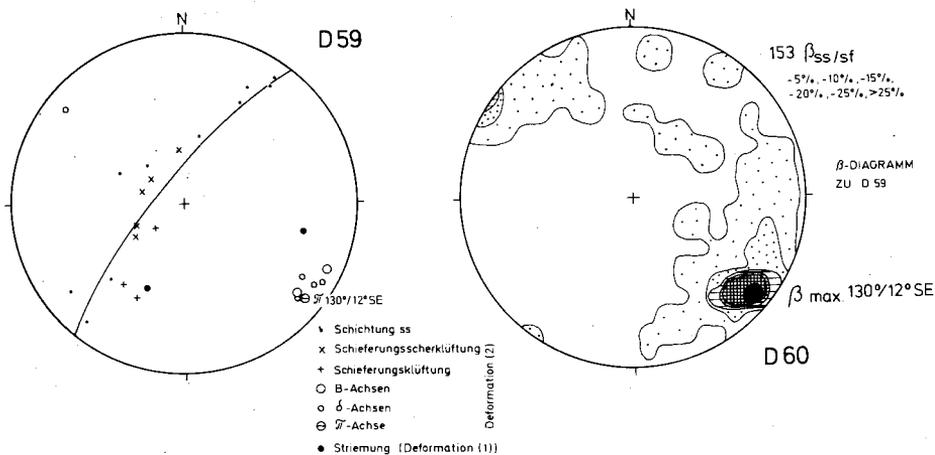


Abb. 73: Gefügediagramme zum Grenzbereich Quarzphyllitdecke – Ennskraxenschuppe – Pleißingdecke ENE' Untere Ennsalm.

Die S-vergente Einwicklung des N-Endes von Ennskraxen- und Pleißingeinheit W' des Benzeckgipfels ist mit der jüngeren Beanspruchungsphase (4) im Lackenkogelgebiet zu parallelisieren. Zugehörige kleintektonische Strukturen (Abb. 74) zeigen gegenüber etwa den Strukturen von Abb. 72 bei mechanisch äquivalent reagierendem Material (Bänderkalke und Kalkschiefer) einen selbständigen Stil mit vorherrschenden Spitzfalten.

Bei den Formen von Abb. 74 handelt es sich speziell um drag-folds, entstanden bei \pm schichtparallelen Biegegleitungen (s. Bewegungsbahn auf Abb. 74) im Zusammenhang mit der Aufrichtung durch S-vergente Einengung (s. Schemazeichnung Abb. 74).

Die Achsen (s. D 61, Abb. 75) streichen wie bei den beiden älteren Deformationsakten NW-SE und fallen bevorzugt nach SE ein.

Die NE-SW-Achsen W' des Benzeckgipfels (Tafel 6), die mit diesem Streichen senkrecht auf den oben erläuterten Hauptrichtungen stehen, sind z. T. echte $B' \perp B$ -Querstrukturen, die insbesondere in Zusammenhang mit der Deformationsphase (1) zu bringen sind (Striemungen in entsprechender Ausbildung wie für die Deformationsphase (1) typisch, aber senkrecht zur sonst vorherrschenden NW-SE-Richtung). Zu einem Teil handelt es sich aber um Zeugen einer eigenständigen, leider nicht eindeutig zuordenbaren Deformation, die in ihrem Achsenstreichen auch am N-Hang des Benzecks (Benzeckschuppen, s. Tafel 6, Diagramm D 46) ausgebildet ist.

Da am Lackenkogel die NE-SW-Richtung vielfach mit den Achsen der Deformationsphase (3) in Verbindung gebracht wird, liegt es nahe, die zuletzt erwähnten Strukturen am Benzeck mit Vorbehalten ebenfalls dem Akt (3) (NW-vergent) zuzuordnen. Mit dieser späten Deformation kann u. U. die Entstehung des Rauhwackebandes (nach SCHMIDT 1924 und DEMMER 1962) in Verbindung gebracht werden (zur Erklärung des Rauhwackebandes s. DEMMER 1962 und ROSSNER 1974, S. 736).

Der oben umrissene Verformungsplan läßt sich gut mit den diesbezüglichen Angaben DEMMERS (1962) für das Ennskraxengebiet vergleichen.

Nach DEMMER (1962, S. 175) sind auch im Quarzphyllit N' der Ennskraxen vor allem NW-SE-Achsenrichtungen vorhanden, was meinen Beobachtungen entspricht (s. Tafel 12).

In Quarziten und Kalkmarmoren der Ennskraxenschuppe beschreibt DEMMER (1962, S. 176) ähnliche Achsenrichtungen vor allem bei Striemungen (Deformationsphase (1)

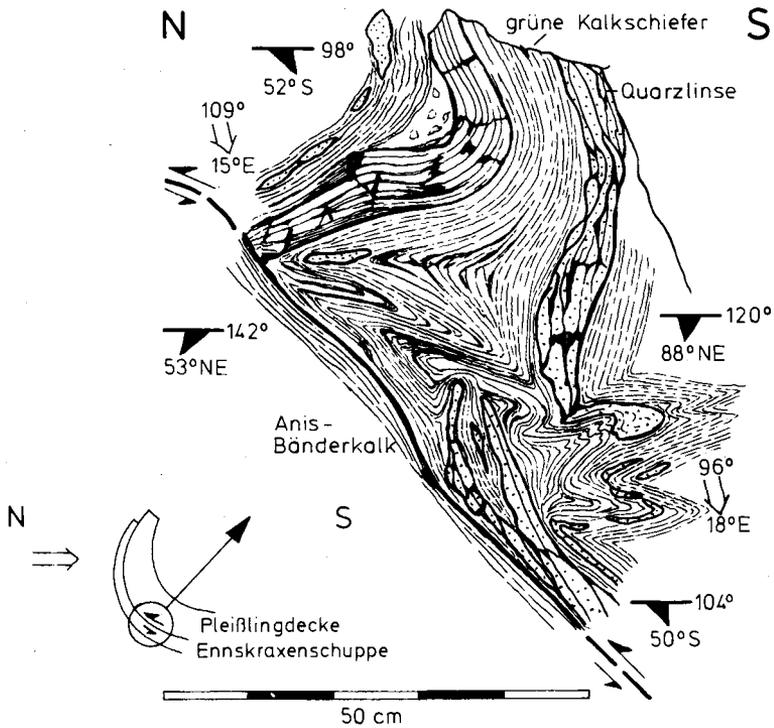


Abb. 74: S-vergente Falten des Deformationsaktes (4). – Lokalität wie Abb. 72. – Struktur Nr. 51; Lage s. Tafel 12, Profil 5.

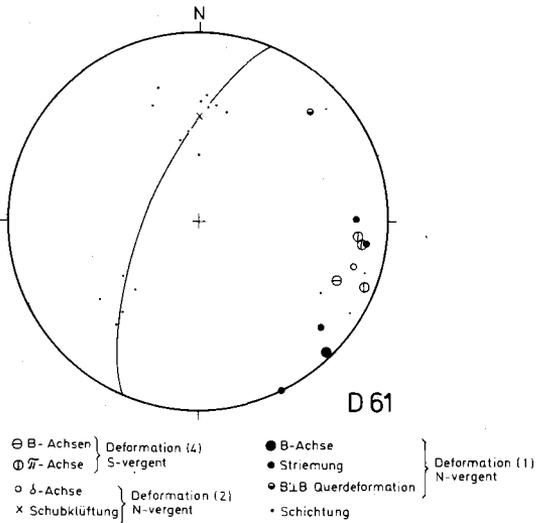


Abb. 75: Gefügediagramm aus der S-vergenten Aufrichtungzone NE' der Unteren Ennsalm (N-Grenze der Ennskraxenschuppe und der Pleißingdecke am W-Hang des Benzecks).

nach der Terminologie oben). NW-SE-Achsen treten nach der Achsenkarte DEMMERs aber ganz allgemein am E-Rand der Ennskraxenmasse (bei der Oberen Ennsalm) und in der SE-Fortsetzung der Ennskraxenschuppe (unter dem Rauhackeband) im Marbachtal hervor.

Schließlich konnte DEMMER auch noch (gegenüber den NW-SE-Richtungen) jüngere N-S-Achsen innerhalb der Ennskraxenschuppe, aber auch der Oberen Deckfalteneinheit (= Pleißlingdecke) feststellen. Sie dürften etwa den oben beschriebenen NE-SW-streichenden Achsen im E (Gebiet der Ennsalm und des Benzecks) entsprechen (s. oben und Tafel 12).

Die Obere Deckfalteneinheit ist in dem SW' an das von mir bearbeitete Gebiet anschließenden Abschnitt ebenfalls vor allem durch die älteren NW-SE-Achsenrichtungen charakterisiert. Diese lassen sich nach SE in die Pleißlingdecke des Graihornzuges (s. TOLLMANN 1958 a, Abb. 1) weiterverfolgen. Die Ansicht TOLLMANNs (1958 a, S. 105 u. f.), daß die NW-SE-Achsenrichtung eine ältere Deformationsphase repräsentiert, die von einer SE-NW- bis E-W-Einengung abgelöst wird, bestätigt weitgehend meine Vorstellungen.

Ein sehr einheitlicher NW-SE-Bauplan bildet also als ältestes Element in den ganzen N' Radstädter Tauern die Grundlage der Gebirgsstruktur.

Jüngere Einengungsdeformationen zeigen dann starkes Streuen der Faltenachsen, auch infolge abnehmender Überlagerung. Im oberen Ennstal ist die Deformationsphase (2) für den Großbau, insbesondere für die Überlagerung der Quarzphyllitdecke durch normalerweise tiefere Deckeneinheiten bestimmend. Dieser Verformungsakt benutzte dort den bereits vorgezeichneten älteren NW-SE-Bauplan posthum nochmals und konnte so den Deckenbau in der erwähnten Weise umgestalten. Derartige bedeutende Auswirkungen waren im Rahmen des gleichen Beanspruchungsaktes etwa weiter E' nicht möglich, da sich dort infolge der zum alten Bau reneganten Verformung mit vorherrschenden WSW-ENE-Achsen größere mechanische Widerstände ergaben (Ausklingen der Quarzphyllit-S-Rand-Einwicklung vom Benzeck nach E).

2.4. Interntektonik und regionalgeologische Stellung der Benzeck-Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Einheit

Im Gipfelbereich des Benzecks gelangt man, wie oben erläutert, in die tektonisch liegende Einheit der Quarzphyllitdecke, die hier allerdings letztere an ihrem S-Rand sekundär überschoben hat.

Ihren vollen Umfang gewinnt die liegende Teildecke der Quarzphyllitmasse erst E' des Enns-Pleißling-Tales im Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Zug und N' davon. Im oberen Zauchtal taucht sie nach E unter die Quarzphyllitdecke ab, um im Halbfenster von Untertauern nochmals zum Vorschein zu kommen. Weiter S' ist diese Einheit, die vorläufig als Benzeck-Steinfeldspitz-Masse bezeichnet werden soll, nach E bis zur Gnadenalm zu verfolgen, wo sie ebenfalls unter die Quarzphyllitdecke abtaucht, aber am S-Rand des Scheckkopfes in SE' Richtung wahrscheinlich bis zum Tauernpaß zu verfolgen ist (Tafeln 1 und 11).

2.4.1. Die Benzeckdolomitmasse

Der Bau des W' Ausläufers der Benzeck-Steinfeldspitz-Masse am Benzeck ist den Tafeln 1 und 12 zu entnehmen.

Im N grenzen dort Ladindolomite mit einer sattelartigen Aufbiegung (s. Profil 2, Tafel 9) an die mesozoische Liegendserie der Quarzphyllitdecke und überschieben diese weiter SW' sogar an einer E' einfallenden Überschiebungsbahn (s. Tafel 9, Profil 1, und Tafel 12, Profil 3).

Konstruiert man die Großfaltenachse dieses Überschiebungsbereiches (D 63, Tafel 6), so resultiert ein NE-SW' Achsenstreichen, das in diesem Raum bereits in den BenzECKschuppen (s. D 46 auf Tafel 6) und im Kleinfaltenbereich W' des BenzECKgipfels ange-troffen worden ist (s. Kapitel 2.3.). Die NE-SW-Richtung ist, wie in Kapitel 2.3.2. ausge-führt, wahrscheinlich mit dem Deformationsakt (3) nach bisheriger Terminologie zu ver-binden, der sicher für die sekundäre Überschiebung tieferer Teildecken über den

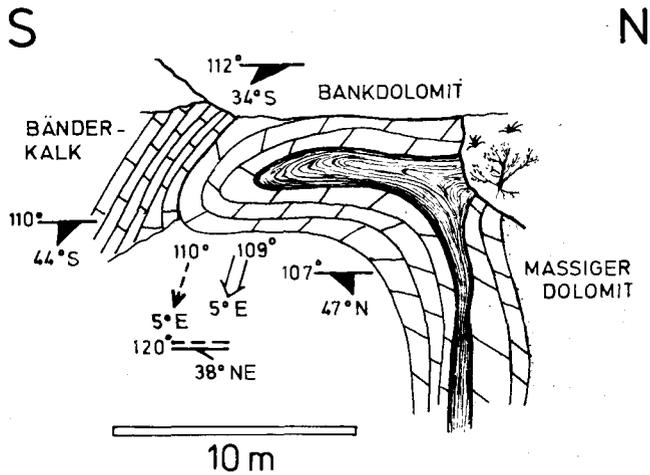


Abb. 76: Faltenstruktur des Deformationsaktes (1) in einer anisichen Dolomit-Schiefer-Bänderkalk-Serie. – BenzECK-NE-Hang. – Struktur Nr. 53, Lage s. Tafel 6.

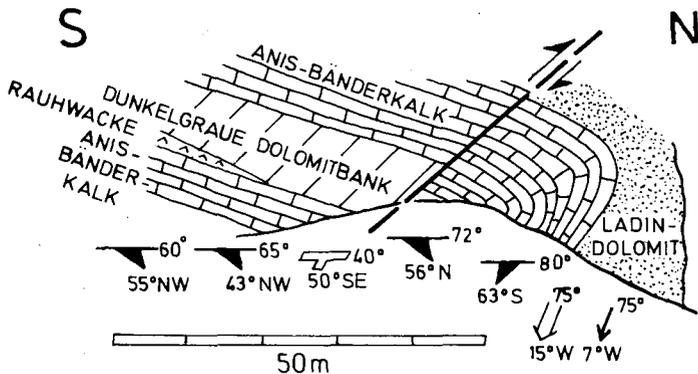


Abb. 77: Biegefalte mit Zerschering der Sattelpartie (Deformation (2)). – BenzECK-NE-Hang. – Struktur Nr. 52, Lage s. Tafel 6.

Quarzphyllit nicht verantwortlich ist, der aber die Kontaktverhältnisse nochmals recht intensiv überprägt hat, so daß ältere Deformationsachsen im Schichtflächen- und beta-Diagramm nicht mehr zum Ausdruck kommen.

Die älteren Gefügemerkmale sind aber im Kleinbereich besonders in den anisichen Serien am NW-Hang des Benzecks festzustellen. Das Gesamtbild ist nun jedoch anders als im oberen Ennstal. Die dort vorherrschenden NW-SE-Achsen werden durch ein System zweier Richtungen, mit NW-SE- und WSW-ENE-Streichen, abgelöst (s. Tafel 6).

Der NW-SE-Richtung (s. D 64, Tafel 5), sind Strukturen wie auf Abb. 76 und Strömungen zuzuordnen, die beide dem Stil der Deformationsphase (1) entsprechen.

Zur Schar der WSW-ENE-streichenden Falten gehört die Struktur Abb. 77, die mit ihren mittelsteil nach S einfallenden Achsenebenen im Typus Ähnlichkeit mit Verbiegungen der Deformationsphase (2) in kompetenten Serien hat. Da zu den oben bereits erwähnten, eventuell zum Vergleich heranziehbaren NE-SW-streichenden Achsen (N-Rand des Benzecks, Faltung? (3)) offensichtlich kaum Kleinfalten entwickelt sind (nur schwache Runzelung s. D 64, Tafel 5), kann es als gesichert gelten, daß der NNW-vergente Sattel der Abb. 77 Ausdruck der Deformation (2) ist, die somit am Benzeck ENE-WSW-Streichen in ihren Achsen annimmt.

Die Deformation (2) hat in den mächtigen, kompakten Dolomiten am Benzeck wie in den Quarziten etwa am S-Rand des Leckriedels (s. Profile 13 bis 15, Tafel 10) relativ große Strukturen geschaffen. Es entstand in diesem Zusammenhang auch die ebenfalls ENE-WSW-streichende Mulde des Schilcheckgipfels (s. Tafel 12, Profil 2 und Kapitel 2.3).

2.4.2. Die Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Einheit

2.4.2.1. Der N-Rand im Bereich Tagweideck-Obere Zauchalm

Im Verlauf der Grenze Quarzphyllitdecke-Steinfeldspitzeinheit im Flachauer Tal zeichnet sich die NE-SW-streichende Achsenrichtung der Deformation ? (3) des Benzeck-N-Hanges ab.

Am E-Hang des Pleißlingtales (E' des Schauphofes, s. Tafel 1) erkennt man dann aber eine große Isoklinalfalte (Profil 5, Tafel 9), deren Achsenebene steil nach N einfällt und deren Liegendschenkel durch liegende Falten höherer Ordnung ausgestaltet ist.

Nach den oben entwickelten Vorstellungen von den Deformationsstilen der N' Radstädter Tauern gehört diese Struktur zum Beanspruchungsakt (1), ist mit Sicherheit N-vergent und damit N-tauchend. Ähnliche Formen findet man in den Großsätteln und -mulden der Pleißlinggruppe wieder (s. TOLLMANN 1956, Tafel II).

Die Achse der beschriebenen Großfalte streicht im Kern 70° (s. D 65, Tafel 5, D 66, Tafel 6). Dieser Wert entspricht der für die Deformationsachsen des Stadiums (2) am Benzeck typischen Richtung (ENE-WSW). Das auf Grund des zum Faltungsakt (1) gehörigen Typs zu erwartende NW-SE-Streichen bleibt aus.

Auch im wenig gefalteten Abschnitt des Liegendschenkels des erwähnten Großsattels herrscht die 70° streichende Achsenrichtung vor (D 67, Tafel 6). Das Nebenmaximum von D 67 entspricht der untergeordneten NE-SW-Richtung der Deformation (3) am Benzeck-N-Hang. Die bc-Ebene ist die Achsenebene.

Die dem Großsattel aufgesetzte Faltung im Liegendschenkel (s. Profil 5, Tafel 9) zeigt dann aber eine E-W- bis ESE-WNW-Richtung (D 68, Tafel 5 und Pfeile auf Tafel 5).

Schließlich deuten sich weiter E' (W' des Hirschkopfgipfels) in einer sattelartig in den Ladinolomit eingreifenden Struktur neben der bisher dominierenden ENE-WSW-Richtung noch ausgeprägter wie bei den letztgenannten liegenden Falten (s. bei D 68, Tafel 5) ESE-WNW-Achsen an (s. D 69, Tafel 6).

In dieser kleinen Sattelstruktur W' des Hirschkopfes sind karnische Schiefer und Kalke in den Wettersteindolomit eingepreßt, so daß an und für sich eine S-vergente Muldenstruktur vorliegt (jüngere Schichten sind von älteren umgeben). Nach der Lage der Achsen-ebene und der Gesamtform (s. auch Profil 6, Tafel 9) muß diese Falte aber dem N-tauchenden Großsattel im Ladin-Unterkarn-Dolomit und somit der Deformationsphase (1) zugeordnet werden.

Die beschriebenen Beziehungen zwischen Deformationsstil und Achsenplan und die dabei gezeigten Diskrepanzen zu den Verhältnissen etwa in der Benzeckdolomitmasse lassen sich durch die Annahme einer Überprägung des Großsattels W' des Hirschkopfes erklären. Eine auf den Akt (1) folgende Einengung fand dabei in der SSE-NNW-Richtung statt und ist mit der Beanspruchungsphase (2) zu verbinden (vgl. Achsenrichtung am Benzeck).

Die ursprünglich äquivalent zu den „Kleinfalten“ von Diagramm D 68 (s. Tafel 5) flachliegende Achsenebene der Großstruktur wurde einer ENE-WSW-Achse entsprechend verbogen, die nunmehr als bestimmendes Element in den Gefügediagrammen der Großform hervortritt. Die für den älteren Deformationsakt (1) charakteristische NW-SE-Richtung, der ursprünglich wohl auch die Sattelachse der Großstruktur folgte, kommt nur noch im Kleinbereich gelegentlich abgeschwächt zum Ausdruck (liegende Falten von D 68, Tafel 5, und Struktur von D 69, Tafel 6).

Die Überprägung sieht man z. T. auch in den kleintektonischen Daten, z. B. in der Vorstellung von N-fallenden Schieferungsflächen (s. Tafel 5 und Tafel 6, D 69, s₁). Diese gehören zur Deformation des Großsattels, da einerseits die Verformungsphase (2) z. T. relativ steil S' einfallende Schieferungsflächen besitzt (s. Erläuterungen zum Gebiet des Tagweidecks unten und Tafel 5) und andererseits für eine S-vergente Deformation in diesem Raum andere Streichwerte zu fordern wären (s. unten). Diese Schieferungsflächen der Deformation (1) wurden in die Deformation (2) ähnlich wie die Schichtflächen einbezogen und liegen nun auf dem zu $\beta_{MAX 2}$ (ENE-WSW-Achsen) von D 69 (Tafel 6) gehörigen Großkreis.

Zwischen den Wettersteindolomiten des beschriebenen Großsattels und den gleichartigen Dolomiten am Tagweideckgipfel schiebt sich eine Karnfolge (s. stratigraphischen Teil), in Form einer großen, in sich sehr kompliziert ausgestalteten nach S ausdünnenden Spitzmulde (s. Profile 6 und 7, Tafel 9) ein. Durch gradierte Schichtung in der Lagunenfazies des Dolomits am Tagweideckgipfel konnte nachgewiesen werden, daß nicht nur der Wettersteindolomit-Liegendschenkel dieser Mulde, sondern auch der überlagernde Dolomit aufrecht liegen. Hinzu kommt, daß auch die Muldenfüllung im wesentlichen aus zwei gleichen, aufrecht lagernden Karnserien besteht, die durch eine eng gefaltete und ausgewalzte Falten-Schuppenzone mit Dolomiten und Pyritschiefern getrennt sind.

Vergleichsmöglichkeiten zu diesem Strukturtyp mit Falten und Schuppentektonik sind nur in den Formen der Deformation (2) mit der dafür charakteristischen Kombination von Faltung, Schuppung und Scherung zu sehen.

Auch aus den makroskopischen Lagerungsdaten, wie etwa im ss-Flächendiagramm D 70 (Tafel 5, bc-Ebene-Achsen-ebene) oder im beta-Diagramm D 71 (Tafel 6) (letzteres bezieht

sich auf den S' Muldenschluß der oberen Teilmulde E' des Tagweideckgipfels, s. Profil 6 auf Tafel 9), erkennt man die charakteristische ENE-WSW-Richtung der Deformation (2).

Die Faltung besitzt E' Achsenfallen und ist oft mit einer deutlichen Schieferung oder Schieferungsklüftung (in Kalken) verbunden. Diese fällt vor allem W' der Arche am N-Rand des Höchkessels zusammen mit lokalen Schuppenbahnen außergewöhnlich steil nach S ein, gehört aber mit Sicherheit zum Bauplan der Karnmulde (s. delta-Achsen, Tafel 6; ? sekundäre Verteilung der Flächen). Strömungen mit NW-SE-Streichen (s. Tafel 6) zwischen Tagweideck und Arche sind als die noch relativ unveränderten Zeugen der ältesten Beanspruchung (1) zu werten.

Die Entstehung der Mulde ist auf eine Überschiebung der Karnschichtenfolge durch die Dolomitplatte von Arche und Tagweideck von SSE her zurückzuführen.

Der Muldeninhalt taucht entsprechend dem E' Achsenfallen am E-Rand des Seekarkessels (S' der Arche bei P. 1855, s. Tafel 1) unter Ladindolomite ab. Das Karn des Seekarkessels besitzt so die tektonische Position der Füllung eines Halbfensters unter der überschobenen Dolomitmasse von Arche und Tagweideck.

Dieses Halbfenster ist vor allem durch eine flache Aufwölbung des Karn und der überlagernden Ladindolomite mit E-W-streichender Achse bedingt (s. D 72, Abb. 78), die ebenfalls zum Deformationsakt (2) gehört.

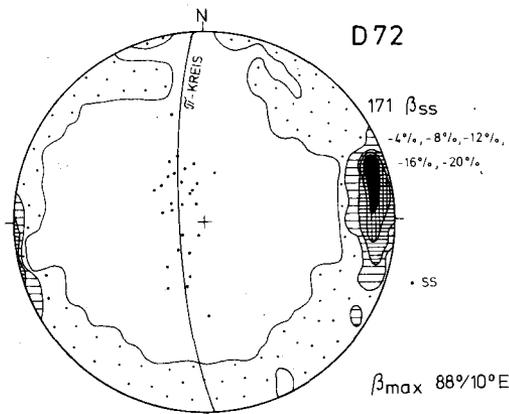


Abb. 78: Gefügediagramm zum Inhalt und Rahmen des Halbfensters vom Seekarkessel (S' Arche).

N' der Arche versinkt die Obertrias nach E. In bedeutender Mächtigkeit erscheint sie wieder vom NE-Ausläufer der Stange (SW' Unterbergeralm) nach E und wird dann im Zauchtal SE' der unteren Zauchalm (s. Tafel 1) von der Quarzphyllitdecke in ihrem E' Fortstreichen verdeckt.

Die Karnmulde am N-Rand der Steinfeldspitzeinheit ist S' der Unterbergeralm und der Unteren Zauchalm etwas anders gestaltet als weiter W' (s. Profile Tafel 9). S' der Unterbergeralm überlagern lokal sogar Karndolomite die S' anschließenden Wettersteindolomite. Diese Obertriasdolomite repräsentieren den Hangendflügel eines über der Karnmulde anzunehmenden Sattels und wickeln die Stirnpartie der von der Arche nach E hinüberziehenden und überschobenen Ladindolomitplatte ein.

Die Ursache der Steilstellung der Schichten und Achsenebenen im Karnzug (s. besonders Profile 6 bis 11 von Tafel 9 und 10) wird im nächsten Kapitel erklärt.

Die Analyse der Schichtlagerungswerte in dem am besten erschlossenen Abschnitt des E' Teils der Karnmulde am N-Ausläufer der Stange (NE' Arche) ergibt zwei B-Achsenrichtungen (s. D 73, Tafel 6), von denen die ENE-WSW-streichende die während der Deformation (2) angelegte Muldenachse der Gesamtstruktur vertritt (äquivalent zu der Großfaltenachse am Tagweideck).

Die ESE-WNW-Achse (D 73) ist nun allerdings nicht, wie sonst üblich, das Anzeichen für die Wirksamkeit der Verformung (1), sondern gehört zu einer sehr jungen S-vergenten Überprägung (näheres s. unten).

Zur Entstehungsphase der Großmulde gehört auch die S' der Unterbergeralm bei P. 1693 (vgl. Tafel 1, 5 und 6) sowie S' der Unteren Zauchalm (SW' P. 1386, s. Tafel 1, 7 und 8) meßbare Schieferung und Runzelung in Pyritschiefen. Gerade das Streichen der delta-Achsen an der letztgenannten Stelle zeigt aber, daß die b-Koordinate der Strukturen vom Deformationsakt (2) nach E zu in Einzelfällen ESE-WNW-Werte annimmt, die dann zusammen mit ENE-WSW-streichenden Elementen besonders auch am Leckriedel festzustellen sind (s. Achsenrichtungsdiagramme zum Leckriedelgebiet auf Tafel 8).

Die Karnmulde ist an ihrem E-Ende in die Aufschiebung am N-Rand der Leckriedelquarzitscholle (s. oben) einbezogen (Profil 12, Tafel 10).

Zwischen oberer Zauchalm und der Gamskoglhütte (Bergstation des Gamskoglliftes, s. Tafel 1) stellt man N' des in Tafel 1 eingetragenen Cordevolkalkzuges fest, daß die Ladinolomite eine steile bis senkrechte, z. T. sogar überkippte Lagerung annehmen (s. Tafel 7 und W' Fortsetzung auf Tafel 5). Diese Aufrichtungszone, die bis zur Gamskoglhütte zu verfolgen ist, kann nur durch eine SW-vergente Anpressung bedingt sein.

Die SW' angrenzenden Cordevolkalke, die dort bevorzugt nach SW einfallen, wären bei einer N-vergenten Verfaltung in die Aufrichtungszone einbezogen worden, und die Verfaltungszone von Wettersteindolomit und Kalk müßte heute von der Erdoberfläche angeschnitten werden. Das ist jedoch nicht festzustellen. Statt dessen heben sich die den Cordevolkalk unterlagernden Ladinolomite im N heraus und überschieben an der Bergstation des Gamskoglliftes z. T. sogar den Kalk und die begleitenden Pyritschiefer mit SW' Bewegungssinn (Profile 10 und 11 auf Tafel 10).

Den kleintektonischen Beweis für die S-vergente Deutung der Aufrichtungszone liefert eine schiefe Muldenstruktur in ladinischen Dolomiten und Cordevolkalken am N-Abfall des kleinen Bergvorsprungs, auf dem die Gamskoglhütte steht. Zu der S-vergenten Verformung der Aufrichtungszone gehört eine NW-SE-Achse (Hauptpi in D 74, Tafel 7). Sie überlagert ältere und damit schwächer hervortretende Richtungen (s. D 74, Tafel 7).

Zu den älteren Elementen gehören ENE-WSW' bis E-W'-streichende pi-Achsen (Deformationsphase (2) und vor allem auch NW-SE verlaufende Striemungen und Runzelungen (s. D 74, Tafel 7) des Beanspruchungsaktes (1).

Gelegentlich auftretende NE-SW-Achsen, wie sie flachwelligen Verbiegungen etwa bei der Gamskoglhütte zugrunde liegen, sind hinsichtlich des zugehörigen Beanspruchungsaktes schwer einzustufen. Die Richtung läßt eine Parallelisierung mit dem Deformationsakt (3) zu (s. Verhältnisse am Benzeck).

Die Zone der S-vergenten Steilstellung setzt sich in den den Dolomitzug der Arche hinein fort und beeinflußt schließlich randlich noch die Karnmulde am N-Abhang dieses Berges.

Am E-Hang der Arche ist mit der Schichtlagerung der Ladinolomite gut zu verfolgen, wie nach N zu der Einfallswinkel (nach SW) immer größer wird (s. Tafel 5 und Profil 8, Tafel 9). Dies ist bedingt durch eine Aufschiebung, die die zwischen Oberer Zauchalm und Gamskoglhütte entwickelte S-vergente Aufsattelungszone an der Arche ablöst. Die Schlepungen an dieser Stelle und in dem NE' anschließenden Abschnitt besitzen wiederum NW-SE-streichende Achsen (s. D 75, Abb. 79). Wie am NE-Ausläufer der Stange (s. Tafel 6, D 73) so kommt aber auch in unmittelbarer Nähe der S-Vergenzzone die ältere ENE-WSW-Achsenrichtung der Deformationsphase (2) noch zum Durchbruch (s. D. 76, Abb. 79).

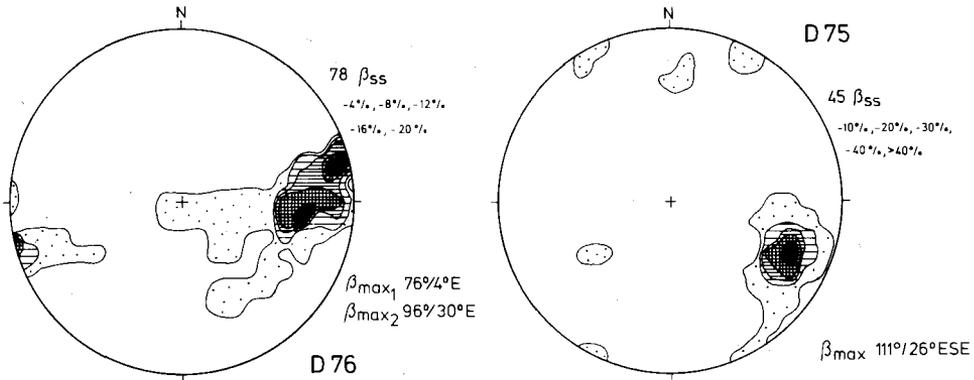


Abb. 79: Beta-Diagramme zur Rekonstruktion der Faltenachsenrichtungen in der SW-vergente Aufrichtungszone zwischen Gamskoglhütte und Stange (NE-Ausläufer der Arche).

Außerhalb der beschriebenen Rückfaltungs- und -aufschiebungszone (zwischen Oberer Zauchalm und Arche) äußert sich die S-vergente Beanspruchung vor allem am N-Rand der Stange (NE-Ausläufer der Arche) in einer schwachen Verfaltung von Bänderkalken des Karn und unterlagernden Wettersteindolomiten (s. Profile 9 und 8 auf Tafel 9), weiter E' nur noch in einer Steilstellung der Schichten am N-Rand der Steinfeldspitzeinheit (s. Profile 10 und 11 auf Tafel 10).

Als Beispiel für kleintektonische Strukturen mit S-Vergenz aus dem letztgenannten Bereich sei die Abb. 80 aufgeführt: an S-vergente Scherflächen sind die älteren, zur Deformation (2) (delta-Achsenrichtung!, s. Tafel 8) gehörigen Schieferungsflächen geknickt.

Es läßt sich somit zu Struktur und Deformationsablauf am N-Rand der Steinfeldspitz-Bärenstafel-Einheit zwischen Flachau und Zauchtal folgendes aussagen (s. hierzu Achsenrichtungsdiagramme auf den Tafeln 6 und 8 und zugehörige Profile auf den Tafeln 9 und 10):

Die zur Quarzphyllitdecke liegende Steinfeldspitzeinheit taucht W' des Hirschkopfes in einem zum Deformationsakt (1) gehörigen, stirnartigen Sattel nach N unter den mesozoischen Liegendschkel des erstgenannten Deckenkörpers ab. Die Beanspruchungsphase (1) ist im übrigen fast nur durch eine NW-SE-streichende Striemung nachzuweisen.

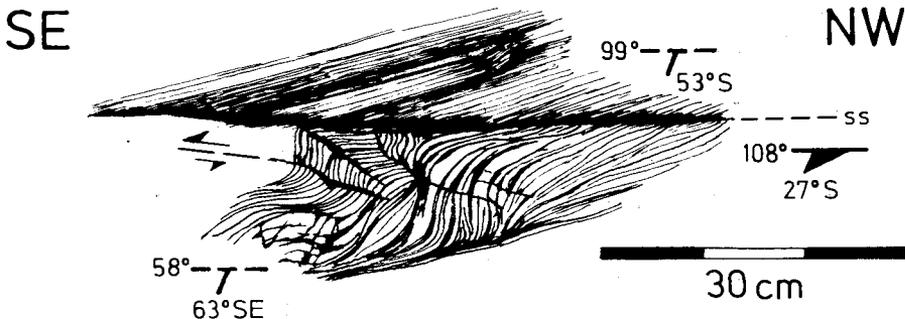


Abb. 80: S-vergente Verbiegung und Zerschering von N-vergenten Schieferungsflächen in Pyritschieferlagen des Ladindolomits. – Struktur Nr. 56, Lage s. Tafel 8 (W' Obere Zauchalm).

Der große Tauchsattel ist W' des Enns-Pleißing-Tales nicht mehr in der gleichen Form vorhanden. Seinem Kern entspricht die Anisfolge am E-Hang des Benzecks.

Während der ebenfalls N-vergenten Deformationsphase (2) entsteht durch Überföhrung einer Karnfolge eine große Mulde, die in sich gleichermaßen durch Faltung wie durch Schuppung ausgestaltet ist. Bei vorherrschendem E-Fallen streichen die zugehörigen Achsen recht konstant ENE-WSW. Ausnahmen (ESE-WNW-Streichen) ergaben sich nur im E in Anlehnung an die Verhältnisse am Leckriedel.

Eine schwache, dritte Beanspruchung ist nur in pi-Achsen und flachwelligen Verbiegungen mit NE-SW-Streichen zu erkennen.

Lokal relativ bedeutend sind nochmals die SW-vergenten An- und Aufpressungen, die insbesondere die Schichten am N-Rand der Steinfeldspitzeinheit E' der Arche nach S aufgebogen haben. Die Lagerung müßte ohne den S-vergenten Einfluß nach N unter den Quarzphyllit einfallen.

2.4.2.2. Der Zentralteil des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Komplexes

Als Zentralteil der Steinfeldspitzeinheit ist die große Ladin-Unterkarn-Dolomitmasse zu bezeichnen, die S' der Linie Tagweideck – Gamskoglhütte – Obere Zauchalm an das bisher beschriebene Gebiet anschließt.

N' der Linie Gamskogl – Gasselrain (P. 1737, S' des Leckriedels) sind innerhalb des Dolomitkomplexes nur weitspannige Verbiegungen entwickelt (Profile 6 bis 9, Tafel 9, Profile 10 und 11, Tafel 10). Ein hierzu gehöriger Sattel-Mulden-Zug SW' der Oberen Zauchalm (s. Verlauf der Cordevolkalke) zeigt zwei Hauptachsenrichtungen (s. D 77, Tafel 7), einer E-W' und einer SE-NW'. Auf Grund der aus dem N-Randbereich der Steinfeldspitzeinheit bereits bekannten Achsenstreichwerten ist eine im Rahmen der Deformationsphase (2) angelegte und (in der Nachbarschaft der oben beschriebenen Aufpressungszone) S-vergent überprägte Faltung anzunehmen.

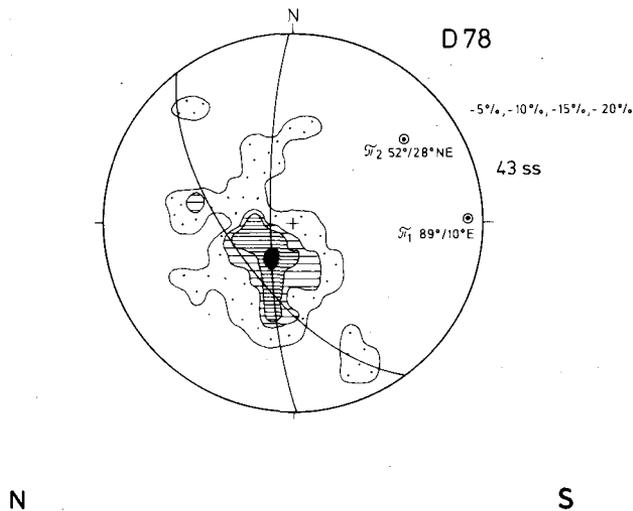


Abb. 81: Gefügediagramm zu flachwelligen Verbiegungen SW' der Gamskoglhütte. – Gültigkeitsbereich s. Tafel 5.

Durch NW-SE-streichende Strömungen spiegelt sich im Bereich des Diagramms D 77 (Tafel 7) wie auch NW davon in den Kalken die Deformationsphase (1) wider.

Im Raum SW der Gamskoglhütte werden die weitspannigen Verbiegungen z. T. von NE-SW-streichenden Achsen beherrscht (D 78, Abb. 81), wobei sich jedoch im Kleinbereich auch noch eine E-W-Richtung schwach abzeichnet, so daß also auch hier die Wirksamkeit der Deformation (2) zu erkennen ist. Es wurde oben (Kapitel 2.4.2.1.) bereits auf die Möglichkeit hingewiesen, daß sich in diesen NE-SW-streichenden Großstrukturen eine Deformation (3) (etwa im Sinne der Terminologie vom Lackenkogl) abzeichnet.

Am N-Abhang des Gamskogls sowie W und E davon richten sich die Schichten dann auf, stellen sich steil und werden sogar nach N überkippt. Wir gelangen in den Bereich einer großen Mulde, in deren Kern der Gamskogl liegt und die deshalb im folgenden unter dem Namen Gamskoglmulde geführt wird (s. Profile 6 bis 11 auf den Tafeln 9 und 10). Der Schwarzkoglgipfel liegt bereits im Bereich des überkippten Flügels der Mulde (s. Abb. 82).

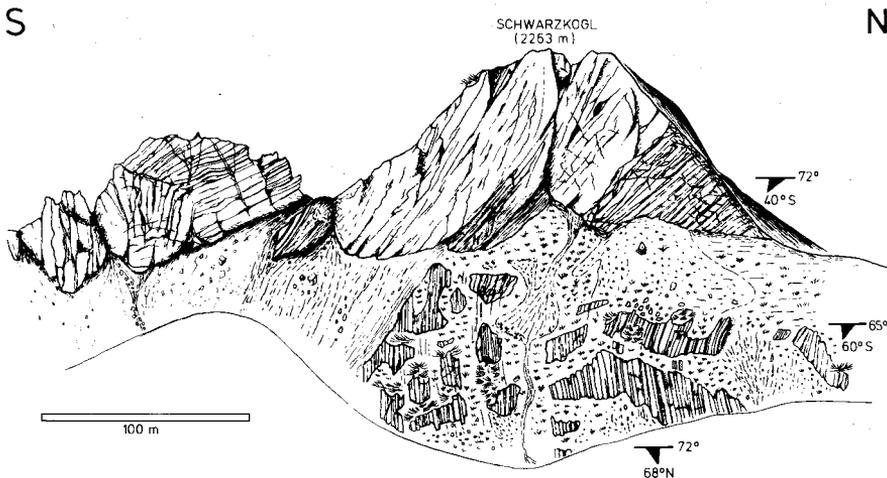


Abb. 82: Blick von E auf den Wettersteinbankdolomit des S-Schenkels der Gamskoglmulde am Schwarzkogl.

Die Achsenebene der Großfaltung steht W des Gamskogls relativ steil (s. Diagramm D 79, Tafel 5, bc-Großkreis). Die Achse selbst fällt bevorzugt nach E ein (b-Koordinate in D 79), ist aber vermutlich durch eine gleichaltrige Querfaltung etwas verbogen, so daß z. T. ein sehr flacher Einfallswinkel der Achse nach E möglich wird (s. b'-Koordinate in D 79, Tafel 5).

Am Gamskogl selbst ergeben sich (s. D 80, Tafel 5) eine um 70° streichende Achsenrichtung, die für die Deformationsphase (2) etwa im Gebiet des Tagweidecks typisch ist, und eine zweite WNW-ESE-streichende. Letztere könnte man der Beanspruchung (1) zuweisen, doch besteht eine ebenso große Wahrscheinlichkeit, daß die Internfalten des überkippten Schenkels der Gamskoglmulde am Gamskogl selbst, die zum gleichen Beanspruchungsakt wie die 72° streichende Großfaltenachse gehören, etwas im Streichen pendeln und z. T. bereits nach NW-SE eindrehen. Dieses Streichen wird nämlich dann weiter E beherrschend für die Umbiegung der Gamskoglmulde. Die Tatsache, daß die beiden pi-Kreise in Diagramm D 80 gleich stark besetzt sind, sprechen für die letztere Deutung.

Auf Grund der Ausrichtung der Großfaltenachse und auf Grund des Strukturtyps der Mulde (s. Profile auf Tafel 9 und 10) ist ihre Entstehung auf den Verformungsakt (2) zurückzuführen.

Gegenüber der im gleichen Akt entstandenen Karnmulde des Tagweidecks ergeben sich in der Form natürlich Unterschiede, da das betroffene Material unterschiedliche Kompetenz zeigt.

Vergleichbare Elemente, wie etwa die Schieferung in der Karnmulde (s. Tafel 5) und die Achsenebene in der Gamskoglmulde zeigen aber z. T. gleiche Lage (flaches bis mittelsteiles Einfallen in S' Richtung, s. Profile Tafel 9 und 10).

Das Eindrehen der Achse der Gamskoglmulde in die NW-SE-Richtung E' des Gamskogls ist leicht an den sehr steil stehenden Schichtflächen des S-Schenkels am N-Fuß von Steinfeldspitze und Bärenstaffl abzulesen (s. Tafel 7).

Die stratigraphische Lage der Schichtenfolge im S-Schenkel der Gamskoglmulde (im N Hangendes, im S Liegendes) ist am Bärenstaffl außer durch die Conodontenfunde aus Unterladinkalken des Bärenstafflkammes und durch die Altersdaten von Diploporen aus den N' davon liegenden Ladindolomiten (s. stratigraphischen Teil) direkt durch Geopedalgefüge (einseitige Sedimentfüllung von Diploporeröhrchen) zu belegen.

Die Gamskoglmulde setzt sich nach ESE mit zunehmend steiler nach S einfallender Achsenebene (s. Profile 10 und 11 auf Tafel 10) bis zum SE-Ausläufer der Quarzphyllitdecke, bis zum Leckriedelquarzitkomplex fort und geht dort in die relativ flachwellige S-Randaufbiegung dieser Permoskythmasse über. Beide Muldenformen gehören zusammen. Die zugrunde liegende Deformation (2) ist also jünger als die Anlage der Deckenbahnen oder hat die Fixierung dieser Schubbahnen überdauert (s. Kapitel „Schlußbetrachtungen“).

Der NW-SE-Richtung und damit der Achse der Gamskoglmulde folgen aber auch wieder die Strömungen des Verformungsaktes (1) (s. z. B. Tafel 8), so daß man die gleiche Situation vorfindet wie im oberen Ennstal: Strukturen verschiedener Verformungen sind im Streichen etwa gleich ausgerichtet, unterscheiden sich aber im Stil.

2.4.2.3. Der S-Teil der Steinfeldspitzmasse (S' von Steinfeldspitze und Bärenstaffl)

In den S-Hängen und auf der Kammlinie des Steinfeldspitz-Bärenstaffl-Zuges grenzen an die aufgerichteten Ladindolomite des S-Schenkels der Gamskoglmulde Unterladin- und vor allem Anisbänderkalken (s. Tafel 1). Diese zeigen in sich wiederum eine große Sattelstruktur, die kinematisch als Pendant zur Gamskoglmulde (Deformation (2)!) zu werten ist (s. Profile 13 und 14 auf Tafel 10). Der Sattel ist in den isoklinal gefalteten Bänderkalken am W-Rand der Gnadenalm bei beschränkten Aufschlußverhältnissen (Waldbedeckung) nur schwer nachzuweisen, kann aber E' der Gnadenalm am W-Fluß des Scheckkopfes (s. unten und Profil 16, Tafel 10), vor allem aber am W-Hang der Windschaufl (E' des Enns-Pleißling-Tales) direkt überblickt werden. Er folgt im W (S' von Schwarzkogl und Steinfeldspitze) entsprechend den Verhältnissen zwischen Schwarzkogl und Gamskoggl der E-W-Richtung, im E dem oben erläuterten WNW-ESE-Streichen.

Durch die Auffaltung des genannten Sattels gewinnt das Anis in der Karte eine bedeutende Verbreitung. Wie auch der Übersichtskarte bei SCHMIDT (1924, Tafel 1) zu entnehmen ist, zieht die Anisfolge unter der Quarzitscholle von Spazeck und Spirzingerkoggl bis zur Südwienner Hütte durch und ist am S-Rand der Quarzitmasse nach W zu verfolgen, bis die S-Grenze des Ausstrichs am E-Hang des Pleißlingtales nach N langsam zum Talgrund absinkt und von der Zehenthofalm (W' der Windschaufl) ab zunehmend in Rauhacken übergeht. Unter der Talfüllung des Pleißlingtales ist eine Verbindung zum Anis am E-Hang des Benzecks anzunehmen, womit die Basis der Benzeckdolomitmasse (s. oben,

Kapitel 2.4.1) wieder erreicht ist. Zwischen oberem Ennstal und Gnadental besteht also ein durchgehendes, \pm breites Anisband, das die Benzeck-Steinfeldspitz-Bärenstafl-Einheit im S umgürtet und abschließt.

Der darauf lagernde Quarzit des Spazecks ist nicht Bestandteil der Steinfeldspitzmasse. Das geht vor allem aus seiner inversen Lage über aufrechtem Anis hervor: anisische Rauwacken und Schubfetzen der übrigen Mitteltrias unterlagern die Permoskythschichten und werden selbst von relativ zusammenhängendem Anis unterlagert. Zur Erklärung der regionalen Zusammenhänge muß zunächst noch auf das Kapitel V/2. verwiesen werden.

2.4.2.4. Die E' Fortsetzung der Steinfeldspitzeinheit im Bereich der Gnadental

Als Höhenzug wird die Steinfeldspitzmasse im E durch die Senke der Gnadental unterbrochen, kann jedoch in isolierten Aufschlüssen in ihrem weiteren Verlauf nach E rekonstruiert werden. Die Grenze Unterladinkalk – Ladindolomit, die weiter W' am Steinfeldspitzkamm verläuft, ist am S-Hang einer kleinen Erhebung (P. 1411) N' der Hinteren Gnadental wieder erschlossen. Die Kalke fallen äquivalent ihrer Stellung als Teil des überkippten Sattelschenkels im S der Gamskoglmulde steil nach S ein (s. Tafel 7).

Die gebankten Dolomite vom S-Flügel der Gamskoglmulde tauchen ebenfalls in einem kleinen Hügel inmitten der Gnadentalmebene wieder empor (s. Profil 15, Tafel 10).

Die Anis-Unterladin-Kalke der Steinfeldspitzeinheit treten dann wieder in den tieferen Anteilen der Scheckkopf-W-Hänge unter der Basis der Scheckkopfquarzite (Quarzphyllitdecke) auf. Die Ladindolomite kommen nur SE' des Punktes 1342 an der Tauernpaßstraße in kleinen Vorkommen nochmals zum Vorschein.

Der Großsattel im S der Steinfeldspitze ist allerdings am W-Hang des Scheckkopfes in zwei Teilsättel aufgelöst (Profil 16, Tafel 10).

Auffällig ist, daß etwa im Vergleich zu den Verhältnissen am SE-Rand der Leckriedelscholle die Basis der Quarzphyllitdecke nur schwach in die Aufsattelung einbezogen ist. Außerdem kann man sehen, daß der Ladindolomit des S-Schenkels der Gamskoglmulde in der Sattelstruktur des Steinfeldspitzgebietes nicht erosiv beseitigt ist, sondern bereits tektonisch am N-Schenkel dieses Sattels endet.

Die Faltenachsen der Großformen in den Kalken am Scheckkopf zeigen in ihrer Richtung (s. Tafel 8, N' P. 1769 am Scheckkopf) die Zugehörigkeit zur Beanspruchungsphase (2) an, (vgl. E-Ende der Gamskoglmulde).

Parallel dazu verlaufen Striemungen der Deformationsphase (1) und auch die Achsen kleintektonischer Formen mit entsprechendem Baustil (isoklinale Fließfalten; Pfeil SE' P. 1342 der Tauernpaßstraße, Tafel 8).

Auf Grund des geschilderten Strukturbildes am Scheckkopf läßt sich zum Ablauf des dafür im wesentlichen zuständigen Deformationsstadiums (2) folgendes aussagen: Die Beanspruchung steht in Zusammenhang mit großräumigen Tangentialtransporten bei der Teildeckenbildung der Radstädter Tauern (vgl. auch die häufig mit dem Akt (2) verbundene Scherflächenbildung). Es entstanden dabei auch Großfalten wie die Gamskoglmulde und der S' anschließende Sattel, wobei durch die Überschiebungsbewegungen Teile dieser Strukturen infolge materialbedingter Kompetenzunterschiede abgesichert werden konnten (Ladindolomit des Steinfeldspitzsattels). Die Deformation wirkte jedoch nach der Fixierung der Deckenbahnen in etwa der heutigen Position noch weiter und beeinflusste, meist mit

etwas geringerer Verformungsintensität, auch diese Schubbahnen selbst, z. B. die Basalfläche der Quarzphyllitdecke, durch Faltung.

Verwiesen sei noch auf eine innerhalb des Arbeitsgebietes nur selten zu beobachtende Querdeformation. Sie zeichnet sich z. B. in Anispyritschiefern NW⁷ des Johannesfalls in Form einer Knick- und Scherfaltung ab (Abb. 83), die Parallelen zur Deformation (2) (Scherflächen!) erkennen läßt. Für eine Deutung als $B' \perp B$ -Quereinengungsformen zum Akt (2) sprechen auch die NE-SW- bis NNE-SSW-streichenden Achsen (s. Tafel 8).

Mit Querstrukturen faltentektonischer oder bruchtektonischer Art hängt wahrscheinlich auch die Entstehung der Gnadentalmsenke zusammen. Bruchstrukturen lassen sich entlang der Taurachtalstraße in den Ladindolomiten des Halbfensters von Untertauern (s. Kapitel 1.3.3. des tektonischen Teils) in Form von N-S-streichenden steilstehenden Harnischen mit \perp horizontalen Rillungen nachweisen.

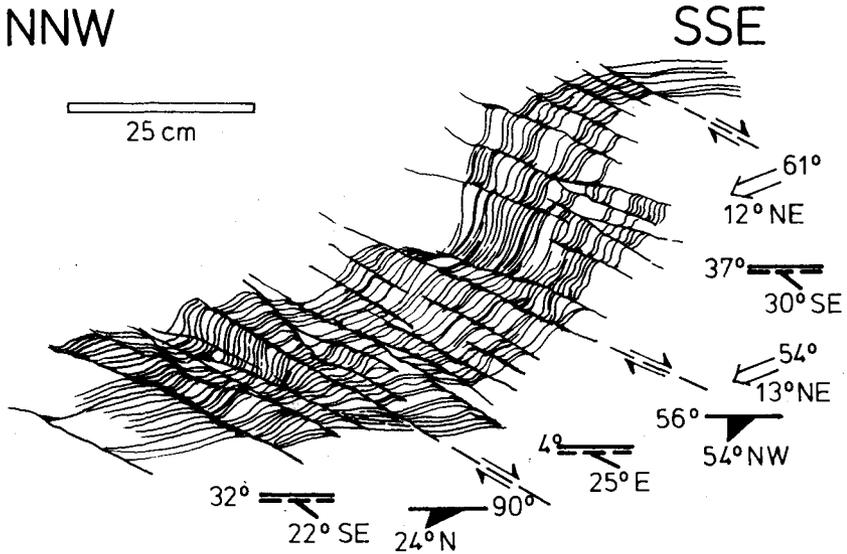


Abb. 83: Scherfaltung mit untervorschiebender Schubklüftung als Erscheinung einer Querdeformation; Anispyritschiefer; Struktur Nr. 58; Lage s. Tafel 8.

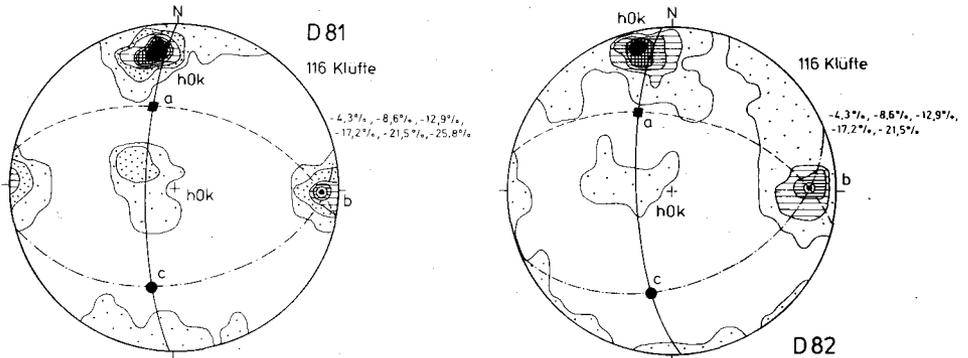


Abb. 84: Klüfte im Ladindolomit an der Tauernpaßstraße zwischen Gnadnbrückl und Gnadental.

Die Klüftung dieser Dolomite läßt an Hand der Maxima von D 81 und D 82 (Abb. 84) ac-Klüfte bzw. (hOI)-Flächen zu einer S-N-Einengung mit E-W-streichender b-Koordinate erkennen (bc-Ebene ist die Achsenebene der zugehörigen Faltung), die dem Deformationsakt (2) auf Grund der b-Richtung zuzuordnen ist.

Für die Vorzeichnung der Gnadental-Taurachtal-Furche wichtig sind die ac-Klüfte (s. Abb. 84). Sie müssen eine starke Auflockerung des Gesteins bewirkt haben, da ihnen teilweise engständige Spaltenscharen gefüllt mit Quarz und vor allem mit Flußspäten (Einzelkristalle mit Kantenlängen von 1 cm) folgen (s. MATZ 1953, REDLICH 1911, MEDWENITSCH 1957).

Die Steinfeldspitz-Bärenstafel-Einheit taucht am Scheckkopf endgültig nach E unter die Quarzphyllitdecke und das Schladminger Kristallin ab. Ihre Ladindolomite, die bei P. 1302 (s. Tafel 1) inmitten des Gnadentalquartärs auftauchen, setzen sich aber nach N ins Halbfenster von Untertauern fort und bildet den Fensterinhalt.

Die Zugehörigkeit dieses Fensterinhalts zur Steinfeldspitzeinheit ist außer durch geometrische Überlegungen (Achsen- und Schichtfallen) und petrographische Vergleiche insbesondere auch durch Geopetalgefüge belegbar, die die aufrechte Lage der Dolomite des Tagweidecks (s. Kapitel 2.4.2.1.), der Dolomite des Halbfensters von Untertauern (Geopetalgefüge in Brekzienlagen in Form der Überlagerungsstrukturen synsedimentärer Brekzien durch jüngere Schichten) und der steil N-fallenden Dolomite am N-Hang des Bärenstafels (s. Kapitel 2.4.2.2.) beweisen.

2.4.2.5. Der S-Rahmen des Steinfeldspitzkomplexes

Die S-Grenze der Verebnung der Gnadental wird von den steil aufragenden Abstürzen der Pleißlinggruppe gebildet, die nach TOLLMANN 1956 den Zentralteil der Pleißlingdecke darstellt. Es besteht nun das Problem: Ist die Steinfeldspitzmasse ein Teil der Pleißlingdecke und existieren kontinuierliche Übergänge zwischen diesen beiden Einheiten oder liegen zwei getrennte Großbauelemente vor?

Eine entscheidende Stelle zur Beantwortung dieser Frage ist die Umgebung der Hinteren Gnadental (s. Tafel 1). Am N-Hang des Pleißlingbachtals heben die Anisbänderkalke des S-Teils der Steinfeldspitzmasse nach S aus, und darunter kommt ein Rauhwackenhorizont zutage. Im gleichen Bereich sinken SW⁷ der Hinteren Gnadental die von E heranstreichenden, im stratigraphischen Teil beschriebenen Anisdolomite des Johannesfallgebietes, die zur Pleißlingdecke gehören, unter die Aniskalke der Steinfeldspitzmasse ab und werden diskordant von den Rauhwacken überdeckt (Profile 14 und 15, Tafel 10).

Der Benzeck-Steinfeldspitz-Bärenstafel-Komplex bildet also eine selbständige Teileinheit und ist von der Pleißlingdecke im Liegenden durch eine Überschiebungsbahn abgetrennt.

Sowohl die Lagerungsverhältnisse als auch das Aneinanderstoßen verschiedener Anisfazies an dieser tektonischen Trennfläche bei der Hinteren Gnadental bilden die Grundlage dieser Deutung.

MEDWENITSCH (1956, 1957) suchte im Bereich der Gnadental die Grenze zwischen dem Mesozoikum der Quarzphyllitdecke und seiner Steinfeldspitzschuppe. Diese als Steinfeldspitzüberschiebung bezeichnete Trennfläche existiert nach meinen Aufnahmen nicht.

Näher kommen den Tatsachen die Vorstellungen TOLLMANNs (1956). Für ihn existiert im Raum Gnadental – Johannesfall eine Deckenbahn, an der die Pleißlingdecke von einer höheren Einheit, bei TOLLMANN allerdings vom inversen Liegendschkel der Quarzphyllitdecke, überlagert wird.

Die Basisfläche der Steinfeldspitzeinheit setzt sich von der Hinteren Gnadental dem Pleißlingtal nach W folgend zunächst bis zur Oberen Pleißlingalm fort. TOLLMANN (1958 a, Tafel VI) rechnete dort die über der Schubbahn folgenden Anisbänderkalke als inverse Serie zur Quarzitscholle des Spazecks. Nach den neuen Aufnahmen gehören hierzu lediglich Rauhwacken an der Quarzitisbasis und darin eingequetschte relativ geringmächtige

Anisbänderkalkreste. Der Hauptteil der Aniskalke bei der Südwieener Hütte und am Hahnpalzköpfel gehört zur Steinfeldspitzeinheit.

Deren Untergrenze liegt auch NW' des Hahnpalzköpfels an der Basis der Anisbänderkalkmasse (s. SCHMIDT 1924, Tafel 1) und von der Zehenthofalm nach N zu im Liegenden der mächtigen Rauhwacken am E-Hang des Flachauer Tales (s. auch Ausführungen im Kapitel 2.4.2.3.). Auf den Verlauf der basalen Schubbahn am Benzeck und im oberen Ennstal wurde oben bereits eingegangen (s. Kapitel 2.3.1.). Die Benzeckdolomitmasse als W' Bestandteil der Steinfeldspitzeinheit liegt dort über den zur Pleißlingdecke gehörigen Ladinolomiten des Schilchecks und ihrer E' Fortsetzung N' des Marbachtals.

Kehren wir zum Taurachtal zurück. E' der Hinteren Gnadenalm liegt die Grenze der Pleißlingdecke zur überlagernden Einheit zunächst unter der Talfüllung, steigt aber dann an der SW-Seite des Scheckkopfes steil nach S empor (s. Profil 16, Tafel 10) und verläuft dann z. T. im Bereich der Tauernpaßstraße N' des Johannesfalls. Die Steinfeldspitzeinheit läßt sich zum Tauernpaß hinauf weiter verfolgen, doch sind die Verhältnisse in diesem Raum nicht mehr Gegenstand der vorliegenden Abhandlung.

V. Zusammenfassende Schlußbetrachtungen

1. Der Bau der Quarzphyllitdecke und ihre Einordnung in den Deckenbau der N' Radstädter Tauern

Im Deckenkörper der zu einem großen Teil aus paläozoischen Schiefen bestehenden Quarzphyllitmasse stecken zwei große Mulden mit aufrecht lagernden triadischen Schichtenfolgen, am Lackenkogel und im Geißstein-Strimskogel-Zug. Durch die Erosion der Tauern sind N' Untertauern weiterhin zwei Triasfenster innerhalb der Quarzphyllite freigelegt, in denen Teile des Liegendschenkels der Quarzphyllitdecke mit inverser Lagerung zum Vorschein kommen.

Die Erhaltung der Schichtenfolge des Lackenkogels ist einerseits der Einmündung mit E-W-Streichen, aber auch einer Querdepression der Achsen wenig E' des Zauchtales zu verdanken.

Im Taurachtal ist das Empортаuchen des Untergrundes einerseits durch E-W-streichende Aufsattelungen der Quarzphyllitbasis, andererseits aber vor allem auch durch eine schwache, N-S-verlaufende Queraufwölbung der Achsen zu verstehen.

Eine Aufsattelung und Queraufwölbung der Großfaltenachse besteht im Prinzip auch im N-Teil des Halbfensters von Untertauern, das allerdings nur randlich von Anteilen des mesozoischen Liegendschenkels der Quarzphyllitdecke umrahmt wird.

Die Quarzphyllitdecke ist somit eine in Spezialsättel und -mulden gegliederte große Deckfalte mit einem mesozoischen Hangend- und Liegendschenkel (s. Abb. 85 und Ausführungen bei ROSSNER 1976 a, S. 298). Der alpidische Internbau ist von E-W-bis NW-SE-streichender Faltung und Schuppung, aber auch von einer deutlich hervortretenden Querwölbung mit N-S-Achsen bestimmt (die jedoch in der Kleintektonik wenig zum Ausdruck kommt).

Die im Kartenbild hervortretenden Elemente des Großbaus wie auch die Quarzphyllitdecke insgesamt sind im wesentlichen N-vergente Strukturen.

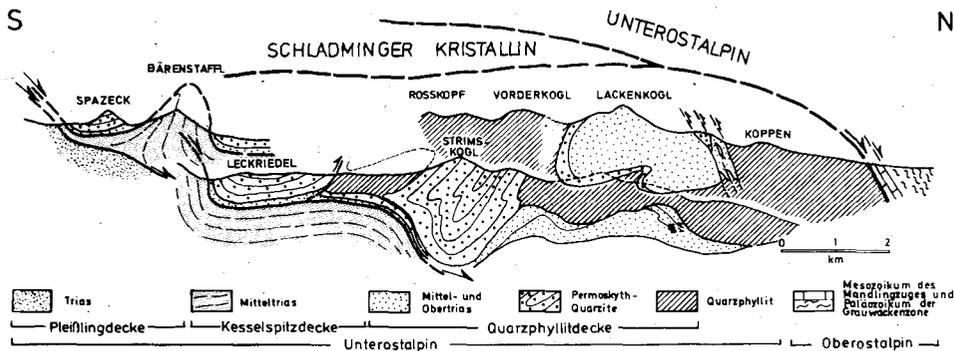


Abb. 85: Schemaprofil zur Struktur des Nordteils der Quarzphyllitdecke und ihrer Südrandzone in den Meridianen von Altenmarkt und Radstadt.

Die durch die N-vergente Verformung entstandene Grundstruktur der Quarzphyllitdecke wurde durch eine in ihrer Wirkung sehr unterschiedliche N-S-Anpressung überprägt, aber i. allg. lediglich modifiziert. Die S-vergente Beanspruchung führt zur Steilstellung von Achsenebenen und Schubbahnen und zur Entwicklung von Schuppenzonen am N-Rand der Mesozoikumkomplexe am Lackenkogl und im Taurachtal. Im Kalkspitzengebiet verstärkte sich der Stau der Spannungen im Zusammenhang mit der N-S-Einengung und es entstand aus dem inversen Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke die riesige Rückfaltungerscheinung der Kalkspitzenmulde, die in ihrer Form deutlich vom Baustil der Deckenkörper der Radstädter Tauern abweicht (s. Profil bei TOLLMANN 1964).

Die Form der S-vergenten Strukturen kann auch allgemein in unserem Raum nie in Verbindung mit dem Stil des Deckenbaus gebracht werden. Somit lassen sich von der Kleintektonik her überzeugende Argumente gegen die Vorstellung erbringen, daß der Radstädter Deckenbau teilweise oder vollständig durch S-vergente Rückschubbewegung erklärt werden muß (ROSSNER 1974, S. 709, 750, 752).

Die Quarzphyllitdecke ist nun insgesamt in den äußeren Konturen diskordant zu ihrer Interngliederung zugeschnitten (ROSSNER 1976 a, S. 299). Dieser Baustil ist im allgemeinen auch bei den anderen Decken des Radstädter Systems anzutreffen, die jedoch im Unterschied zur Quarzphyllitmasse eine (abgesehen von Spezialfalten) generell aufrechte Schichtenfolge besitzen (s. z. B. TOLLMANN 1964).

Infolge des N-Abtauchens der Deckenkörper der Radstädter Tauern kommt am S-Rand der Quarzphyllitdecke der mesozoische Liegendschenkel dieser Einheit in mehr oder minder ausgewalzte Form zum Vorschein. Zwischen dem Taurachtal und dem Flachauer Tal tauchen die Schichten innerhalb dieser S-Randzone nach N unter den Quarzphyllit ab, werden aber W' des Enns-Pleißling-Tales von Gesteinen tieferer Deckeneinheiten von S überschoben und durch potenzierte Faltung eingewickelt (s. Profile 1 und 2 auf Tafel 9 und Profile auf Tafel 12). Bei der unteren Ennsalm keilt dann übertage der mitteltriadische Liegendschenkel der Quarzphyllitdecke zwischen den überschobenen tieferen Teildecken und dem Quarzphyllit aus.

An der tektonischen Basis des Liegendschenkels liegt in jedem Fall eine Schubbahn, die die Grenze der Quarzphyllitdecke gegen die nächsttiefere Teildecke bildet.

An Hand der oben dargestellten Einzelheiten muß nunmehr die Stellung der Quarzphyllitdecke als höchste Decke des Radstädter Systems als gesichert gelten.

Das Abtauchen des Paläozoikums unter das Mesozoikum der S' anschließenden Einheiten an der Ennskraxen und im oberen Ennstal ist die Folge einer Einwicklung und Überfaltung des Quarzphyllitsüdrandes.

Die vom Verfasser 1976 (ROSSNER 1976 a, S. 300) aufgestellte Arbeitshypothese, daß der N-Teil der Quarzphyllitdecke möglicherweise unter die Pleißling- oder Lantschfelddecke einzuordnen ist, läßt sich nach der Ausdehnung des Aufnahmegebietes nach S nicht bestätigen.

2. Die Position der Steinfeldspitzeinheit und der Spazeckquarzitscholle im Deckenbau der Radstädter Tauern

Die Steinfeldspitzmasse bildet zwischen Benzeck und Taurachtal die S' an die Quarzphyllitdecke angrenzende und im Prinzip tektonisch liegende Einheit.

Sie liegt wiederum der Pleißlingdecke als eigener Schubkörper auf. Versucht man nun dieses Großelement in den von TOLLMANN (z. B. 1964) zusammengestellten Teildeckenbau der Radstädter Tauern einzuordnen, so kann die großtektonische Stellung der Steinfeldspitzfolge nur mit der der Kesselspitzdecke korreliert werden (s. auch Verhältnisse im oberen Ennstal, Tafel 12).

Die Kesselspitzdecke, die bisher zusammenhängend (allerdings in geringer Mächtigkeit) lediglich im Twenger Wandzug verfolgt werden konnte (TOLLMANN 1960), reicht über die Deckschollen der Kesselspitze und der Gipfelpartien von Zehnerkarspitz und Glöcknerin bis zur Hinteren Großwand nach W, ist also in ihrer Existenz trotz weitgehender Beseitigung durch die Erosion noch S' des oben behandelten Gebietes nachzuweisen.

Im Zusammenhang mit dem N' Abtauchen der Deckenkörper des Radstädter Systems gewinnt dann auch die Kesselspitzdecke nach N zunehmend an Bedeutung und erreicht im Benzeck-Steinfeldspitz-Bärenstafel-Zug ihre größte zusammenhängende Verbreitung und Mächtigkeit.

Da an der Hinteren Großwand der Schichtbestand der Kesselspitzdecke nur noch Karn und Nor umfaßt, während er an der Südwienner Hütte aus Aniskalken besteht, muß ähnlich wie in der E-W-Richtung (s. TOLLMANN 1970, S. A 70-A 71) auch im N-S-Profil eine stark diskordant zur internen Schichtenfolge angelegter Zuschnitt angenommen werden (s. auch Profil 16 auf Tafel 10).

Über die auch morphologisch isolierte Stellung der inversen Quarzitscholle des Spazecks, die dem S-Teil der Kesselspitzdecke im Steinfeldspitzgebiet aufliegt, besteht vollständige Klarheit. Die gleiche verkehrte Abfolge Anisrauhwacken – Permoskythquarzit trifft man dem regional beherrschenden Streichen des großräumigen Bauplans folgend wieder am Scheckkopf an. Dieser Komplex ist jedoch sicher ein Bestandteil der Quarzphyllitdecke. Somit wird der Spazeckquarzit zu einer Deckscholle des Quarzphyllitkörpers, von dessen Hauptverbreitungsgebiet durch das Taurachtal und durch die Aufwölbung der unterlagernden Kesselspitzdecke im Steinfeldspitzkamm getrennt.

Die Kesselspitzdecke endet in der Überfaltungs- und Überschiebungszone des oberen Ennstales. Dem Schema der übereinander lagernden Radstädter Teildecken entsprechend tauchen dort nach S zu unter der Kesselspitzeinheit (Benzeckdolomitmasse) die Pleißlingdecke (= Obere Deckfalteinheit nach DEMMER 1962) in Form eines Ausläufers des Grauhornzuges und die Lantschfelddecke (= Ennskraxenschuppe nach DEMMER 1962) empor. Diese wurde an der Ennskraxenüberschiebung zusammen mit den auflagernden Teildecken über den N' davon liegenden Quarzphyllit befördert.

Der Internbau der Kesselspitzdecke ist durch einige wenige N-vergente Großsättel und -mulden z. T. mit mittelsteil (Gamskoglmulde), z. T. mit flach (Karnmulde des Tagweid-ecks) nach S einfallenden Mittelebenen gestaltet.

3. Kinematik und Deformationsstil der alpinotypen Tektonik im Mesozoikum am NE-Rand des Tauernfensters

3.1. Deformationsphasen und ihre Charakteristika

In der vorliegenden Abhandlung ist es gelungen, die Beanspruchung des Mesozoikums durch einengende Kräfte auf 4 Deformationsphasen zurückzuführen, die sich in ihren wesentlichen Zügen auch in den dem engeren Aufnahmegebiet benachbarten Zonen nachweisen lassen und damit allgemeine Bedeutung in den N' Radstädter Tauern besitzen.

Die älteste Deformationsphase (1) ist in ihren B-Achsen generell durch die NW-SE-Richtung und durch E' Einfallen charakterisiert, soweit nicht jüngere Verstellungen stattgefunden haben. Das wichtigste damit verbundene kleintektonische Phänomen ist eine intensive Striemung besonders in Kalken, Quarziten und Schiefen. Für den Faltenstil sind Biegefalten und seltene Biegescherfalten typisch, deren Schenkel nur sehr spitze Winkel miteinander bilden, oder die sogar als Isoklinalfalten zu bezeichnen sind. Isoklinalfalten kommen nur in Verbindung mit der Phase (1) vor. Die gelegentlich fast an Fließfalten erinnernden Formen lassen den Schluß auf eine hohe Belastung und damit verbundene große Materialbeweglichkeit zu. Auch das s_1 des Quarzphyllits, in das die typischen Quarzlinien eingeregelt sind, entstand wenigstens z. T. in diesem Zusammenhang. Schub- und Scherflächen kommen in Verbindung mit der Deformation (1) kaum vor, so daß kleintektonisch keine größeren Tangentialtransporte nachzuweisen sind. Die Vergenz weist nach N.

Der im Großbau am stärksten hervortretende Deformationsakt (2) ist demgegenüber beim Vorliegen entsprechender inkompetenter Materialien (Kalke, Kalkschiefer, Mergel, Tonschiefer) im Kleinbereich häufig durch Scherfaltung, Scherflächen- und Schuppenbildung gekennzeichnet, aber auch Biegefalten treten auf. In faltbaren, aber kompetenten Gesteinskomplexen wie Dolomitabfolgen oder Lantschfeldquarziten entwickeln sich in diesem Zusammenhang Großfalten mit flach bis mittelsteil nach S einfallenden Achsenebenen. Tangentialtransporte bedeutenden Ausmaßes mit N-Vergenz sind anzunehmen.

Die B-Achsen streichen häufig (abgesehen von Bereichen mit jüngerer Verstellung) E-W bis ENE-WSW, in einigen Zonen aber auch NW-SE. Eine Unterscheidung von der Deformation (1) ist in diesem Fall nur auf Grund der kleintektonischen Formen möglich.

In diesen Abschnitten des Arbeitsgebietes, in denen die älteste Verformungsrichtung durch die folgende Beanspruchung posthum wieder auflebte, sind auch die großtektonisch intensivsten Strukturbildungen festzustellen, etwa die Einwicklung des S-Randes der Quarzphyllitdecke durch tiefere Deckeneinheiten im obersten Ennstal.

Infolge des stärkeren Streuens der Achsenrichtungen von (2), sind die Homogenitätsbereiche von Akt (1) zu Akt (2) kleiner geworden, zeigen aber immer noch regional bestimmenden Umfang. Schubflächen und weitständige Scherflächen zeigen eine verringerte Gesteinsbeweglichkeit unter verminderter Materialbelastung an.

Nur recht sporadisch treten auch im Großbereich Achsenrichtungen von NE-SW bis N 80° E (bei E' Einfallen) auf, die SCHEINER (1960) im Kalkspitzengebiet als die jüngsten und unbedeutendsten N-vergenten Deformationszeugen beschreibt. Sie werden hier unter den Deformationsakt (3) eingereiht. Kleintektonische Strukturen zeigen im allgemeinen eine Biegefaltung. Meist sind mit der Phase (3) aber nur großräumige, relativ flachwellige Verbiegungen verbunden. Im Mündungsgebiet von Enns und Pleißlingbach (Flachauer Tal) erreicht sie lokal bedeutenderes Ausmaß und bewirkt eine Überprägung des Quarzphyllit-S-Randes (N-Hang des Benzecks) sowie wahrscheinlich die Diagonalktektonik des Walchaumesozoikums.

Intensivere, aber ebenfalls nur lokal entwickelte kleintektonische Strukturbildungen sind während der S-vergente Beanspruchungsphase (4) festzustellen. Charakteristische Merkmale sind schiefe bis schwach überkippte Biegefalten und Scherfalten mit weitständiger Schubklüftung. Die B-Achsen wechseln im Streichen außerordentlich stark von NW-SE bis NE-SW, wobei allerdings die NW-SE- bis E-W-Richtung betont wird. Ebenso zeigt sich unterschiedliches Achsenfallen, z. T. in W', z. T. in E' Richtung.

Wie bereits erwähnt, werden im Zusammenhang mit der S-vergente Deformation z. B. großtektonische Schubflächen und die Achsenebenen der Großstrukturen steilgestellt. In Zonen mit materialbedingt besonders großem N-S-Stau (Grenze inkompetenter Quarzphyllit gegen kompetente Trias, Quarzphyllit und Trias gegen Schladminger Kristallin) entstehen S-vergente Schuppenzonen oder sogar riesige S-vergente Rückfaltungsercheinungen wie in der Kalkspitzenmulde. Die tektonische Rauhwackenbildung besonders in diesen Schuppenzonen läßt eine relativ geringe Überlagerung durch höhere Deckeneinheiten vermuten.

Die S-vergente Verformung nimmt in ihrem Einfluß auf die Gestaltung des Gesamtbaus von N nach S zu den zentralen Radstädter Tauern hin ab.

Die junge N-S-Einengung ist fast überall am N-Rand des Tauernfensters (s. z. B. FRISCH & SCHMIDEGG 1975) und auch am S-Rand der Nordalpen festzustellen, kann aber bisher noch nicht in die Dynamik der orogenen Vorgänge in den Ostalpen befriedigend eingebaut werden. Auf keinen Fall kann sie für den Teildeckenbau im Tauernfenster und in seinem Rahmen verantwortlich gemacht werden (MATURA 1967, KNEIDL 1971). Kinematisch sind Zusammenhänge mit den Vorgängen des Heraushebens der Zentralalpen anzunehmen.

Für die N-S-streichenden bzw. auf die allgemein diesem Trend folgenden, senkrecht auf anderen Achsen stehenden Querverbiegungen, wurde gezeigt, daß sie z. T. als $B' \perp B$ -Formen mit einer N-vergenten Faltung gleichzeitig angelegt wurden, daß sie z. T. aber auch eigenständige Querverformungen darstellen (vgl. SCHWAN 1965 a). Besonders während der Deformationsphase (3) sind solche entstanden.

BAUMGARTNER (1976 a) erkennt in der Pleißlingdecke der zentralen Radstädter Tauern ebenfalls einen selbständigen, wenn auch unbedeutenden Quereinengungsakt an.

Alle Faltenachsen, die nicht zu diesem strukturell charakterisierten Deformationstyp gehören, darunter auch deutlich quer zum regionalen Trend verlaufende Achsen, faßt dieser Autor dann aber zusammen und führt sie über eine progressive Deformationsreihe mit Hilfe eines mathematischen Modells auf einen Beanspruchungsakt zurück. Bei flach lagernden Achsenebenen der Faltung werden die Achsen infolge einer Auswalzung von Material in der Achsenebene verdreht (vgl. auch SCHWAN 1965 b).

Gegen die Ausführungen BAUMGARTNERS (1976 a) sind nun aber zwei Einwände vorzubringen:

1. Die als Voraussetzung für die Anwendung der mathematischen Überlegungen verwendete flache Lage der Achsenebenen ist in der Pleißlingdecke sicher nicht insgesamt für alle in den Diagrammen bei BAUMGARTNER (1976 a, Fig. 1a) verwendeten Falten gegeben. Außerdem tritt die gleiche Palette verschiedener Achsenrichtungen auch in den N' Radstädter Tauern auf, und dort sind z. T. sogar mittelsteil nach S einfallende Achsenebenen festzustellen (s. obige Ausführungen).

2. Es läßt sich direkt über die im Gelände erkennbaren Achsen und indirekt über den Baustil der Kleinstrukturen zeigen, daß verschiedene Deformationen an der Verteilung der Achsenrichtungen beteiligt sind.

Für die einengenden Deformationen können zusammenfassend zwei wesentliche Grundprinzipien herausgestellt werden:

1. Je jünger eine Verformung ist, desto mehr streuen die zugehörigen Faltenachsen in ihrem Streichen und desto geringer ist die Materialbelastung gewesen.

2. Bei anstehenden Entscheidungen über die Zugehörigkeit einer Deformationsstruktur zu einer Verformungsphase ist der Aussagekraft der kleintektonischen Form gegenüber der ihrer Richtung der Vorzug zu geben.

Die tektonische Gestaltung der N' Radstädter Tauern wird durch eine junge Zerbrechung abgeschlossen.

3.2. Beziehungen zum Deckenbau im NE' Tauernfensterrahmen

Die Konturen der Teildecken und der Verlauf der großen Internstrukturen im NE' Teil des Tauernfensterrahmens sind wesentlich durch die E-W-Richtung bestimmt (s. Abb. 2 und 86).

Abb. 86 zeigt die für den bearbeiteten Raum festgestellten lokalen Richtungen des einengenden Hauptstrains. Dem E-W-Streichen der Großstrukturen entsprechen am besten die dazu senkrechten Strainrichtungen der Deformation (2), wenn sie auch lokal etwas pendeln.

Es ist deshalb anzunehmen, daß die Konturen des Deckenbaus, wie sie heute in den Nördlichen Radstädter Tauern in Erscheinung treten, auf die Deformation (2) zurückgehen, wobei, wie oben gezeigt, diese Beanspruchung die Fixierung der Decken in ihrer heutigen Position überdauerte.

Die ältere Deformation (1) mit ihren recht konstant SW-NE-ausgerichteten Hauptachsen des einengenden Strain ist damit auch älter als der heute im Kartenbild erkennbare Deckenbau. Die starke Auswalgung (Striemung) des Materials läßt auf eine Beanspruchung unter hoher Belastung schließen.

Im Grenzgebiet Schladminger Kristallin – Quarzphyllit (Preunegg- und Forstatal) konnte VOLL (1977) als älteste alpidische Deformationserscheinung ebenfalls NW-SE-streichende Faltenachsen (z. T. mit Isoklinalfaltenstil und Striemungen) feststellen, die allerdings 3 Teilakten der Verformung zugeordnet werden müssen. Auf Grund des Auftretens von Disthen neben Chloritoid ist im Zusammenhang mit diesen Deformationen eine sehr hohe Belastung anzunehmen.

Nach VOLL (1977) geht auf die älteste Strukturbildung (vor allem auf B₂) die Anlage der Deckenbahnen zurück. Andererseits zeigen die Ergebnisse meiner kleintektonischen Untersuchungen aber bei der parallelisierbaren Deformationsphase (1) nur sehr geringe Tangentialtransporte an. Daraus muß gefolgert werden, daß während der ältesten Beanspruchung zwar das Unterostalpin als größerer Deckenkörper zwischen Pennin und Oberostalpin bereits angelegt wurde, daß aber der interne Teildeckenbau etwa der Radstädter Tauern erst eine Folge jüngerer Vorgänge ist.

Als Transportmechanismus des Unterostalpins bei seiner Wanderung nach N wird von VOLL (1977) Schweregleitung angenommen. Die oben erwähnte Verknüpfung der großräumigen Decken- und Internstrukturen mit dem kleintektonisch erfaßbaren intensiven Deformationsakt (2) muß aber als Hinweis betrachtet werden, daß die Anlage der Teildecken der Radstädter Tauern auf direkte tektonische Einengung, nicht auf Zergleitung zurückgeht.

Tektonische Übersichtskarte des Zentralteils der Nördlichen Radstädter Tauern

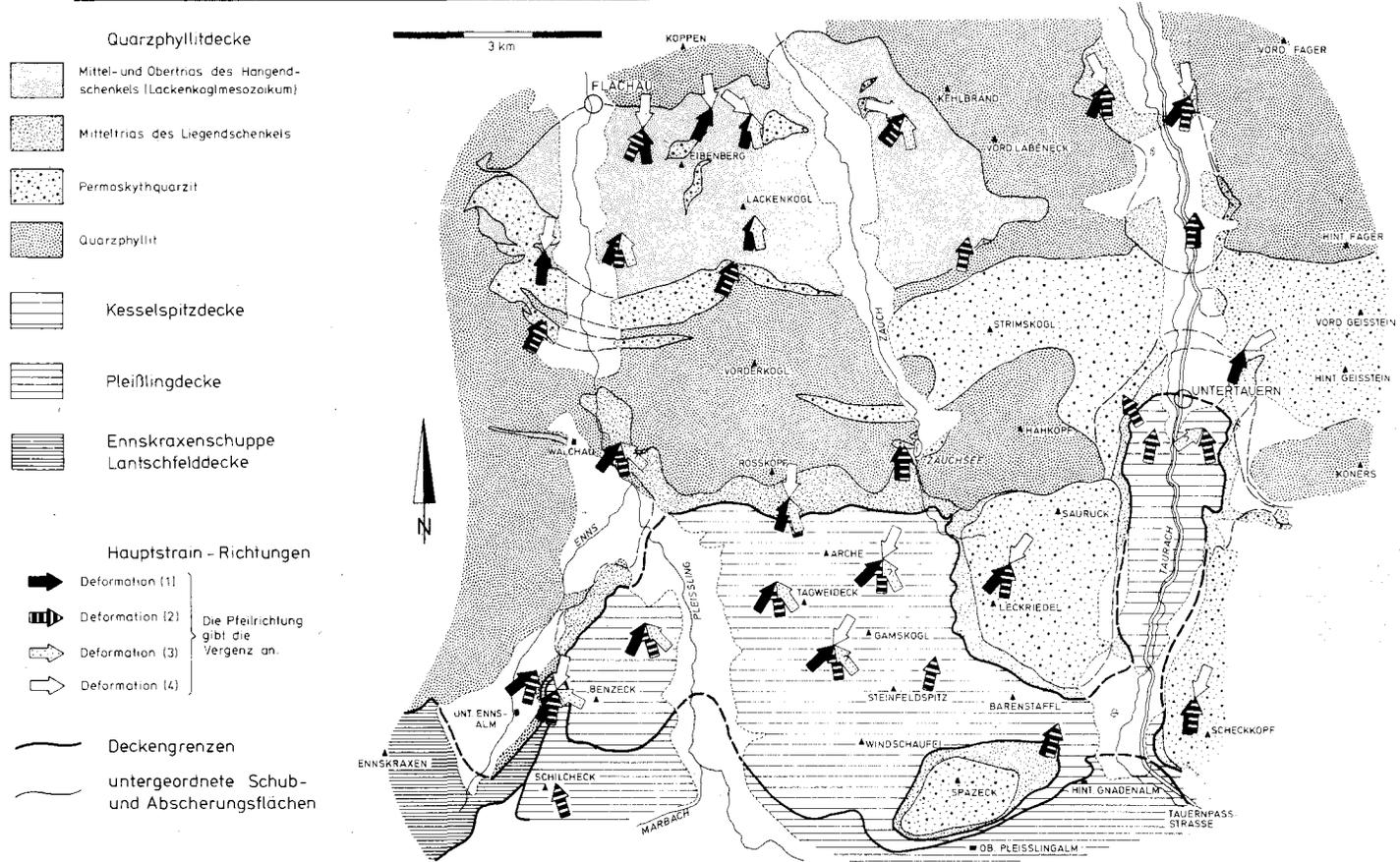


Abb. 86.

Gegen Gleitdecken spricht die gegenüber der N-S-Ausdehnung sehr ausgeprägte E-W-Längserstreckung der Deckenkörper und das Auftreten der Teildecken mit den ältesten Schichten (Quarzphyllit) in der Frontpartie des Gesamtsystems (s. TOLLMANN 1973, S. 44 und 46).

Die Druckübertragung, die zur Bildung der Radstädter Teildecken geführt hat, erfolgte nun aber vermutlich nicht von den Wurzelzonen her, sondern durch Mitschleppen unter der Schladminger Kristallinmasse. Die ober- und mittelostalpinen Komplexe haben bei ihrem z. T. gravitativen Gleiten nach N wie ein Schlitten auf die unterlagernden Radstädter Serien gewirkt und Schleppdecken (s. TOLLMANN 1973, S. 47) geschaffen. Nur so ist es auch zu erklären, daß die meisten Radstädter Decken in ihrem rückwärtigen Teil durch die Überschiebungsbahn des zentralalpinen Kristallins gekappt werden.

Mit der Ausbildung der Schleppdecken während der Phase (2) entstanden zunächst in einem Frühstadium großräumige Schuppen- und Faltenstrukturen, die z. T. bereits durch die ältere Deformation (1) vorgezeichnet waren (NW-SE-Streichen der Gamskoglmulde). Daraufhin wurden die diskordant zum Internbau verlaufenden Konturen der Teildecken geschaffen und das gesamte Deckensystem nach N transportiert. Der gleiche Beanspruchungsplan wirkte aber auch nach der Platznahme der Decken in der heutigen Position noch weiter: die fixierten Schubbahnen wurden überprägt und überfaltet (potenzierte Faltung). Es entstanden z. B. die Überschiebungen der tieferen Teildecken über die Quarzphyllitdecke im oberen Ennstal und die Aufsattelung an der Basis der Quarzphyllitdecke, die zur Entstehung der Spazeckdeckscholle geführt hat.

So wird die Deformation (2) zum zentralen tektonischen Ereignis für die Gestaltung der Radstädter Tauern.

Die Vorgänge der Phase (2) sind mit einem Teil der Deformationen B_4 bis B_6 nach VOLL (1977) zu vergleichen (vgl. Glimmerdeformation im Quarzphyllit, s. oben).

Die jungen N-vergenten Anpressungen der Deformation (3) sind ohne bedeutende Relevanz zur Großtektonik.

Der S-vergente Akt (4) als Abschluß der einengenden Beanspruchung modifizierte die Konturen des Deckengebäudes in unterschiedlichem Maße und führte besonders im Kalkspitzengebiet zu sehr intensiven Rückfaltungerscheinungen. Trotz eines wahrscheinlich recht einheitlichen Kräfteplanes führte die Deformation zu lokal stark variierenden Strainrichtungen (s. Abb. 86).

In bezug zu dem regionaltektonischen Rahmen, in dem wir uns bewegen, ist festzustellen: Mit der Überschiebung und dem Zuschub des Tauernfensters sind die Deformationen (1) und vor allem (2) in Verbindung zu bringen. Sie bilden in Richtung und Stil der Bewegungsvorgänge eine N-vergente Überschiebungstektonik zwischen Ober- bzw. Mittelostalpin und Pennin ab, wie dies der Konzeption der Tauernfenstervorstellung entspricht.

Zum Alter der genannten Deformationen in den N' Radstädter Tauern läßt sich direkt wegen des Fehlens vor allem oberkretazischer und tertiärer Gesteine nur wenig aussagen. Sicher haben die tektonischen Vorgänge nach der Unterkreide stattgefunden (unterkretazische Sedimente als jüngste Anteile in den S' Radstädter Tauern). Erste Unruhen manifestieren sich in den oberjurassisch-unterkretazischen Schwarzeckbrekzien der S' Radstädter Berge. Nach HAWKESWORTH et al. 1975 wird das Unterostalpin in der Oberkreide in den Subduktionsprozeß, der den Bau der Ostalpen bestimmte, einbezogen und vom ostalpinen Altkristallin überfahren. Die Deformationsphase (1) ist in die Hauptzeit dieser Ereignisse einzuordnen, während die Phase (2) bereits einem Spätstadium angehört (geringere Überlagerung!). Mit den jüngsten Verformungen (3) und (4) wird bereits das Stadium des vertikalen Aufstiegs an der Wende Alttertiär-Jungtertiär erreicht (s. HAWKESWORTH et al. 1975, Phase 3). Insbesondere die S-vergente Strukturbildung dürfte mechanisch mit dem Aufstieg des Tauernbereiches zusammenhängen (s. FRISCH 1975).

4. Bemerkungen zur Metamorphose

VOLL (1977) gibt an, daß die Forstauerie (Alpiner Verrucano) am E-Rand der Quarzphyllitdecke im Forstau- und Preuneggatal eine durch alpidische Metamorphose bedingte Paragenese mit Disthen und Chloritoid enthält, die bei 450° C entstanden ist. Diese Paragenese weist vor allem auf die Biotitzone der low grade-Metamorphose nach WINKLER 1976 (S. 204 u. f.) hin, kann aber noch im höchsttemperierten Bereich der Chloritzone (unterhalb der Stilpnomelan + Muskovit out/ Biotit + Muskovit in-Reaktion) vorkommen.

Für die Biotitzone der low grade-Metamorphose sprechen in der Literatur gelegentlich erwähnte Biotitgehalte im Quarzphyllit (s. TRAUTH 1925, S. 115–116, vgl. auch Angaben bei WAGNER 1972, S. 18).

Da Disthen auftritt und Temperaturen von 450°C herrschten, sind auf jeden Fall Drucke > ca. 4 kb bei der Entstehung der Paragenese anzunehmen (s. WINKLER 1976, S. 204, Fig. 14-1).

Auf Grund der Farbe von Conodonten sind nun neue Möglichkeiten gegeben, wenigstens die Temperaturbedingungen der Metamorphose in der Mittel- und Obertrias abzuschätzen.

Untersuchungen durch EPSTEIN et al. (1977) zeigten, daß die Farbe der Conodonten in Abhängigkeit von der Temperatur und der Zeit, in der diese Mikrofossilien einer erhöhten Temperatur ausgesetzt waren, von honiggelb und schwach bräunlich bis schwarz, ja sogar bis opak weiß und durchsichtig weiß variieren kann. Die letztgenannten Erhaltungszustände weisen dabei auf sehr hohe Temperaturen und/oder sehr lange Zeitdauer der thermischen Beeinflussung hin.

Das mir zur Verfügung stehende Material besteht z. T. aus opak weißen Conodonten und z. T. aus durchscheinend grauen Formen, die dem Farbindex 7 bis 6 nach EPSTEIN et al. (1977) zuzuordnen sind.

Die älteren, unterladinischen und opak weißen Conodonten wurden vor etwa 215 Mill. Jahren eingebettet. Die Heraushebung des Tauernfensters und die Freilegung seines Deckeninhalts erfolgte nach Abkühlungsdaten der Tauernkristallisation ca. vor 15 Mill. Jahren (SATIR 1976, S. 408) oder sogar erst vor (8–17) Mill. Jahren (FREY et al. 1974). Die betrachteten Conodonten waren also maximal ca. 200 Mill. Jahre einer größeren Versenkung und Erwärmung ausgesetzt, woraus sich nach EPSTEIN et al. (1977) eine mittlere Temperatur > 300°C ergibt. Nimmt man an, daß die thermische Beeinflussung im wesentlichen auf die junge Tauernkristallisation zurückgeht, die ihren Höhepunkt vor 30–36 Mill. Jahren erreichte (SATIR 1976), so kann man auf Grund einer Dauer der Erwärmung von ca. 28 Mill. Jahren (Differenz zwischen dem jüngsten Abkühlungsdatum von 8 Mill. Jahren und dem ältesten anzunehmenden Datum für den Höhepunkt bei 36 Mill. Jahren) nach EPSTEIN et al. (1977, Abb. 9) eine Temperatur > 320°C annehmen. Bei diesen Zeitdimensionen spielen also auch Differenzen in der Aufheizungsdauer von ca. 170 Mill. Jahren keine große Rolle bei der Temperaturbestimmung mehr. Der weiße, opake Erhaltungszustand vom Steinfeldspitzkamm drückt an und für sich sehr viele höhere Temperaturen als die genannten 300°C oder 320°C aus, die vom schwarzen Erhaltungszustand abgeleitet wurden. Doch kommen in der Nähe, nämlich bei der Gamskoglhütte graue Conodonten vor, die nach EPSTEIN et al. (1977, S. 8) noch im Temperaturbereich um 320°C auftreten können. Für beide Fundorte sind der gleiche Metamorphosegrad und die gleichen P-T-Bedingungen anzusetzen.

Der unterschiedliche Erhaltungszustand geht wahrscheinlich nicht so sehr auf Temperaturdifferenzen als vielmehr auf den Einfluß des umgebenden Muttergesteins zurück (s. auch Bemerkungen bei EPSTEIN et al. 1977, S. 8). Für eine noch relativ geringe metamorphe Veränderung spricht auch, daß etwa im Gegensatz zu Cono-

donten aus höher metamorphem Kristallin (s. SCHÖNLAUB & ZEZULA 1975, S. 259) die Oberflächenornamentierung bei den von mir gefundenen weißen, opaken Conodonten noch gut erhalten ist.

Man kann also annehmen, daß die Temperaturen, die mit der Metamorphose der Mittel- und Obertrias der N' Radstädter Tauern verbunden waren, im Bereich von 300° bis 400°C und damit im Grenzbereich der very low grade- zur low grade-Metamorphose (nach WINKLER 1976) lagen.

5. Skizzen einer paläogeographischen Rekonstruktion triadischer Sedimentationsverhältnisse

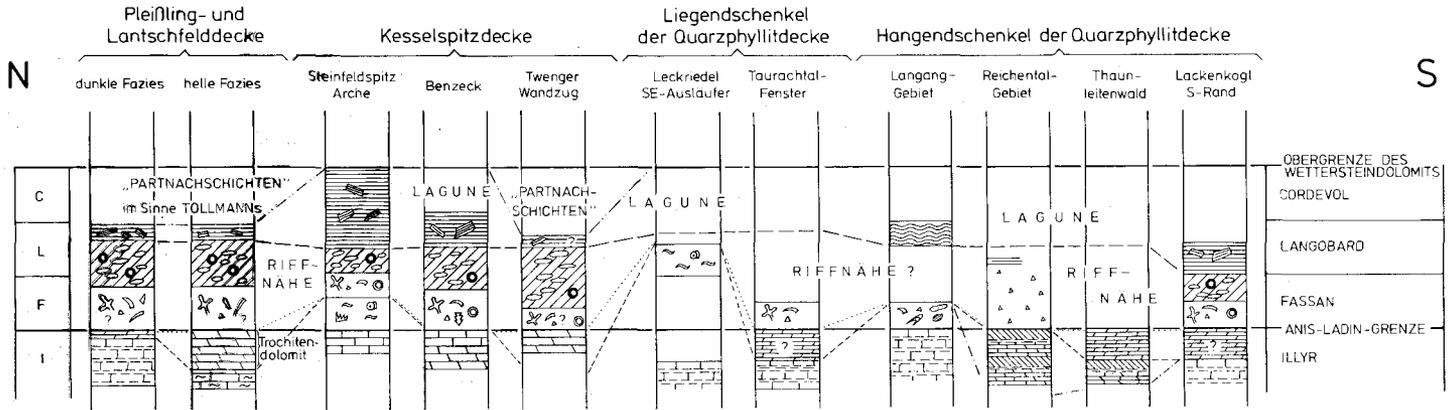
Die Zuordnung der triadischen Schichtenfolge des Arbeitsgebietes zu verschiedenen Deckeneinheiten der N' Radstädter Tauern und deren nunmehr festgelegte Stellung zueinander ermöglichen es, zusammen mit den für verschiedene stratigraphische Stufen erarbeiteten Vorstellungen vom Sedimentationsmilieu, die Paläogeographie in ihren Grundzügen zu rekonstruieren.

Innerhalb der Oberen Radstädter Decken hat sich generell die Quarzphyllitdecke als höchster Anteil erwiesen. Der Ablagerungsraum der dieser Einheit zugehörigen Trias muß nach dem Großbau der Radstädter Tauern und des Tauernbereiches (s. auch TOLLMANN 1963 a) weit im S der unterostalpinen Zone angenommen werden. Die Quarzphyllitdecke besitzt einen Hangend- und Liegendschenkel; die dem letzteren zugehörigen Abfolgen besaßen bei der zugrunde liegenden N-Vergenz eine primär weiter N' gelegene Position als die Schichten des Hangendschenkels. Nach N folgte dann das Sedimentationsareal der tektonisch tieferen Kesselspitzdecke mit ihren aufrechten Serien (s. TOLLMANN 1960 und oben), an das das Mesozoikum der Pleißingdecke und schließlich der Lantschfelddecke nach N anschloß.

Das Skyth besitzt allerdings mit seinen vorherrschenden eintönigen Lantschfeldquarzitserien kaum eine Aussagekraft für die Paläogeographie.

Im Anis bestehen nach TOLLMANN (1958 a) zwei Faziesbezirke, von denen der dunkle, N', wie im Kapitel III/3.4 angedeutet, in bedeutendem Maße Anzeichen einer Beckenfazies, der helle, S' Hinweise auf ein Überwiegen der Flachwasserfazies erkennen läßt. Abb. 87, die die Verbreitung der dunklen und hellen Fazies und (generalisiert eingetragen) die flachwasserbetonten oder tiefwasserbetonten Faziesabschnitte der Einzelschichtfolgen des Oberanis wiedergibt, zeigt, daß allgemein eine sehr wechselvolle Gliederung in flachere und dazwischen eingeschaltete tiefere Sedimentationsareale vor allem im höheren Anis vorhanden gewesen sein muß. Eine generelle Zunahme des dunklen Faziescharakters von S nach N läßt sich nicht feststellen. Die erwähnte intensive Detailgliederung kann mit einer syndementären Bruchtektonik in Verbindung gebracht werden, die auch für den stellenweise erkennbaren Brekzienreichtum verantwortlich sein kann.

Der Wettersteindolomit setzt über den Zonen mit Flachwasserfazies am Ende des Anis in der Regel früher ein und breitet sich erst im Unterladin auch über die tieferen Zonen aus (s. z. B. die Verhältnisse Steinfeldspitz-Arche, Abb. 87). Es sind entsprechend der Gliederung des Sedimentationsbeckens im Oberanis verschiedene Ausgangspunkte der Wettersteindolomitfazies anzunehmen. Die riffnahe Fazies dehnte sich offensichtlich sehr schnell aus und wird im Oberladin und Unterkarn von einer ausgedehnten Lagunenentwicklung abgelöst. Die Begrenzung durch ein Riff (wenn eine solche vorhanden war) läßt sich nach dem zur Verfügung stehenden Material noch nicht erkennen. Nach N schaltet sich dann in



Anis nach KRISTAN-TOLLMANN und TOLLMANN 1967

Profilschema zur Paläogeographie
 der Anis-Ladin-Folgen
 der Nördlichen Radstädter Tauern

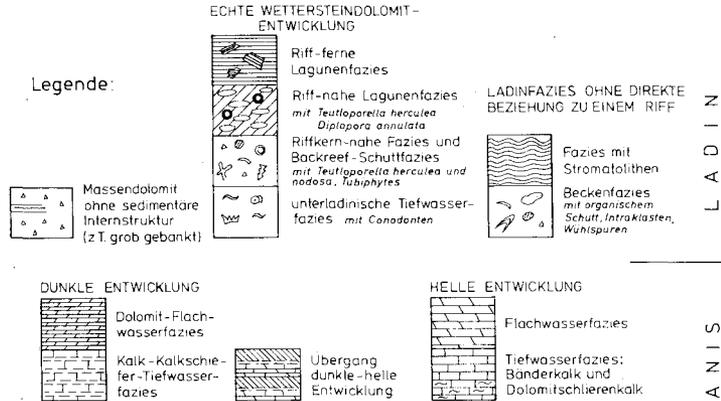


Abb. 87.

diese Lagunenfazies aber die Sonderfazies der „Partnachsichten“ im Sinne TOLLMANNs (1958 a) ein. Sie repräsentieren wahrscheinlich einen tieferen, landferneren Abschnitt der Lagune, wobei die Cordevolkalke bei der Gamskoglhütte (in der Kesselspitzdecke) bereits ein erstes Anzeichen einer im N einsetzenden Vertiefung darstellen könnten. Es ist damit in Erwägung zu ziehen, daß man sich nach N dem Außenrand der Lagune näherte, und daß sich insgesamt die Wettersteindolomitfazies bevorzugt von S nach N ausdehnte.

Ab dem Mittelkarn (Jul) machten sich verstärkte feinklastische Schüttungen bemerkbar, wobei aber die Karbonatsedimentation immer wieder zum Durchbruch kam. Für die N' Radstädter Tauern ist wiederum das Hervortreten von Brekzien auffällig, die möglicherweise auf tektonische Bodenunruhen zurückgehen.

Der Hauptdolomit ist durchwegs in einer Lagunenfazies ausgebildet. Das Plattenkalkniveau mit seinem gegenüber dem Hauptdolomit im Durchschnitt etwas tieferen Sedimentationsmilieu ist nur recht untergeordnet beobachtet worden (s. z. B. DEMMER 1962, S. 113 u. f.).

Im tieferen Rät der N' Radstädter Berge ist allgemein Kössener Beckenfazies vorhanden (s. ROSSNER 1976 b, S. 552). In kleinen Vorkommen wird diese von Oberrätalk überlagert, der am Lackenkogl mit dem Rätoliasriffkalk der W' Nordkalkalpen vergleichbar ist, in der Pleißlingdecke aber Lagunenfazies besitzt (s. ROSSNER 1976 b, S. 553–554). Es zeigt sich somit an, daß im Rät von S nach N ein Übergang von einem riffnahen zu einem riffernen Sedimentationsraum gegeben ist.

Trotz der von TOLLMANN (1974, S. 186) hervorgehobenen Uniformität der Mitteltriasentwicklungen in der zentralalpiner Fazies läßt sich bei genauerer Betrachtung der Details, etwa wie hier für das Unterostalpin der N' Radstädter Tauern geschehen, eine starke Variabilität der Einzelprofile und damit eine vielgestaltige Gliederung des Ablagerungsraumes vor allem im Anis ablesen. Mit den mitteltriadischen Faziesdifferenzierungen der N' Kalkalpen bestehen in Einzelheiten allerdings nur z. T. direkte Parallelen.

Enger noch als die Mitteltrias ist die Obertrias der Radstädter Berge mit den Schichtenfolgen der Kalkalpen vergleichbar. Für den überwiegenden Teil der Trias besteht eine gute Korrelierbarkeit mit den Serien der W' Nordkalkalpen, wie von TOLLMANN 1974 (S. 187) gezeigt wurde.

Literatur

- ADLER, R., FENCHEL, W., PILGER, A.: Statistische Methoden in der Tektonik II. – Clausthaler Tektonische Hefte 4: 111 S.; Clausthal-Zellerfeld 1965.
- ALKER, A. et al.: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. Ein Symposium. – N. Jb. Min. Mh., 1962: 163–172; Stuttgart 1962.
- BAUER, F. K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. – Jb. Geol. B.-A., 113: 189–246; Wien 1970.
- BAUMGARTNER, W.: Die Querstrukturen in der Pleißling-Decke (Radstädter Tauern, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976: 513–521; Stuttgart 1976.
- BAUSCH, W. M.: Clay Content and Calcite Crystal Size of Limestones. *Sedimentology*, 10: 71–75; Amsterdam 1968.
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Prager und Olinger Dolomiten, Südtirol). – Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck: 9–103; Innsbruck 1970.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4/H. 5/6: 1–74; Innsbruck 1974.
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Z. dt. Geol. Ges., 127: 271–289; Hannover 1976.

- BÖSE, E.: Zur Gliederung der Trias im Berchtesgadener Lande. – N. Jb. Min. etc., 1895/1: 218–220; Stuttgart 1895.
- DEL-NEGRO, W.: Geologie von Salzburg. – 348 S.; Innsbruck (Wagner) 1950.
- DEMMEER, W.: Geologische Neuaufnahmen in den westlichen Radstädter Tauern. – Diss. Univ. Wien, 196 S.; Wien 1962.
- DONOFRIO, D. A. & MOSTLER, H.: Neue Schwebcrinoiden aus Hallstätter Kalken des Berchtesgadener Raumes. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 5/H. 2; 1–28, Innsbruck 1975.
- DUNHAM, R. J.: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – (in:) Classification of carbonate rocks. – Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1: 108–121; Tulsa/Oklahoma 1962.
- ELLIOTT, G. F.: Zonotrichites (Calcareous Algae) from the Arabian Triassic. – Ecl. geol. Helv., 57: 567–570; Basel 1964.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E.: Absolute Water Depth of Late Devonian Palaeoecological Zones. – Geol. Rdsch., 61: 672–686; Stuttgart 1972.
- ENZENBERG, M.: Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17: 5–50; Wien 1966.
- EPSTEIN, A. G., EPSTEIN, J. B., HARRIS, L. D.: Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. – Geol. Survey Prof. Paper, 995: 27 S.; Washington 1977.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000. – 168 S.; Wien (Geol. B.-A.) 1957. Geologische Karte hierzu 1:50.000; Wien (Geol. B.-A.) 1956.
- FABRICIUS, F.: Beckensedimentation und Riffformung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – Intern. Sed. Petrogr. Ser., 9: 143 S.; Leiden 1966.
- FLÜGEL, E.: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S.; Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1978.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M.: Typlokalität und Mikrofazies des Gutensteiner Kalkes (Anis) der nordalpinen Trias. – Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, 93: 106–136; Graz 1963.
- FOLK, R. L.: Practical Petrographic Classification of Limestones. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 43: 1–38; Tulsa/Oklahoma 1959.
- FOLK, R. L.: Spectral Subdivision of Limestone Types. – Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1: 62–84; Tulsa/Oklahoma 1962.
- FRECH, F.: Über den Gebirgsbau der Radstädter Tauern. – Sitz-Ber. Preuß. Akad. Wiss. Berlin, 1896: 1255–1277; Berlin 1896.
- FRECH, F.: Geologie der Radstädter Tauern. – Geol. paläont. Abh. (hrsg. von KOKEN), N. F. 5: 3–66; Jena 1901.
- FREY, M. et al.: Alpine Metamorphism of the Alps. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54: 247–290; Zürich 1974.
- FRISCH, W.: Die Gliederung der Schieferhülle des Zillertaler Zentralgneiskernes (Tauernfenster, Südtirol). – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), 2. Bericht (1974): 8–9; Graz, Innsbruck, Salzburg, Wien 1975.
- FRISCH, W. & SCHMIDEGG, O.: Blatt 148, Brenner (Aufnahmebericht). – Verh. Geol. B.-A., 1975: A 92–A 94; Wien 1975.
- GERMANN, K.: Reworked Dolomite Crusts in the Wettersteinkalk (Ladinian, Alpine Triassic) as Indicators of Early Supratidal Dolomitisation and Lithification. – Sedimentology, 12: 257–277; Amsterdam 1969.
- HAWKESWORTH, C. J., WATERS, D. J. & BICKLE, M. J.: Plate Tectonics in the Eastern Alps. – Earth and Planetary Science Letters, 24: 405–413; Amsterdam 1975.
- HEUBERGER, H.: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. – Eiszeitalter und Gegenwart, 19, 270–275; Öhringen 1968.
- HOEPPENER, R.: Tektonik im Schiefergebirge. – Geol. Rdsch., 44: 26–58; Stuttgart 1955.
- KARL, F.: Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). – N. Jb. Min. Abh., 85: 203–246; Stuttgart 1953.
- KNEIDL, V.: Geologische Untersuchungen am NW-Rand der Hohen Tauern im Gebiet zwischen Gerlos und Hintertux (Tirol, Österreich). – Diss. Univ. Erlangen – Nürnberg, 75 S.; Erlangen 1971.
- KNEIDL, V.: Vorschlag zur Systematisierung von Verschiebungsflächen. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg/Br., 61/62: 105–109; Freiburg 1971/72.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. – 379 S.; Wien (Deuticke) 1955.
- KOZUR, H.: Beiträge zur Paläoökologie der Triasconodonten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4/H. 7: 1–16; Innsbruck 1974.
- KRAUS, O. & SCHMIDT-THOMÉ: Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967: 117–127; Stuttgart 1967.

- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Das mittelostalpine Rhät-Standard-Profil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 56 (1963): 539–589; Wien 1964.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A., GEYSSANT, J.: Zur Schichtenfolge und Fossilführung des zentralalpinen (unterostalpinen) Rhät der Tarntaler Berge in Tirol. – Jb. Geol. B.-A., 112: 1–29; Wien 1969.
- KUBANEK, F.: Sedimentologie des alpinen Muschelkalks (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). – Diss. TU-Berlin, 202 S.; Berlin 1969.
- LUKAS, W.: Tektonische Analyse der Antimonitlagerstätte Schläining (Burgenland). – Verh. Geol. B.-A., 1970: 34–60; Wien 1970.
- MATURA, A.: Zur Geologie des Türchlwand-Kramkogel-Gebietes (SE' Wörth am Rauristal, Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17 (1966): 87–126; Wien 1967.
- MATZ, K. B.: Genetische Übersicht über die österreichischen Flußspatvorkommen. – Der Karinthin, 21: 199–215; Graz 1953.
- MEDWENITSCH, W.: Übersichtsbegehungen 1955 in den nördlichen Radstädter Tauern auf den Blättern 126/2 (Radstadt), 126/3 (Flachau) und 126/4 (Untertauern). – Verh. Geol. B.-A., 1956: 65–69; Wien 1956.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1956 über Aufnahmen auf den Blättern 126/3 (Flachau) und 126/4 (Untertauern). – Verh. Geol. B.-A., 1957: 39–41; Wien 1957.
- MEDWENITSCH, W.: Bericht 1962 über Aufnahmen auf den Blättern Untertauern (126/4), Flachau (126/3) und Radstadt (126/2). – Verh. Geol. B.-A., 1963: A 31–A 32; Wien 1963.
- MELLO, J.: Pelagic and reef sediment relations of the Middle Triassic in the Silica Nappe and transitional strata nature (the Slovak Karst, West Carpathians). – Geol. Zbornik – Geologica Carpathica, 26: 237–252; Bratislava 1975.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W. U. & TOSCHEK, P. H.: Karbonatsedimentologische Arbeitsgrundlagen (Begriffe, Erläuterungen, Hinweise). – Veröff. Univ. Innsbruck, 8, Alpenkundliche Studien IV: 32 S.; Innsbruck 1969.
- OTT, E.: Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21: 251–276; Innsbruck 1972 a.
- OTT, E.: Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpenen Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21: 455–464; Innsbruck 1972 b.
- PATZELT, G.: Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. – Ber. Deutsch. Bot. Ges., 85: 47–57; Stuttgart 1972.
- PIA, J. v.: Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden, mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. – Sitz-Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math-naturw. Kl, Abt I, 132: 35–79; Wien 1923.
- REDLICH, K. A.: Der Kupfererzbergbau Seekar in den Radstädter Tauern (Salzburg). – Zeitschr. prakt. Geol., 1911: 350–355; Berlin 1911.
- ROSIWAL, A.: Petrographische Notizen über einige krystallinische und „halbkristallinische“ Schiefer sowie Quarzite aus der Umgebung der Radstädter Tauern I. – Verh. Geol. B.-A., 1893: 365–372; Wien 1893.
- ROSSNER, R.: Die Geologie des nordwestlichen St. Martiners Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). – Erlanger geol. Abh., 89: 57 S.; Erlangen 1972.
- ROSSNER, R.: Neuere Vorstellungen und Probleme über den Bau der Radstädter Tauern (Salzburg, Österreich). – (Literaturbericht 1949–1972). – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1973: 708–756; Stuttgart 1974.
- ROSSNER, R.: Struktur und Position der Quarzphyllitdecke im Rahmen des Unterostalpins der Radstädter Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 151: 281–303; Stuttgart 1976 a.
- ROSSNER, R.: Neue Daten zur Mikrofazies und Mikrofauna der karbonatischen zentralalpinen Trias der Nördlichen Radstädter Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976: 541–557; Stuttgart 1976 b.
- SARNTHEIN, M.: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck (Österreich). – Geol. Rdsch., 56: 116–127; Stuttgart 1967.
- SATIR, M.: Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Öztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. – Geol. Rdsch., 65: 394–421; Stuttgart 1976.
- SCHNEIDER, H.: Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 11: 67–110; Wien 1960.
- SCHMIDT, W.: Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math-naturw. Kl., 99: 309–339; Wien 1924.
- SCHNEIDER, H. J.: Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc-concentration in the Ladinian geosyncline of the Eastern Alps. – Sedimentology, 2 (Sedimentology and ore genesis): 29–45; Amsterdam – London – New York 1964.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg). – Manuskript, 10. S.; Wien 1972.

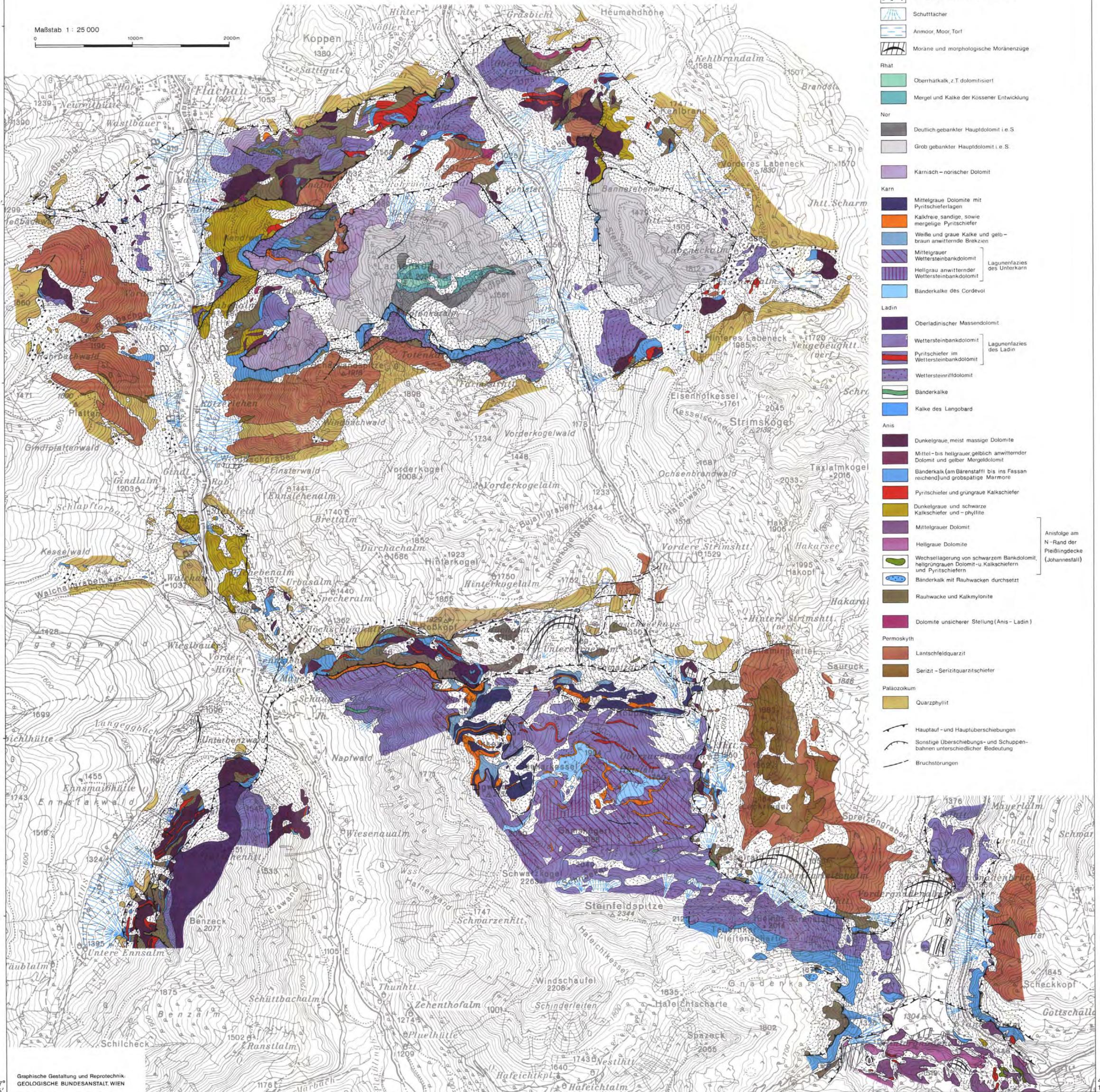
- SCHÖNLAUB, H. P. & ZEZULA, G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 1975: 253–269; Wien 1975.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger geol. Abh. 71: 60 S.; Erlangen 1968.
- SCHWAN, W.: Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. – Geotekt. Forsch., 19: 1–47; Stuttgart 1964.
- SCHWAN, W.: Leitende Strukturen am Nordostrand der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Sh. G.: 214–245; Wien 1965 a.
- SCHWAN, W.: Maximales Streuen von B-Achsen bei flachliegenden Falten-Mittelebenen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1965: 141–163; Stuttgart 1965 b.
- SCHWAN, W.: Zur Ableitung der Großtektonik eines Gebirges aus leitenden Strukturen seiner Kleintektonik. Möglichkeiten und Grenzen einer geotektonischen Arbeitsmethode. – Stockwerkbau und Felderteilung, 14: 317–352; Potsdam 1973.
- SEEFELDNER, E.: Salzburg und seine Landschaften. – 574 S.; Salzburg – Stuttgart (Verlag „Das Berglandbuch“) 1961.
- SELLEY, R. C.: Ancient Sedimentary Environments. – 237 S.; London (Chapman and Hall) 1976.
- SUESS, E. & MOJSISOVICS, E. v.: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. Nr. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. – Jb. Geol. R.-A., 18: 167–200; Wien 1968.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L.: Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes (Gutenstein, Niederösterreich, Mitteltrias). – Annal. naturhist. Mus. Wien, 75: 343–356; Wien 1971.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). – Verh. Geol. B.-A., 1956: 146–164; Wien 1956.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmebericht 1956. Mittlere Radstädter Tauern, Blatt Muhr (156). – Verh. Geol. B.-A., 1957: 86–88; Wien 1957.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermanni-Gruppe (Radstädter Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 101: 79–115; Wien 1958 a.
- TOLLMANN, A.: Bericht 1957 über die geologische Aufnahme der Mosermanni-Gruppe in den Radstädter Tauern. – (Blatt Muhr, 156). – Verh. Geol. B.-A., 1958: 267–269; Wien 1958 b.
- TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 50 (1957): 325–354; Wien 1958 c.
- TOLLMANN, A.: Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 52 (1959): 117–131; Wien 1960.
- TOLLMANN, A.: Lantschfeldquarzit. – Lex. strat. int. I (Europe), H. 8 (Autriche): 265–266; Paris 1962.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S.; Wien (Deuticke) 1963 a.
- TOLLMANN, A.: Das Westende der Radstädter Tauern (Tappenkarberge). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 55 (1962): 85–125; Wien 1963 b.
- TOLLMANN, A.: Exkursion 1/4: Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57 (1963): 49–56; Wien 1964.
- TOLLMANN, A.: Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpinen Fazies der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1968: 28–45; Wien 1968 a.
- TOLLMANN, A.: Potenzierter Faltenbau in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., 29: 60–80; Stuttgart 1968 b.
- TOLLMANN, A.: Aufnahmebericht 1969 über Blatt 156 – Muhr. – Verh. Geol. B.-A., 1970: A 69–A 71; Wien 1970.
- TOLLMANN, A.: Alter und Stellung des Alpinen Verrucano in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20: 83–95; Wien 1972.
- TOLLMANN, A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen I. – 404 S.; Wien (Deuticke) 1973.
- TOLLMANN, A.: Zur Gliederung der triadischen Faziesregionen in den Ostalpen. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe der Erdw. Komm., 2: 183–193; Wien 1974.
- TOLLMANN, A.: Analyse der klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen II. – 580 S.; Wien (Deuticke) 1976.
- TOSCHEK, P. H.: Sedimentological Investigation of the Ladinian „Wettersteinkalk“ of the „Kaiser Gebirge“ (Austria). – (in:) Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe: 219–227; Berlin – Heidelberg – New York 1968.
- TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I und II. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1. Teil: 100: 101–212; 2. Teil: 101: 29–65; Wien 1925, 1927.
- VOLL, G.: Seriengliederung, Gefügestwicklung und Metamorphose in den Nördlichen Radstädter Tauern, zwischen Forstau- und Preunegg-Tal. – Geodynamics and Geotraverses around the Alps. – Abstracts. Als Manuskript vervielfältigt, 2 S.; Salzburg – München 1977.

- WAGNER, H.: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich des Kleinarltales, Salzburg, Österreich. – Diss. Univ. München, 59 S.; München 1972.
- WILSON, J. L.: Carbonate Fazies in Geologic History. – 471 S.; Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1975.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 334 S.; Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1976.
- WOLFF, H.: Faziesgliederung und Paläogeographie des Ladins in den bayerischen Kalkalpen zwischen Wendelstein und Kampenwand. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143: 246–274; Stuttgart 1973.
- ZANKL, H.: Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. – (in:) Sedimentology of Parts of Central Europe. – Guidebook to the Excursions. VIII. International Sedimentological Congress 1971, Heidelberg: 147–185; Frankfurt 1971.
- ZORN, H.: Mikrofazielle Analyse eines mitteltriadischen Rifffkomplexes in den Tessiner Kalkalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21: 123–142; Innsbruck 1972.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 11. 6. 1979.

Geologische Karte der Lackenkogelzone und des Quarzphyllitsüdrahmens zwischen Enns- und Taurachtal (Nördliche Radstädter Tauern) aufgenommen von R. ROSSNER

Maßstab 1 : 25 000
0 1000m 2000m



- Quartär**
 - Junge und alte Talfüllungen
 - Hangschutt allgemein
 - Blockschutt allgemein
 - Quarzphyllit - Schutt und -Blockschutt
 - Schuttfächer
 - Anmoor, Moor, Torf
 - Moräne und morphologische Moränenzüge
- Rhät**
 - Oberhalkalk, z.T. dolomitisiert
 - Mergel und Kalke der Kossener Entwicklung
- Nor**
 - Deutlich gebankter Hauptdolomit i.e.S.
 - Grob gebankter Hauptdolomit i.e.S.
 - Karnisch - norischer Dolomit
- Karn**
 - Mittelgraue Dolomite mit Pyritschieferlagen
 - Kalkfreie, sandige, sowie mergelige Pyritschiefer
 - Weißer und graue Kalke und gelb-braun anwitternde Brekzien
 - Mittelgrauer Wettersteinbankdolomit
 - Hellgrau anwitternder Wettersteinbankdolomit
 - Bänderkalke des Cordevol
- Ladin**
 - Oberladinischer Massendolomit
 - Wettersteinbankdolomit
 - Pyritschiefer im Wettersteinbankdolomit
 - Wettersteinriffdolomit
 - Bänderkalke
 - Kalke des Langobard
- Anis**
 - Dunkelgraue, meist massive Dolomite
 - Mittel- bis hellgraue, gelblich anwitternder Dolomit und gelber Mergeldolomit
 - Bänderkalk (am Bärenstift bis ins Fessan reichend) und grobspatige Marmore
 - Pyritschiefer und grüngaue Kalkschiefer
 - Dunkelgraue und schwarze Kalkschiefer und -phyllite
 - Mittelgrauer Dolomit
 - Hellgraue Dolomite
 - Wechsellaagerung von schwarzem Bankdolomit, hellgrüngaue Dolomit-u. Kalkschiefern und Pyritschiefern
 - Bänderkalk mit Rauhwacken durchsetzt
 - Rauhwacke und Kalkmylonite
 - Dolomite unsicherer Stellung (Anis - Ladin)
- Permokarbin**
 - Lantschfeldquarzit
 - Serizit - Serizitquarzitschiefer
- Paläozoikum**
 - Quarzphyllit
- Struktur**
 - Hauptauf- und Hauptüberschiebungen
 - Sonstige Überschiebungs- und Schuppenbahnen unterschiedlicher Bedeutung
 - Bruchstörungen

Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 122, Heft 2	S. 389-428	Wien, Dez. 1979
--------------------	----------------	------------------	------------	-----------------

Erläuterungen zur quartärgeologisch-glazialmorphologischen Kartierung in der inneralpinen Senkungszone von Windischgarsten – Stoder

Von Harald EICHER*

Mit 22 Abbildungen und 1 Tafel (= Beilage 10)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 68, 98, 99

*Ostalpen
Windischgarsten – Stoder
Quartärgeologie
Korrelation lateralglaz. Entwicklungen
Würm Hochglazial – Anfang Spätglazial
Schlüsselwörter
Präwürmzeitl. inneralp. Eisrandmarken*

INHALT

Zusammenfassung	389
Abstract	390
1. Einleitung	392
2. Die allochthone Vereisung des Beckens von Windischgarsten	393
2.1. Der Raum Pyhrnpaß – Wurzer Alm – Spital a. P. – Pyhrngasgatterl – Bosruck	393
2.2. Das Gebiet östlich der Edlbach-Furche	396
2.3. Das Gebiet westlich der Edlbach-Furche bis zur Pießling	398
2.4. Das Gebiet Windischgarsten – Rading bis zum Hinteren Rettenbach	401
3. Die Lokalgletscherlandschaft zwischen Pießling und Steyr einschließlich der nördlichen Warscheneck-Abdachung	405
4. Das Stodertal einschließlich der Seitentäler des Ostrawitzbaches, der Krummen Steyr sowie des Stegerbaches	415
5. Der Raum des Sandervorfeldes des Steyrgletschers und der Pyhrn-Ferneismasse bis zum Teichl-Mündungsgebiet	420
Literatur	427

Zusammenfassung

Die genaue Ausdehnung des Würmeises war in diesem Gebiet unbekannt. Die vorliegende Arbeit ist eine erste diesbezügliche Gesamtkartierung, die die Eisrandmarken in dieser inneralpinen Senkungszone auf einer Kartierungsbasis 1 : 25.000 erfassen sollte. Es zeigte sich, daß jene wenigen diesbezüglichen Vorarbeiten (A. PENCK, 1909, G. GEYER, 1918, F. ZWITTKOVITS, 1963) stark korrekturbedürftig waren. Eine sehr brauchbare Kartierungsunterstützung lag, das Blatt ÖK 99 betreffend, in der Arbeit von O. AMPFERER (1933) vor.

Als Hauptergebnis der Kartierung ist die deutliche Zweiphasengliederung der Würmvereisung hervorzuheben, die sich sowohl im Becken von Windischgarsten, im Stodertal als auch im Sander-Vorfeld der Steyr und Teichl äußerte. Die Pyhrn-Ferneismasse (Ennsgletscherüberlappung) hinterließ einen Äußeren Moränengürtel, der sich nahezu geschlossen verfolgen ließ. Er erlaubt eine Eisoberfläche zu rekonstruieren, die im Pyhrngebiet bei 1300 m, im Bereich Pyhrntal-Stiftsreut in 1200 m, auf der Höhe Spital in 1000 m, Gleinkersee-Oberweng

* Anschrift des Verfassers: Dr. Harald EICHER, Institut für Geographie der Universität Graz, Universitätsplatz 2/II, A-8010 Graz.

870–900 m, der Linie Gierkogel-Schweizersberg 800/740 m und bei der Pießling-Mündung mit 700 m zu veranschlagen ist, so daß hier das Eis dem Pießlingtal aufwärts noch bis zur Endmoränenanlage SW Eckbauer einlappen konnte. Diese hochglaziale Ferneismasse hatte jeweils beim Ht. Rettenbachtal ihr Ende (im Teichl-Tal bei der Eisenbahnbrücke/Rettenbachmündung sowie bei der Ausbuchtung Radingberg-Rettenbach (Ort) im Rettenbachknie. Es zeigt sich, daß selbst im Hochglazial die Lokalgletscher (Pießling-G, Gleinkersee-G, Goslitzbach-G, Winklbach-G, Dambach-Gletscher) die Ferneismasse gerade nach tangierten und daher für die Massenbilanz der Beckenfüllung kaum etwas beitrugen. Eine Ausnahme war die SE-Hochfläche des Warscheneckzugs, deren hochgelegenes Nährgebiet der Enns-Ferneismasse teils direkt Richtung Pyhrnpaß, teils über das Wurzeralm-Hochtal eine wesentliche Eisunterstützung bedeutete. Hier liegt auch der Grund, warum die überdimensionale Moränenwallanlage des Seebachgebietes sich fast ausschließlich aus lateralglazial verschleppten Geschieben des Warschenecks (Dachsteinkalk) zusammensetzt. So mächtige Wallanlagen gibt es an der E-Eiskalotte nur in Seitentaleinbuchungen (Klambach, Trattenbach/Hasenberg, Dambach-Windhag).

Der Innere Moränengürtel (Wende Hochglazial-Spätglazial) steht dem hochglazialen Äußeren an Geschlossenheit kaum nach und zeigt durch z.T. mächtige Wallanlagen (ESE Roßleithen, Teichlbrücke NW Leeb, Rading/Rumpelmayr-Mittelmoräne), daß es sich hier um einen ausgeprägten neuen Vorstoß handelt. Die Eisoberfläche bedeutete gegenüber dem hochglazialen Stand eine mittlere Vertikalabsenkung von 100 m (im N im Bereich Schweitzerberg 120 m, im Bereich Seebach/Gleinkersee 90 m). Im E der Edlbach-Furche sind diesem Stand Staukörper zuzuordnen, die sich feldkartierungsmäßig von der hochglazialen Auflage nicht scharf abgrenzen lassen. Das Fehlen weiterer Rückzugsmoränen im zentralen Zungenbecken (die Moränenwälle in der E Rading-Bucht liegen noch nahe diesem neuen Vorstoß) weist darauf hin, daß fortan ein Eiszerfall im großen Ausmaß einsetzte, so daß wir diesen neuen Vorstoß zeitlich an der Wende Hochglazial-Spätglazial einstufen müssen.

Die Kartierung der Lokalgletscher-Moränen an der Nordabdachung des Warscheneckzugs mußte gegenüber G. GEYER (1913) und F. ZWITTKOVITS (1963) wesentlich korrigiert werden: Die Endmoräne des Gleinkersees liegt gleich nahe dem Nordufer. Mit Ausnahme des Loigistal-Gletschers stimmt bei den übrigen Lokalgletschern keinesfalls die Ausdehnung der Moränenauflagen. Sie reicht in allen Fällen bis zur Tiefenlinie der unteren Loigisbach-Furche. Die Festgesteinsausscheidung im Raum Loigistal/Ort-Wartegg und auf der westlichen Huttererseite (zwischen Hutstückl und Brandstatt) ist bei beiden Autoren unerklärlich. Ein guter Teil des glazialen Depotgebietes der Lokalgletscher besteht aus präwürmzeitlichen Moränen, die in der Karte als Tillit besonderen Typs (unterschiedliche Verfestigungsgrade, örtliche Roterdeauflagen) ausgeschieden wurden. Die sedimentologische Erscheinung dieser Moränen steht in deutlichem Gegensatz zu den unverfestigten Würmmoränen, die mit Ausnahme des Loigistal-Gletschers die Tiefenlinie (zwischen Pießling und Stodertal) nicht erreichten. Für die Ausnahme des Loigistal-Gletschers findet sich eine orographisch bedingte Erklärung.

Der Steyr-Gletscher erfüllte das Stodertal selbst im Hochglazial nur in einer Mächtigkeit von rund 130 m, so daß er im Steyr-Durchbruchsabschnitt Strumboding bereits steckenblieb. Wenn wir die Vertikalabsenkung am Beispiel des Neuen Hochstands des Raumes Windischgarsten hier anwenden, so bleibt von diesem (aus vier Lokalgletschern zusammengesetzten) Steyr-Gletscher kaum mehr etwas über. Tatsächlich zeigt sich der nächste Stand in einer Trennung der Gletscherindividuen (Salzsteig-G, Dietlalm-G, Krumme-Steyr-G, Stegerbach-Gletscher) mit jeweils schönen Endmoränenwall-Situationen nahe der Stoder-Talfurche (Ausnahme Krumme Steyr, wo der Karstfluß die meisten Materialien ausräumte). Am Fuß der SE-Flanke des Kl. Priel ist in ca. 850 m ein Tillitgürtel erhalten, der über dem Würm-Hochglazial zu liegen kommt (Riß-Rückzugsstand?).

Die Zweiphasengliederung des Sander-Vorfeldes zeigt sich in der Hintertambergau sowie in der Teichl-Furche durch die Entwicklung zweier Aufschüttungskörper (Hauptflur der Niederterrasse – Zwischenflur), deren Fluren sich auch materialmäßig grundsätzlich unterscheiden. In der Teichl-Furche ist der hochglaziale Aufschüttungskörper in der interstadialen Phase nur rund 15–20 m eingesägt und hat so die hochglaziale Nagelfluh-Entwicklung nicht bis zum Talboden ausgeräumt. In diese Abtragungsphase wurde dann vermutlich parallel zum neuen Vorstoß ein 5–7 m mächtiger Aufschüttungskörper hineingestellt, der das heutige Zwischenflur-Niveau aufbaut. Dieser Zwischenflur-Körper zeigt durchwegs wesentlich gröbere Schotter-Komponenten als die Nagelfluh-Entwicklung und ist zudem gänzlich unverfestigt. Im Teichl-Mündungsgebiet liegt im S Pernkopf in 535 m, 20 m über der Hauptflur, eine Geschiebeauflage, die eine präwürmzeitliche Endmoräne (vermutlich eines Riß-Rückzugsstandes) darstellen dürfte.

Abstract

The glaciation of the inner-alpine enclosed basin-area of Windischgarsten-Stoder (Austria: 14°15' E Greenwich/47°40' N) was not exactly determined, because there was only an outline mapping (A. PENCK, 1909, G. GEYER, 1918, F. ZWITTKOVITS, 1963). Only the mapping of O. AMPFERER (1933) (map ÖK 99) was very use-

ful. This essay includes the first mapping of the whole lateralglacial locations in detail (scale 1 : 25.000) and shows us some new aspects.

The general contents of the field-mapping show us a two-phase-period of the Würmian age. This evolution can be noticed in the central basin of Windischgarsten, in the Stoder-Valley and even in the fluvioglacial deposits of the surrounding periglacial Steyr- and Teichl-Area.

The main glaciation of the basin of Windischgarsten is caused by the icefield-overflow (1300 m-surface) of the Enns-Glacier in the Pyhrn Pass-Area (945 m). The compressive flow as the glacier leaves this pass-area is responsible for the missing moraines in the Pyhrn-Valley but the intense lateralglacial moraine-accumulation in the spreading basin-area, especially in the Seebach-Area. This High Glacial Pyhrn-Glacier is a valley-glacier with a configuration like a Piedmont-Lobe. This basin-lobe was about 9 km across and left a High Glacial outer (main) moraine circuit and an inner (minor) moraine circuit of the beginning Late-Glacial. This New Stade represents a vertical ice-surface-depression of about 100 meters. Both stades show us beautiful glacialmorphological landforms of glacial deposition: morainic ridges parallel to ice flow (SE Gleinkersee, Sonnleitner-Reut E Spital, Seebach), endmoraines (Teichl near Ht. Rettenbach with three secondary-stades = High Glacial Endmoraine-Series; the great endmoraine-sequence NW Teichlbrücke/Leeb = New Push Stade), front moraines as a secondary lobe-formation into tributary valleys (Dambach-Winbag, Bosruck-Klammbach), localglacial integrated moraines (Trattenbach-Hasenberg SE Spital, Oberweng-Fahrenberg), glacial-dammed materials and push-moraines (Roßleithen/Schweizersberg 800 m = outer sequence and 700 m = inner sequence) and medial moraines (NW Windischgarsten/Rading-Rumpelmayr). The reconstructed glacier-tongue-gradient of the Pyhrn ice-lobe was about 50‰ in the compressive flow area of the pyhrn-Valley and 35‰ in the Seebach/Schweizersberg-region (the New Push Stade Gradient a little bit more: 40‰). After the New Push Stade (inner moraine circuit) a sudden ice decay can be noticed. The missing retreat steps (there are only some retreat moraine-oscillations near the New Push in the area north of Windischgarsten) are the result of the special compressive ice support situation in the Pyhrn-Pass-Area.

The local glaciation in the surrounding area of the central basin (Dambach-Glacier, Winkler-G., Goslitz-G., Gleinkersee-Glacier) did not support the mass-balance of the bottom-icefield (lobe). Even in the High Glacial Stade there was only a localglacial contact-zone but no integrated ice flow. Only the glaciation of the high-landform SE Warscheneck was a certain mass-support, which can be seen in the large morainic ridges of Seebach, the materials of which are almost completely of Warscheneck origin (lateralglacial transported limestone of Dachsteinkalk).

The mapping of the local glaciation of the northern slope-area of Warscheneck-Ridge (Eastern Totes Gebirge) shows us three large local glaciers (Pießling-G., Loigistal-G., Rottal-Glacier) which reached the bottom-area of Loigistal/Vorderstoder/Roßleithen. The mapping of G. GEYER (1913) and F. ZWITTKOVITS (1963) is not correct, especially in the region of Loigistal/Ort-Wartegg and the western part of the Huttererseite (between Hutstüchl and Brandstatt): There is no bedrock; here you can find moraines like tillits (near Loigistal/Ort also unconglomerated Würmian materials), materials of a Pre-Würmian-Age (Riss?). The area between the tongues of the local glaciers (Windbag-Region, Brandstätter Ort) looks like a Pediment and is also a Pre-Würmian localglacial deposition-area. You can find here differently conglomerated moraines and there are even some places which show a soil conservation of Terra Rossa to a certain degree, probably remains of an Interglacial Period. This type of glacial deposition was mapped separately ("Tillit") because this glacial accumulation is so different to the unconglomerated Würmian materials (which normally form morainic ridges parallel to local ice flow—they often reach an altitude of 30–45 meters!). In the upper Warscheneck-Area you can find equivalent to the great glacial deposition of the bottom-area large cirques of ice-erosion (1500 m across) with the following glacial trough (but no shoulder).

In the High Glacial Period the Stoder-Area was filled up to a height of 130 meters by the Steyr-Glacier, the ice of which could not pass the transverse valley of Strumboding. This Steyr-Glacier consisted of four local glaciers: its tongue was always supported by the following local glacier. Compared with the High Glacial ice-retreat in the basin of Windischgarsten and the surface depression there (of the New Push Stade of 90–120 meters), the result of the loss of mass to the next moraines of a New Push in the Stoder-Valley was very similar to the development which took place in the basin of Windischgarsten. Now you can find separated local glaciers (Salzsteig-G., Dietlalm-G., Krumme-Steyr-G., Stegerbach-Glacier) with terminal moraines near the bottom area of the Stoder-Valley (N Baumschlagereith, W Dietlgut, NW Mitterstoder). The Krumme-Steyr-Glacier can be seen as an exception because the greater parts of the New-Push-Endmoraines had been eroded by the great intermitting spring of the Krumme Steyr. On the SE-slope of the Kl. Priel (N Mitterstoder) you can find a Pre-Würmian lateralglacial tillit-Sequence in a 850 m level, 130 meters above the High-Glacial surface of the Steyr-Glacier. This location is probably a preservation of a Riss-Retreat-Stade.

The two-periods-theory of the Würmian Glaciation you can even find in the surrounding periglacial valleys of Hintertambergau and the Teichl-Area. There you can see two sandur-levels (Hauptflur = Niederterrasse, Zwischenflur) that consist of two completely different fluvioglacial materials. The Hauptflur is a series which mainly consist of coarse-gravel forming a Nagelfluh (this is an initial stage of a conglomerate): The gravels of the Zwischenflur are in comparison to the Hauptflur of about double the diameter and unconglomerated. The Zwischenflur ist propably a parallelism to the New Push Stade. This new fluvioglacial series are situated (the accumulation is only 4–7 m) within the High Glacial Formation, which had only been partly eroded (before the New Push to a certain extent: erosion not to the valley-bottom only about 15–20 meters). In the area of the Teichl/Steyr-junction you can find S Pernkopf a Pre-Würmian endmoraine (propably a Riss-Retreat-Stade) which is situated 20 meters above the Hauptflur.

1. Einleitung

Die großangelegte inneralpine Senkungszone von Windischgarsten–Stoder erregte, ähnlich wie das auf der anderen Seite des Toten Gebirges gelegene Hochbecken von Bad Mitterndorf, stets das Interesse von Geomorphologen. Beiden inneralpinen Senkungszone ist eine zur Großformung widersprechende Hydrographie eigen: die Entwässerung geht quer über die E-W-verlaufende Senkungszone ohne einen einheitlichen Flußknoten hinweg. Die Entstehung der Durchbrüche der Steyr (Stoder–Tambergau) oder Pießling verursachen bei den Geomorphologen ähnliches Kopfzerbrechen wie der Salza-Durchbruch am Beispiel des Bad Mitterndorfer Beckens. Die Deutung der beiden Senkungszone als ehemalige (tertiäre) inneralpine Poljenanlagen mit ursprünglich unterirdischer konsequenter Entwässerung zum Hauptvorfluter liegt nahe; freilich läßt sich ein Salza- oder Steyr-Durchbruch als eingestürztes Höhlensystem heute kaum mehr rekonstruieren, zumal beide Durchbrüche im Quartär von Gletschern durchflossen wurden.

Es nimmt nicht wunder, wenn wir von der großen Eisüberdeckung des Mitterndorfer Beckens absehen, daß der ähnliche physiognomische Aufbau der beiden Becken am Rand des Toten-Gebirge-Massivs, unweit des Ennstales gelegen, große Parallelen im Quartär bei der Entstehung des lokalen Eisstromnetzes brachte. Die hohe Gebirgsumrahmung bedingte die Ausbildung großer Lokalgletscher, die bis zum Talboden vorstießen, und auch der Ennsgletscher beschickte beide Becken über Übergänge mit seinen Eismassen (das zum Gesamteisstromnetz zentraler gelegene Becken von Mitterndorf entsprechend mehr). Dieses großmorphologische und glazialmorphologische Grundkonzept war Mitte des vorigen Jahrhunderts in groben Grundzügen bekannt und kam in den ersten diesbezüglichen Arbeiten von A. BÖHM 1885 und A. PENCK 1909 bereits zur Anwendung. Beide waren Physiogeographen, die stets ein Auge auf die Gesamt-Relief-Konfiguration gerichtet hatten. Eine auf das Gebiet lokal eingehende Kartierung kam aber nicht zustande. So ist bis heute die genaue Ausdehnung der Vereisung unbekannt (A. PENCK hielt die mächtigen Moränenwälle im SE Vorderstoder für Endmoränen eines Steyr-Talglatschers, F. ZWITTKOVITS 1963; 60 hielt die mächtigen Moränenwälle, die sich im N Gleinkersee Richtung Roßleithen hinziehen, für Lokalmoränen und schreibt daher, daß es unmöglich ist, eine genaue Ausdehnung des Talglatschers zu rekonstruieren). A. BÖHM beschränkt sich auf eine punktuelle Beschreibung der beobachteten Materialien und auch A. PENCK kommt in seiner groß angelegten Übersichtskartierung über die Beschreibung von Schlüsselstellen und die Erläuterung der Zusammenhänge i. A. nicht hinaus. Von geologischer Seite schenkte man zur damaligen Zeit (auch noch unter G. GEYER, 1913) dem Quartär kaum Beachtung; zu sehr war man mit der Festgesteinsforschung beschäftigt. Die geologischen Spezialkarten

1 : 75.000 (Zone 15 Kol. X sowie Zone 14 Kol. X) sind im Raum der Teichl-Mündung, Loigistal-Vorderstoder, Schweizersberg, Girerkogel N Rading und Gleinkersee-Spital in der Abgrenzung der Quartärauflage äußerst unzuverlässig. Mächtige Moränenauflagen werden immer wieder als Gosau-Mergel und Sandsteine ausgeschieden. Ganz anders zeigt sich dem Kartierenden die östlich anschließende Geologische Spezialkarte (Admont, Zone 15 Kol. XI) aus dem Jahre 1933, bei der sich O. AMPFERER um eine genaue Abgrenzung des Quartärs bemühte und die entsprechend dem Maßstab und der damals nur in Schraffenkarten vorliegenden topographischen Grundlage kaum genauer ausfallen konnte. Sie war dem Verfasser eine brauchbare Hilfe. Die besagten geologischen Spezialkarten sind die einzigen Grundlagen, auf die man zurückgreifen konnte: die Arbeit von F. ZWITTKOVITS (1963; 40–74) bringt für das Quartär wenig Neues und zeigt deutlich, daß die Abgrenzung (s. Tafel VIII) weitgehend aus den bestehenden Spezialkarten übernommen wurde. Aus dem Jahre 1970 stammt ein Neukartierungsbericht von S. PREY (1971; A 58–60), der einiges Augenmerk auch den pleistozänen Bildungen widmete. Seither liegen keine weiteren, das Gebiet betreffende quartärgeologischen Veröffentlichungen vor. Eine schriftliche Anfrage an die Geologische Bundesanstalt Wien ergab keine weiteren Hinweise (Nachricht Nr. 1194–1978/07/11).

Das vorliegende Gebiet erweist sich demnach zum guten Teil in einem Kartierungszustand, der auf Arbeiten der k. u. k. Geolog. Reichsanstalt zurückgeht. Der Verfasser entschloß sich daher die 1976 kartierten Schlüsselstellen, die bereits eine wesentliche Interpretationserweiterung zeigten, 1978 zu einer Gesamtkartierung (Basis: M 1 : 25.000) zusammenzufassen. Eine große Kartierungshilfe waren die zahlreichen neu angelegten Forstaufschließungswege sowie auf Blatt ÖK 99 die große Verlässlichkeit der Festgesteinsabgrenzung von O. AMPFERER. Ohne diese Infrastruktur hätte die Kartierung im letzten Jahr nicht abgeschlossen werden können. Die Umgebung dieses Raumes ist kartierungsmäßig wesentlich besser aufgeschlossen: es ist dies vor allem ein Verdienst von D. v. HUSEN (1968 und 1975).

2. Die allochthone Vereisung des Beckens von Windischgarsten

2.1. Der Raum Pyhrnpaß–Wurzer Alm–Spital a. P.–Pyhrngasgatterl–Bosruck

Im Raum Pyhrnpaß waren keine deutlichen Eisrandmarken aufzufinden. Auf der Schmiedalm findet sich in 1305 m ein durch Kryoplanation beeinflusster Wall, der leider wenig aufgeschlossen ist und daher noch mit einem Fragezeichen versehen wurde. Soweit man aus der Anordnung der Lesesteine herausfinden konnte, dürfte es sich um eine Ufermoräne handeln. Die Höhenlage würde recht gut in die von D. v. HUSEN (1968; Abb. 2) allgemein konstatierte Ennsgletscher-Oberfläche von 1300 m für diesen Raum passen. Der gut ernährte Teichl-Gletscher (Wurzer Alm 1370 m) stürzte demnach keinesfalls Richtung Pyhrnpaß ab, er legte sich auf die Ferneis-Oberfläche mehr oder weniger darauf. Die in der Spezialkarte eingetragene größere Moränenansammlung Richtung Hintersteinermoos erwies sich als unrichtig. Eine neu erbaute Forstaufschließungsstraße (1120 m, NW Draxlanger) zeigt Tonschiefer, der bis zu 2 m unter der Oberfläche zu kolluvialem Lehm verwittert ist. Vereinzelt auf diesen vom Hangenden herabgeglittene Kalkgerölle dürften jene Mißdeutung bewirkt haben. Durch den jüngsten Standseilbahnbau ist die Linie Wurzer

Alm-Talstation gut aufgeschlossen. Sie zeigt in der unteren Hälfte mächtige spätglaziale Moränenansammlungen, verursacht durch den vom Warscheneck über die Wurzer Alm herabgeglittenen Teichl-Gletscher. Die obere Hälfte ist vor allem von Schutt erfüllt, der in mächtigen Strömen vom Wurzener Kampl denudativ abgelagert wurde. Eine eindrucksvolle Bergsturzlandschaft mit Blöcken in Einfamilienhausgröße zeigt sich „In der Höll“, wobei das Hauptabrißgebiet die Stubwieswipfelwand darstellt; vereinzelte Großblöcke dürften auch von der glazial unterschrittenen Schwarzeckwand stammen.

Das Pyhrntal (Teichtal zwischen der Wurzer Alm-Talstation/Pflegerteich und Spital a. P.) ist besonders reich an Bergsturz-Depots, verursacht durch zahlreiche Gesteinsabrisse aus der Westwand, wobei es eher danach aussieht, daß nicht Gleitungen en bloc vorherrschen, sondern eher Abgrusungen und Schuttströme in kleinen, aber postglazial ständig anhaltenden Massenbewegungen. Dies gilt zu einem geringeren Ausmaße auch für die Bosruck-Wand SE Pflegerteich. Die Karte differenziert zwischen Hangschuttströmen, Blockwerk- und Geröllkumulierung sowie einer Bergsturzmasse mit Großblöcken. Die jeweils dazugehörigen Abrißnischen finden sich E Schmiedalm, N Lofermauern, Mittagsmauer und in der Schwarzenbergwand. Das bedeutendste Depot liegt im Raum St. Leonhard, wobei die Möglichkeit einer spätglazialen Anschoppung als Blockmoräne offenbleibt. Die in der Spezialkarte als Schiefer eingetragene Basis der Pyhrntal-Westflanke dürfte in etwa den Tatsachen entsprechen und unterlagert die vom Hangenden herabgeglittenen Gesteinsmassen. Fehlende Güterwege erschweren die Feldkartierung. Man kann damit rechnen, daß der in Kürze einsetzende Pyhrn-Autobahnbau einen guten Einblick in die Basis der Pyhrntal-Westflanke gewähren wird. Daß in der Pyhrntal-Furche keine Ufermoränengürtel anzutreffen waren, war auf Grund der Eiseinengung und der Steilheit der Hänge zu erwarten. Die einzige Stelle, von der sich der Autor möglicherweise etwas versprach, war die Hangleiste NNE Schmiedalm (Kluftwald): es konnten aber keine weiteren Zeugen ausgemacht werden. Um welche Würm-Endmoränen es sich in der Übersichtskartierung laut Tafel VIII von F. ZWITTKOVITS (1963; 74 f.) handelt, mußte unbeantwortet bleiben. Die aktive postglaziale Hangentwicklung zerstörte offenbar jene wenigen Zeugen von Ufermoränen, die vielleicht nach dem Eisrückgang da und dort vorhanden waren. Heute zeigen sich die Hänge zu beiden Seiten des Pyhrntales weitgehend stabil, wobei die geschlossene Waldbedeckung maßgeblichen Anteil hat. Aktualmorphologische Zonen finden sich lediglich am Fuße der Wände (Bosruck-Mauer, Lofermauern, Mittagsmauer), wobei einzelne Blöcke tief in den Wald vorstoßen.

Im östlich anschließenden Klammbach-Tal ändert sich die glazialmorphologische Situation schlagartig. Ein guter Teil dieses, zum Eisstrom in Sackgassenfunktion befindlichen Tales ist nun von mächtigen Moränen-Ansammlungen bestimmt. Dies betrifft auch Stellen wie das Pyhrngasgatterl (einschließlich der außerhalb der Kartierungsgrenze liegenden Fortsetzung im SE), deren mächtige Lokalmoränenansammlung man nur sehr schwer erklären kann. Hauptliefergebiet war wohl das Kargebiet zwischen Gr. Pyhrngas und Scheiblingstein. Die große Moränenmaterialanschoppung wird nur zu erklären sein, daß in diesem Raum der hochglaziale Ennsgletscher noch die 1200-m-Marke erreichte. Ein Reiß-Ennsgletscher hat das Pyhrngasgatterl sicherlich überflossen. Der durch den Arlingalm-Güterweg gut aufgeschlossene Hang N Karleck zeigt eine mächtige Hangverkleidung, die, wenn es ein zuordnendes Einzugsgebiet gäbe, vom Aufschluß-Habitus durchaus auch als Lokalmoräne zu verstehen wäre. Im Fall Mausmayralm gibt es ein Hintergehänge, das eine mächtige Lokalmoränenanschoppung erlaubte, unterstützt durch den Gegenstau des hier in ca. 1200 m

Höhe endenden hochglazialen Pyhrngletschers. Im Bereich des Ochsenwaldalmbodens liegt eine sehr schöne hochglaziale Endmoränensituation vor (Abb. 1 a, b). Die Flur, auf der die Hütte steht, besteht aus Schluffen, die einer Eisrandlacken-Fazies entsprechen, wobei die von der Arlingalm herunterkommenden Gerinne bzw. transportierten Gerölle eine reine Bänderschluffentwicklung nicht erlaubt haben. Westlich dieser Flur beginnt dann ein riesiger, durchschnittlich 80 m hoher Endmoränenwall, der durch Kryoplanation und Vieh-



Abb. 1 a: Blick vom Hang SW Bosruckhütte Richtung Ochsenwaldalm. Die Hütte steht auf der schluffigen Flur der Eisrandlackenfazies; dahinter die mächtige hochglaziale Endmoränenwallanlage (siehe Abb. 1 b). Im Hintergrund das Stubwieswipfelplateau des östlichen Warschenecks.



Abb. 1 b: Die zu Abb. 1 a umgekehrte Blickrichtung zum Moränenwall, der das Klammbach-Hochtal absperrt, nun vom Zungenbecken der seitlichen Einlappung des Pyhrn-Ferneises aus gesehen. So mächtige Moränenwälle konnten sich nur in Sackgassenfunktion bilden.

gangln sowie dem Klamm bach-Durchbruch etwas beeinflußt ist. Reste finden sich auch noch nördlich des Baches an der Lugkogel-Flanke. Die Hauptmasse der Geschiebe dieses mächtigen Moränenwalls hat gegenüber den Pyhr gasgatterl-Geschieben einen deutlich größeren Rundungsgrad, obwohl offenbar viel Material von der Bosruckwand mittransportiert wurde. Vereinzelt finden sich exotische Geschiebe. Als Abschluß dieser sehr schönen glazialen Serie zeigt sich Richtung Stiftsreut und Wirtsreut eine ausgedehnte schluffige Grundmoränenlandschaft, die diesem kleinen Seitental-Zungenbecken entspricht.

2.2. Das Gebiet östlich der Edelbach-Furche

Es handelt sich hier um das Gebiet, das von O. AMPFERER in der Spezialkarte in der Festgesteinsabgrenzung, wie sich herausstellte, sehr gewissenhaft kartiert wurde. Als einzige von O. AMPFERER nicht gefundene Moränen-Situation konnte vom Verfasser die Endmoränenwallanlage in 1010 m W Sonnleitner-Reut als wesentliche hochglaziale Eisrandmarke ausfindig gemacht werden. Die übrigen Moränenvorkommen sind, so genau es eben in einer Schraffenkarte möglich war, auch von O. AMPFERER konstatiert.

Eine überaus mächtige Moränenentwicklung liegt im Hasenberg-Finstertalgebiet vor. Der vom Großen Pyhr gas herabkommende Finstertalgletscher stieß in ca. 1000 m auf die Pyhrngletschermasse, die durch die Endmoränenwallanlage SE Korner und die oben erwähnte neu entdeckte Endmoräne W Sonnleitner Reut eindeutig identifiziert ist. Der Hasenberg-Forstaufschließungsweg (die direkte, in der Karte eingezeichnete Verbindung zum Finstertal wurde aufgelassen: heute führt eine neuerrichtete Schleife über Sonnleitner Reut) zeigt sehr deutlich den Übergang der Moränen, die dem Hauptgletscher zuzuordnen sind (die Geschiebe sind auffallend gut gerundet in einer sandigen Matrix) zu den Lokalgletscher-Moränen, die sich ab der 1000-m-Höhenmarke mit deutlich kantigeren Geschiebeannteilen in einer kiesigen Matrix von den Ferneis-Moränen abgrenzen. Die 800-m-Flur E Gasthof Grünau ist eine sandig-kiesige Eisrandentwicklung eines Rückzugsstandes.

Die wichtige hochglaziale Marke W Sonnleitner Reut (1010 m) läßt sich unterhalb der Rodungsinsel des Gasthofs Pyhr gasblick nicht verfolgen, der Hang war offensichtlich zu steil. Hier setzen die Moränen gut 100 m unterhalb der hochglazial zu erwartenden Marke auf den Rodungsinseln Vorleiten, Hochbrandner und Pramfeld ein; sie sind vielleicht Moränenaufgaben eines neuerlichen jüngeren Vorstoßes, der an anderer Stelle viel genauer verfolgt werden konnte. Erst an der Pyhr gasblick-Straße kann man die Moränenverkleidung wieder bis 960 m verfolgen. Von der Geomorphologie her zeigen sich hier einige Wallformen, die nicht genauer aufgeschlossen sind. Da aber ein Herauspräparieren durch Gerinne der Oberweng-Flanke (es fehlt ein nennenswertes Einzugsgebiet) zur Formung dieser Wälle nicht ausreicht, wurde diese Konfiguration, die sicherlich im unteren Teil fluviatil beeinflußt wurde, in der Karte als Wallform berücksichtigt. Das anschließende Gebiet wird glazialmorphologisch sehr unübersichtlich, da nun die hochglaziale Moränenentwicklung von zwei größeren Lokalgletschern beeinflußt wird (Goslitzbach- und Winklbachgletscher). Sie sind sicherlich die Hauptlieferanten der großen Moränenmaterialansammlung im Raum Fahrenberg. Die in der Karte als Tillit ausgeschiedenen Festgesteinsüberdeckungen zeigen an, daß diese Materialien älter als Würm sein dürften (Riß?) und die beiden Lokalgletscher einmal sogar aus ihren Talungen überflossen. Die von O. AMPFERER als Breccie ausgeschiedenen Streifen (NE Sonnleitner Reut, Unterrannerreut und E Winkl, z. T. allochthone

Auflagen auf Tongesteinen) sind nach Ansicht des Verfassers als Tillite zu interpretieren, die diesen überflossenen Lokalglutschern zuzuordnen sind. Als Breccie bzw. autochthone Schuttauflage müßte sich ein zuzuordnendes Hintergehänge finden lassen, das hier gänzlich fehlt.

Wenn wir die bislang rekonstruierte Ostabdachung des hochglazialen Pyhrngletschers miteinbeziehen (Ochsenwaldalm 1160 m, W Sonnleitner Reut 1010 m, Oberweng 960 m), so wäre im Raum Mitterweng eine Endmoräne in ca. 810 m zu erwarten. Tatsächlich steht Gütl am Pichl auf einem geringmächtigen Endmoränenwall, der als schluffige Schottermoräne ausgebildet ist. Östlich und westlich der Wallform beginnt sofort der Schiefer. Der in der ÖK 99 eingezeichnete aufgelassene Aufschluß NE Gütl am Pichl zeigt keinerlei Moränenmaterial und erreicht nach wenigen Metern Tiefe das Anstehende. Im Raum Mattersriegel finden sich zwei weitere Moränenreste. Die nächsten Moränenmarken plombieren das Relief zu beiden Seiten des Froatgrabens (im E ziemlich mächtig). Sie passen mit der 760-m-Obergrenze sehr gut in das Gesamtabdachungsverhältnis. Eine sehr schön erhalten gebliebene hochglaziale Endmoränensituation zeigt sich bei der Ausbuchtung des Pyhrngletschers ins Dambachtal, wo im Bereich Windhag sowie jenseits des Höllbaches (am Fuße der Muttlings-Materialeisbahn) sich ein 60 m hoher Endmoränenwall angeschoppt hat. Sein First liegt in 740 m Höhe. E Rosenau stoßen wir wieder auf eine Moränenanlage großer Mächtigkeit. Es ist der Dambachgletscher, der im Laglalm-Kar, dem größten Kar der Haller Mauern, ein gutes Nährgebiet hatte und an seinem Ende, noch vor Rosenau, mindestens fünf Moränenwallgenerationen anschoppte. Die dicht gepackten Geschiebe haben für einen Lokalgletscher einen beachtlichen Rundungsgrad. Im Dambachtal selbst finden sich nur mehr im hinteren Bereich an der Forstaufschließungsstraße, die über Leopolden und Schwarzkogel Richtung Winkl führt, an der westlichen Flanke sowie gegenüber (auf der Inselbacheralm) Seitenmoränenreste. Die großen Murenkegel im Dambachtal bestehen sicherlich zu einem guten Teil aus den lateralglazial gebildeten ehemaligen Staukörper-Materialien, die offenbar im Postglazial fein säuberlich ausgeräumt wurden. Der gleiche Effekt zeigt sich im benachbarten Winkler Tal. Hier liegen an der Südflanke Seitenmoränen, wobei die mächtige Moränenansammlung W Pramkogelhütte, dadurch, daß eine tillitartige Verfestigung sowie ein Hinaufreichen bis über 1100 m vorliegt, eher einem präwürmzeitlichen Stand zuzuordnen ist.

Zusammenfassend muß man feststellen, daß die Kartierung der Moränen im E der Edlbachfurche sehr genaue hochglaziale Eisrandmarken lieferte, die ein sehr schönes Abdachungsverhältnis ergeben. Für den Glazialmorphologen nicht ganz einsichtig sind die auch seitlich recht scharfen Abgrenzungen zum Festgestein, insbesondere bei den Schiefen. Sanfte, kontinuierliche Übergänge mit einer allmählich abnehmenden Geschiebestreu sind selten. Auf größeren Hangneigungen fehlen Moränen gänzlich, sofern sie nicht tillitartig verfestigt sind. Es scheint, daß die an der Oberfläche tiefgründig verwitternden Schiefer besonders mobile solifluidale Unterlagen ergaben, die auch die von der linearen Erosion verschonten Moränenauflagen flächenmäßig erfaßten und in die postglazial aufgefüllten Talungen wandern ließen. Der zwischen dem Edlbach und dem Teichl-Bach gelegene Mitterberg der Gleinkerau ist das eindrucksvollste Beispiel. Flächenhafte Moränenüberzüge fehlen hier gänzlich, sogar Erratika sind selten. Warum hier in Sporn-, Rückfallkuppen- und Hangleistensituationen auch wenig allochthones Material zu finden ist, muß unbeantwortet bleiben. Einen gewissen negativen Einfluß wird auch die Frontstellung des Wurberges bewirkt haben, der vom Pyhrngletscher nur mehr geringmächtig überflossen wurde.

Im Lee des Garstner Ecks gibt es hingegen eine mächtige Grundmoränenaufgabe, die sich bis Windischgarsten hinzieht.

2.3. Das Gebiet westlich der Edlbach-Furche bis zur Pießling

Dieses Gebiet beherbergt einige der schönsten Zeugen der eiszeitlichen Hinterlassenschaft des inneralpinen Ostalpenraumes. Endmoränen, mit z. T. noch spitzen Firsten und in einigen Zehner Meter Mächtigkeit, lassen sich nahezu die gesamte Westflanke der Pyhrn-Ferneismasse entlang verfolgen. Wenn wir uns fragen, warum die Moränengürtel hier mächtiger und geschlossener vorliegen als an der östlichen Ferneisflanke, so ist das größere kalkalpine Hinterland und die geringere Zerfurchung durch Sekundärtäler dafür verantwortlich zu machen. Wenn Sekundärtäler auftreten, dann sind sie im Gegensatz zum Osten alle Hochtäler (Teichl/Wurzer Alm, Rosental, Seetal). Das östliche Warscheneck-Gebiet war vor allem über das Teichl-Hochtal (Wurzer Alm) ein großer Geschiebelieferant. Die Materialien lagerten sich an der linken Ferneismasse an, wo sie lateralglazial mitgeführt wurden. Ein Anstauen als Seitenmoräne konnte erst nach der Pyhrntal-Engstelle erfolgen, sobald sich das Ferneis im Becken von Windischgarsten ausbreiten konnte. Tatsächlich beginnen ab Aibreith (2 km NW Spital a. P.) in 920 m Höhe Moränen die Hangschrüntenentwicklung der östlichen Seespitz-Mauern abzulösen, die sich bald zu einem mächtigen, vom Hintergehänge sich abhebenden Wall formen. Der höchste Scheitel liegt genau in 900 m – eine hochglaziale Eisrandmarke, die sehr gut zum östlichen Gegenüber im Raum Oberweg paßt (Wall NE Sonnleiten: 880 m). Die Materialien sind fast ausschließlich eng gepackte, kantengerundete Dachsteinkalk-Geschiebe in Dezimetergröße. Diese mächtige Wallanlage, die sich Richtung Gleinkersee hinzieht, ist durch eine gerade in Bau befindliche Forstaufschließungsstraße (Aibreith–Gleinkersee/Straßenkehre) hervorragend aufgeschlossen – sie wurde in der Karte ergänzt – und ist als glazialmorphologisches Schulbeispiel bei Exkursionen zu empfehlen. Im N des Gleinkersees ist beim Eingang des Seebach-Durchbruchs durch die junge Parkplatz-Erweiterung der Wall sehr gut aufgeschlossen (Abb. 2), und man darf hoffen, daß der lehrreiche Aufschluß nicht sobald rekultiviert wird. Er widerlegt eindeutig die Auffassung von F. ZWITTKOVITS (1963; 60 und Tafel VIII), daß die mächtigen Wallanlagen N Gleinkersee vom Gleinkersee-Gletscher stammen. Der Aufschluß läßt deutlich die hochglaziale Eisrandentwicklung durch das Andeuten einer Schütungsrichtung erkennen, die zum Gleinkersee hin gerichtet ist. Man sieht hier aus der Tatsache, daß exotische Geschiebe fehlen, sehr deutlich, daß dies noch kein Grund ist, einen Moränenwall als lokal einzustufen. Der Rundungsgrad der Geschiebe hat, wie auch aus Abb. 2 entnommen werden kann, mit wachsender Entfernung vom seitlichen Zuliefergebiet bereits beachtlich zugenommen und ist gleichfalls ein Hinweis, daß diese Materialien einer Lokalmoräne nicht entsprechen. Jenseits des Seebach-Durchbruchs setzt sich der hochglaziale Wall bei den Wochenendhäusern N Tommerl Richtung Pießling-Ursprung fort, wo er von den Pießling-Karstwässern unterbrochen wurde. Wie G. GEYER in der Spezialkarte hier Gosau eintragen konnte ist unerklärlich. Bei der Koglerhütte erreicht der First der Moräne noch die 800-m-Marke, eine Höhe, die die Ferneismasse am Aufprall gegen den 1,5 km entfernten Schweizersberg ebenfalls erlangte. Die hochglaziale Auslappung Richtung Vorderstoder ist dadurch, daß der Retschitzbach postglazial viel ausräumte, nicht eindeutig zu erkennen: so wurde die Kernhof-Moränenaufgabe durch das Auffinden



Abb. 2: Aufschluß des hochglazialen Endmoränengürtels beim Parkplatz Gleinkersee, Blickrichtung E. Die Eisrandentwicklung zeigt deutlich einfallende Schichten, die zum Gleinkersee hin gerichtet sind. Die Materialien gehören so nachweislich zum Pyhrn-Ferneis und nicht zum Gleinkersee-Lokalgletscher.

von fremden Geschieben dem „Ferneis“ zugeordnet, die Moränenauflage Michl im Hof (800 m) dadurch, daß solche fehlten, nicht näher definiert. Für eine Lokalmoräne sind die Geschiebe nach Ansicht des Kartierenden zu sehr zugerundet.

Am Schweizersberg hat der Rundungsgrad der Geschiebe bereits ein Stadium erreicht, daß man im Bereich S Stummer von einer Schottermoräne sprechen kann. Diese Eisstaukörper, die keinen rechten First erkennen lassen, sind gänzlich unverfestigt und in der bisher buntesten Zusammensetzung (Abb. 3 a, b). Es fällt auf, daß im Bereich Gschwandt die sandig-kiesige Matrix im Verhältnis zu den gerundeten Geschieben zunimmt. Gewisse Ansätze von Wallformen lassen sich am Schweizersberg erkennen: es läßt sich aber schwer abschätzen, inwieweit die durch Ackerbau (früher noch viel intensiver als heute) genutzte Moränenauflage nicht nur einer natürlichen Kryoplanation, sondern auch einer Einebnung durch den Menschen ausgesetzt war. Es zeigt sich, daß der Mensch nicht nur die kleinklimatische günstige Südauslage, sondern auch die fruchtbareren sandig-kiesigen Moränenböden zu nutzen verstand: just dort, wo der unterlagernde Schiefer zutage tritt, hat der Mensch den Wald stehengelassen. Dadurch, daß die allochthone Auflage sich von der Schiefer-Basis am Schweizersberg so schön abhebt, ist dieses Gebiet für die glazialmorphologische Lehre ein besonders geeignetes Exkursionsgebiet. Die höchsten Kuppen des Schweizersberges (Abb. 4) sowie die NW-Abdachung sind vollkommen frei von fremden Geschieben. Hier zeigt sich wieder das Prinzip, daß sich auf dem geneigten Schiefer eine allochthone Lockergesteinsauflage nicht hält – im Bereich Stummer/Berger muß dieser vom hochglazialen Eis überflossen worden sein. Wenn auch hier (wie beim Mitterberg der Gleinkerau vermutet) durch den „Lee-Effekt“ Geschiebe jenseits der Front fehlen, so beweist der mächtige Moränenwall WSW Eckbauer die hochglaziale Ferneis-Einlappung über Pießling (Abb. 6).



Abb. 3 a/b: Unverfestigte hochglaziale Moränenauflage am Schweizersberg bei Gschwandt (780 m), die beweist, daß die hochglaziale Grenze hier noch die 800-m-Marke erreichte. Bild 3 b zeigt von der sandig-kiesigen Matrix aussortierte Geschiebeanteile mit beachtlichem Rundungsgrad. Exotische Geschiebe fehlten; die Petrovarianz ist mit der Gesteinswelt des Beckens von Windischgarsten in Einklang zu bringen.



Abb. 4: Blick über die hochglaziale Eisrandentwicklung am Schweizersberg zum Gehöft Stummer. Erst die im Hintergrund gelegenen Kuppen sind aus anstehendem Schiefer aufgebaut und beweisen in der dazwischenliegenden Einsattelung, daß hier der Schweizersberg vom hochglazialen Eis noch gerade überflossen wurde. Deutliche Wallsituationen fehlen.

Die hier geradezu als Schulbeispiel zu rekonstruierende hochglaziale Grenze der westlichen Ferneis-Bucht erhält aber ihren besonderen Akzent durch einen zweiten inneren Moränengürtel, der sich ziemlich geschlossen verfolgen läßt und (von S nach N) 90 bis 120 m unterhalb des hochglazialen Wallgürtels zu liegen kommt. Dieser neuerliche Vorstoß zeigt sich als Wallanlage ab der oberen Kehre der Gleinkersee-Straße. Der Seebach durchfließt demnach ein sehr gediegenes Moränengelände: zuerst durchbricht er den hochglazialen Hauptwall und wird dann vom inneren Wallgürtel nach NW abgelenkt, der sich in zwei hintereinander geschaltete Wälle gliedert (in der Karte nicht extra ausgeschieden). Der Bach kommt zwischen den beiden Wallgenerationen des neuerlichen Vorstoßes zu liegen. Es sind wunderbare Exemplare einer überlieferten eiszeitlichen Hinterlassenschaft mit Firsten, deren Zuspitzung den schönsten hochalpinen rezenten Wallformationen kaum nachstehen. Hier fragt sich der Geomorphologe, wo die postglazialen kryoplanatorischen Kräfte geblieben sind. Beim Wanderwegkreuz (W Erlerkapelle) durchbricht schließlich der Seebach den innersten Wall Richtung N. Der Richtung Roßleithen führende Weg bleibt zwischen den beiden Wällen. Dieser innere Wallgürtel wird vor Roßleithen von einem weiteren Gerinne durchbrochen, biegt noch vor der Pießling Richtung N um und zieht sich über den flachen Wall Kote 706 (mit einem nach NW vorgelagerten Sander-Vorfeld, das, wie sich an Prallhängen der Pießling zeigt, einer Schieferplatte geringmächtig aufliegt) Richtung Schweizersberg, wo er als Staukörper bis Gallbrunn zu verfolgen ist. Nach einer Unterbrechung durch zwei Quellabflüsse, die ihr Wasser von der Speicherfähigkeit der hochglazialen Schweizersberg-Auflage beziehen und in 740 m im anstehenden Schiefer ihren Vorfluter haben, setzt sich der innere Wallgürtel im Staukörper bei Wahlführer (nahe Transformator) fort. Auf dem steilen Gelände zwischen Berger und der Dambach-Mündung hat sich die Quartärauflage nicht halten können. Wie sich im nächsten Abschnitt zeigen wird, findet dieser innere Moränengürtel eines neuerlichen ausgedehnten Vorstoßes im Teilbecken von Windischgarsten-Rading eine besonders eindrucksvolle Fortsetzung – mächtige talabsperrende Wallkörper, die A. PENCK (1909; 205-Tafel), aber auch noch F. ZWITTKOVITS (1963; Tafel VIII) für das hochglaziale Gletscherende hielten. Die innerhalb des inneren Wallgürtels gelegenen Grundmoränen und Eisrandbildungen des glazialen Zerfallgebiets sind durch einen hohen Anteil einer sandigen Matrix charakterisiert. Die reichliche Ackerbautätigkeit läßt kaum Aufschlüsse entstehen – auch aus der Befragung von Bauern über Kelleraushübe kann man kaum Genaueres erfahren. Die feldkartierungsmäßig angesetzte Festgesteinsabgrenzung könnte zur Teichl hin da und dort durch neue Aufschlußtätigkeit noch einer Korrektur unterzogen werden. Der Kartierende schuf sich dahingehend Richtlinien, daß lehmige Böden, die kolluvial aufgefaßt wurden, als Festgestein (Schiefer) ausgeschieden wurden.

2.4. Das Gebiet Windischgarsten–Rading bis zum Hinteren Rettenbach

Nördlich des Garstner Ecks beginnt, wenn wir die Talungen des Teichl- und Edlbachs als aufgefüllte Furchen bezeichnen, das eigentliche zentrale Zungenbecken mit zwei eigenartigen kegelförmigen Aufragungen als Mitterberge (Gunst 787 m und Kalvarienberg 667 m), die sich in der selektiven Eiserosion als Härtlinge erwiesen, wobei die steil einfallenden Karbonatgesteine des Gunst eine besondere Rolle spielten. Der Mitterberg der Gleinkerau zeigt mit seinen markanten Aufragungen (Wurberg und Garstner Eck) sehr

deutlich, daß auch ein gering metamorpher Schiefer sich der Eiserosion beachtlich entgegenstellt. Es ist nach jüngster Lehrmeinung auch bekannt, daß eine weit unter der Firnlinie abschmelzende Eismasse durch den Schmelzwasserreichtum (der z. T. unter hydrostatischem Druck steht) eher selektiv als ausbügelnd wirkt. Die lineare Anordnung der Teichl-Furche sowie der Edlbach-Furche spricht sehr dafür, daß hier tektonisch bedingte Lineamente vorliegen, an deren Schwächezonen der subaquatische Eiserosionsmechanismus selektiv arbeiten konnte.

Gleich nördlich des Garstner Ecks beginnt im Schutze der WSW-ESE-verlaufenden Barriere eine mächtige Grundmoränenlandschaft, die sich bis zum Dambach-Schwemmkegel hinzieht. Gut gerundete Geschiebe, meist helle Kalke oder Dolomite, liegen in einer sandig bis schluffigen Matrix. Es fällt auf – das gilt für das gesamte Becken –, daß Geschiebe aus Schiefermaterial nahezu fehlen, obwohl sie hier gesteinsmäßig eine dominierende Rolle spielen. Es hat den Anschein, daß diese geringmetamorphen Sand- und Tongesteine der Gosau beim Eistransport völlig zerrieben wurden und, wenn sie nicht als schluffiges Bindemittel an Moränenansammlungen gebunden sind, von den Schmelzwässern als feine Trübe deportiert wurden. Bei der mächtigen Moränenanhäufung beim Stummerhof ist eine spätglaziale Endmoränensituation nicht auszuschließen.

Neben diesen Grundmoränenkuppen zwischen Garstner Eck und dem Dambach-Schwemmkegel sind im zentralen Zungenbecken noch zwei weitere quartärgeologische Einheiten abzugrenzen. Zum einen der große Salzabach-Schwemmkegel von Mayrwinkel, der nach Rückzug des Eises vom inneren Moränengürtel die gesamte östliche Radingbucht ausfüllte, wobei zwei Rückzugs-Moränenwälle aus der fluviatilen Aufschüttung herausragen. Die NW des Kalvarienbergs errichtete Müldeponie läßt heute keinen tiefer reichenden Einblick zu, wobei es den Anschein hat, daß hier ein weiterer Rückzugswall vorlag. Der Dambach selbst schuf einen breiten Schwemmkegel, der sich SW Windischgarsten in einem Halbbrund von den Moränen, auf dem u. a. der Bahnhof steht, klar abgrenzt. Die Terrasse N Jörgl zeigt an, daß der Schwemmkegel hinter der Eggelhof-Moräne etwas nach SE vorgriff und die postglaziale Bachverwilderung sich in dieser etwas einschneidet. Zwischen diesen Grundmoränenauftragungen und Schwemmkegelaufschüttungen blieben im Postglazial seichte Seen, die als biosedimentologische Zungenbeckenauffüllungen bis heute verlandeten. Es sind dies vor allem zwei größere Moorflächen im N und S des Dambach-Schwemmkegels (Mooswiesen Eggelhof und Rading), auf denen auch Torf gestochen wurde. Ein guter Teil der Edlbach-Furche S Dörfel dürfte einer ähnlichen Verlandung entsprechen.

Die eindrucksvollsten glazialmorphologischen Formen zeigen sich – an Schulbeispielen dem Seebach-Gebiet kaum nachstehend – im peripheren Bereich dieses zentralen Zungenbeckens. Es sind dies wieder Zeugen eines äußeren und inneren Moränengürtels, die die Nordbegrenzung zweier markanter Stände der Pyhrn-Ferneismasse eindeutig rekonstruieren lassen.

Der innere Moränenwall einer neuerlichen prägnanten Vorstoßphase vor dem allgemein einsetzenden glazialen Zerfall (zeitlich vermutlich an der Wende Hochglazial/Spätglazial) findet seine Fortsetzung nach den Staukörpern Wahlführer (660 m) in der 2,5 km entfernten Endmoränen-Wallanlage NW Leeb, die die Rading-Bucht zusätzlich akzentuiert. Das Eis dieses neuerlichen Vorstoßes stieß dann an die steile Flanke des von einem Einschnitt Richtung Rettenbach getrennten Radingbergzuges, wo sich auch Moränenmaterial verfring und hinterließ auch am Fuß des Girkkogels einen Eisstaukörper. Der markante

Gunst-Mitterberg (787 m) bewirkte nun eine Zerteilung des Eises, das so in zwei Lappen in die östliche und westliche Rading-Bucht vorzudringen genötigt war und im Schutz des Gunst-Berges eine mächtige Mittelmoränenserie hinterließ (Rumpelmayr) und den Staukörper Gschwandner bewirkte. Die Moränenansammlungen am Fuß des Sonnwendkogels sind, da die Moränenverkleidung stellenweise bis über den markierten Wanderweg (in 700 m) hinaufreicht, sicherlich auch auf herabgeglittenes hochglaziales Material zurückzuführen. Die gleiche Unsicherheit ergibt sich an der südlichen Flanke des Wurbauerkogels (E Windischgarsten), wo die Moränenverkleidung bis zur 700-m-Marke hinaufreicht; zu hoch für den neuen Hochstand, zu nieder für die hochglaziale Eisgrenze, die in der Endmoränensituation Windhag-Knirsch ja gesichert ist. Daß der Salzabach-Schwemmkegel im Mayrwinkel die glaziale Hinterlassenschaft ausräumte, ist selbstverständlich, es ist aber nicht leicht einzusehen, warum die nicht allzu steile westliche Wurbauerkogel-Flanke (gegenüber Kalvarienberg) nur am Hangfuß Moränenmaterial vermuten läßt, im übrigen das Anstehende bis zum Bad zu verfolgen ist. Von dieser einen Lücke abgesehen, ließ sich der innere Endmoränengürtel in diesem Gebiet geschlossen verfolgen und zeigte vor allem in der mächtigen Wall- und Staukörperanlage Rumpelmayr-Gschwandner sowie im großen Endmoränenwall NW Leeb eindrucksvoll, daß es sich hierbei nicht um einen gewöhnlichen hochstandnahen Rückzugshalt, sondern um eine prägnante Vorstoßperiode handelt (Abb. 5). Die Geschiebe der Moränen sind in allen Fällen gut gerundet, oft in einer schluffigen Matrix und können stellenweise als Schottermoräne angesprochen werden. Exotische Geschiebe konnten nicht gefunden werden.

Die überaus große glazialmorphologische Wertigkeit dieses Gebietes liegt in der Tatsache, daß auch der hochglaziale Eisrand überliefert ist. Das Pyhrn-Ferneis drang deutlich sichtbar über Pießling ein und hinterließ WSW Eckbauer eine mächtige Moränenwallan-



Abb. 5: Die Endmoränenwallanlage des „Inneren Wallgürtels“ am Nordfuß des Schweizerberges versperrt NW Teichlbrücke/Leeb nahezu die gesamte Teichlfurche. Die gewaltige Moränenanschoppung beweist, daß es sich hier, gut 3 km vom hochglazialen Gletscherende entfernt, um eine beträchtliche neuerliche Vorstoßphase handeln muß. Blick vom Schweizersberg/Gehöft Berger Richtung N.

lage (Abb. 6). Ein Rückzugswall zeigt sich NW Stückl. Im Teichtal zeigt sich, wie sehr das Hintergehänge für den Erhalt dieser eiszeitlichen Hinterlassenschaft maßgeblich ist. Während die linke Flanke nicht nur durch die drei Schmeißerkogel-Bäche, sondern auch S Gradau (die Tamberg-Straße hat hier östlich der alten eine neue Auffahrt, wodurch der Hang gut aufgeschlossen ist) völlig frei von fremden Geschieben ist, zeigt sich nördlich der Teichl bis zur Mündung des Ht. Rettenbaches ein ausgedehntes Endmoränen-Gelände. Der äußerste vorgeschobene Wall reicht bis zur Eisenbahnbrücke und wurde oberflächenmäßig möglicherweise durch den Bahnbau etwas beeinflusst. Die gegenüber dem inneren Moränengürtel gut 120 m höher gelegene Oberfläche des Ferneises bewirkte somit, daß sich die Endmoräne Stummergut gegenüber der Wallanlage NW Leeb um 4 km talauswärts vorschoben konnte; ein Betrag, der sehr gut in das Gesamtabdachungsverhältnis der Eismasse paßt.



Abb. 6: Die Endmoränenwall-Anlage SW Eckbauer entspricht der hochglazialen Einbuchtung der Pyhrn-Ferneismasse von der Teichlfurche aus ins Pießlingtal. Die Flur im Vordergrund ist ein Sandervorfeld eines Rückzughalts beim Gehöft Stückl. Blick von Stückl Richtung S.

Im W des Bahnhofs Pießling/Vorderstoder zeigen sich trotz Eisenbahnbau und Planation durch Ackerbau drei sanfte Wallsituationen in einem schönen Halbrund, wovon der äußerste der ausgeprägteste ist (Abb. 7). Auf dem zweiten steht nach einer Unterbrechung durch den Bahnkörper das Gehöft Zick, der dritte liegt beim Fußweg Richtung Hinterrettenbach. An der Radingberg-Flanke konnten sich keine Geschiebe halten, die Einbuchtung Richtung Rettenbach ist durch Geschiebe, die bis unterhalb Steinwendl hinaufreichen sowie durch eine Endmoräne 1 km W Rettenbach/Ort (sowie Rückzugswälle im Ort Rettenbach selbst) gut rekonstruierbar. Sehr wichtige hochglaziale Zeugen zeigen sich auf dem Giererkogel, der an seiner Südabdachung weitgehend von einer dicht gepackten Schottermoräne überdeckt ist, die bis 740 m hinaufreicht und als wichtiger Beweis dient, daß die auf dem 4 km SW entfernten 800-m-Schottermoränen auf dem Schweizersberg der hochglazialen Eisabdachung entsprechen. Sie waren für die Eisrandkartierung insofern wichtig,



Abb. 7: Ein durch Kryoplanation und Ackerbautätigkeit stark eingeebnetter hochglazialer Rückzugsstand in der Teichl-Furche, der sich dennoch in einem deutlich erkennbaren Halbrund zeigt und dessen Wulst sich vom Standort der Aufnahme über die Hütte zur Eisenbahn hin zieht. Standort 300 m NW Bahnhof Pießling/Vorderstoder, Blickrichtung W. Im Hintergrund der Mitterberg des Lainberges.

da ab dem Girerkogel-Sonnwendkogel, der NW und NE Gschwandner vom Eis überflossen wurde, eine entsprechend auffindbare Eisobergrenze bis zum Endmoränenbereich Winhag-Knirsch durch die gedrückte Moränen-Obergrenze E Windischgarsten (über 700 m keine Geschiebe mehr) nicht mehr auffindbar war. Es ist nach Ansicht des Kartierenden jedenfalls unwahrscheinlich, daß die Barriere des Garstner Ecks (794 m), die nur mehr geringmächtig überflossen wurde, im E Windischgarsten die Eisoberfläche lokal so weit herabdrückte, während im weiter entfernten Girerkogel die Moränen bis 740 m hinaufreichten. Es hat sich auf Grund der Kartierung jedenfalls deutlich gezeigt, daß das zentrale Becken von Windischgarsten vollkommen von Ferneis erfüllt war und im N im Hochglazial bis zum Ht. Rettenbach reichte, eine Situation, die man glazialmorphologisch auf Grund der relativ starken Einengung der Ferneismasse in der Pyhrnpaß-Gegend kaum zugemutet hätte, zumal die Lokalgletscher Goslitz, Winkl- und Dambach mit der Ferneismasse gerade noch in Kontakt kamen, eine echte Unterstützung der Massenbilanz aber nicht mehr bedeuten konnten.

3. Die Lokalgletscherlandschaft zwischen Pießling und Steyr einschließlich der nördlichen Warscheneck-Abdachung

Großmorphologisch gesehen handelt es sich hier um eine Schwellenzone, die das Großbecken von Windischgarsten-Stoder in zwei Teile teilt. Es sieht so aus, daß das präglaziale Niveau des Großbeckens etwa in Höhe der Ramsebn (930 m) lag und bei der klimamorphologisch anderen Situation im Tertiär (Flächenerhaltung) einer Art inneralpinem Poljen-

boden entsprach. Die wesentlich tiefere Ausräumung des Windischgarstener Teilbeckens könnte damit erklärt werden, daß bei gleichzeitiger Höherschaltung der Alpen das vom Ennstal kommende Ferneis (aller Kaltzeiten) in erster Linie nur hier wirken konnte. Die im Beckenboden dominierenden Tongesteine hatten gegenüber der Umgebung aus Karbonatgestein sicherlich eine geringere morphologische Wertigkeit bei der Tiefenerosion der Ferneismasse. Ich möchte daher die Senkungszone Windischgarsten–Stoder aus genetischen Gründen nicht wie A. PENCK oder A. BÖHM in zwei voneinander unabhängige Becken gliedern. Die Übertiefung des Stodertales erfolgte eher linear denn beckenförmig, so daß mir großmorphologisch die Betrachtung als Gesamtbecken mit einer Schwellenzone im Bereich Vorderstoder günstig erscheint.

War das zentrale Becken von Windischgarsten durch die so zahlreich vorhandenen Zeugen eines Eisrandes geradezu ein Schulbeispiel für die Rekonstruktion einer inneralpin steckengebliebenen Ferneismasse, so steht die nördliche Warscheneck-Abdachung zwischen Pießling und Steyr an Lehrwert bzw. als „Locus typicus“ einer an das Eisstromnetz perialpin übergehenden Lokalvergletscherung nicht nach. Der Grund lag in der Ausbildung von schönen Karen, insbesondere Großkaren, die in der Tafel VIII von F. ZWITTKOVITS (1963) als Kartreppen schön stilisiert sind: die Signatur der glazialen Unterschneidung hätte aber im glazialen Depot-Gebiet nicht mehr weitergeführt werden dürfen. Das dargestellte glaziale Akkumulationsgebiet entspricht nicht den Tatsachen (ebenso die fälschliche Aufschrift Warscheneck im Gebiet der Tambergau und Haller Mauern im Gebiet des Sengengebirges) vor allem dadurch, daß ihm G. GEYER's Kartierung 1913 zugrunde gelegt wurde. Der falsch interpretierte Gleinkersee-Gletscher wurde im Abschnitt 2.2. bereits korrigiert – beginnen wir somit in der Reihenfolge von E nach W mit dem Pießling-Gletscher.

Kartierungsmäßig zerfällt der Pießling-Gletscher in zwei Lokalgletscher, die ihr Nährgebiet im Stofferkar und dem Grasseggeralm-Zwillingskar hatten. Der Stofferkar-Gletscher bekam NW der Dümmlerhütte ab 1300 m eine Eisunterstützung vom Gleinkersee-Gletscher, dessen Depot in einer vorwiegend schluffigen Moräne (Gebiet Tommerlalm–Roßleitenreith) vorliegt. Im N der Dümmlerhütte grenzt sich der Stofferkar-Gletscher durch einen schönen Blockmoränengürtel (Abb. 8) von der Gleinkersee-Überlappung ab. Am vorgeschobenen Dreieckshang der Riegleralm findet sich eine eigenartige Roterdebreccie, die sich über einige 100 m Höhendifferenz den Hang entlangzieht und durch die neue Forstaufschließungsstraße besser aufgeschlossen erscheint. Bemerkenswert ist, daß eine Gliederung der Breccie in Schichten zu bemerken war (Abb. 9), wobei die einzelnen Bänke durch purpurfarbene, kaum verfestigte Roterdehorizonte getrennt werden, die dem Hang entsprechend streichen und einfallen, also in situ erscheinen. G. GEYER 1913 hat sie auch bemerkt, der Verfasser möchte sie aber nicht mit gleicher Sicherheit als Gosau einordnen. Unter 1100 m ist die westliche glaziale Unterschneidung des Grasseggeralm-Gletschers nur zum geringeren Teil im Anstehenden erfolgt; wir treffen nun auf glazial unterschchnittene Steilhang-Bildungen einer zu Tillit verfestigten präwürmzeitlichen Moränenauflage, eine Erscheinung, die uns entlang der nördlichen Warscheneck-Abdachung bis zum Stodertal immer wieder entgegentritt. Dieser deutliche Unterschied jener verfestigten Moränenauflagen zu den unverfestigten Würm-Lokalgletschermoränen läßt den Schluß zu, daß die Tillitauflagen (die in der Karte besonders hervorgehoben wurden) der Rib-Kaltzeit oder noch älter zuzuordnen sind. Ein zusätzlicher Beweis, daß die oft auch nur in nagelfluhartigem Verfestigungsgrad ausgeschiedene Tillitaufgabe älter als Würm ist, zeigt sich in der stellenweise noch vorhandenen Roterdeauflage, deren Bildung nur einem Interglazial zugemutet



Abb. 8: Endmoräne des Stofferkar-Lokaigletschers (Pießling), der so mächtig war, daß er über die Talung ausuferte und diesen Blockmoränengürtel an der Ostflanke hinterließ. Standort 1320 m, 1 km NNW Dümmler-Hütte.



Abb. 9: Roterdebreccie-Generationen, aufgeschlossen in 1000 m an der zur Tommerlalm neuerbauten Forstauschließungsstraße. Das Alter ist möglicherweise Gosau: erstaunlich sind hierbei die in situ erscheinenden Schichten von Roterdeauflagen, die sich hier unverfestigt erhalten haben. Die hier schwarz erscheinenden Lagen zeigen sich in Wirklichkeit in einem purpurfarbenem Rot.

werden kann und gleichzeitig ein Beweis ist, daß wechselfeuchte Terra-rossa-Bildungen im Interglazial möglich waren. Ein Pießling-Rißgletscher hat sich offenbar im Lee des Klammberges über Brunstein bis in die Talung ergossen. Der würmzeitliche Pießling-Gletscher schob sich hingegen zwischen dem Präwaldsporn (an der Felswand sind erhaltene lateralglaziale Schmelzwasser-Evorsionen) und dem Klammberg Richtung Pießling-Ursprung, wobei der Karstfluß es nicht zuließ, daß sich ein größeres würmzeitliches Depot erhalten konnte. Hier liegt somit der Grund, daß einem relativ großen Nährgebiet quantitativ ein relativ geringes Akkumulationsgebiet gegenübersteht.

Gegen W folgt ein eigenständiger kleiner Lokalgletscher, dessen würmzeitliche Moräne bereits in 1060 m aufhört, aber dessen Barrierenstellung im Windhager-See ein kleines Zungenbecken hinterlassen hat. Das steile Gehänge S des Windhager-Sees besteht aus einem mächtigen Kiesfächer, wobei die gröberen Komponenten offensichtlich in größerer Höhe liegenblieben. Er ist jedenfalls eine glazio-fluviatile Entwicklung der sich zurückziehenden Gletscherzunge (Schichtung) und keinesfalls als Mure zu erklären. Ein älterer Windhager-Gletscher (Riß?) läßt sich hingegen bis in die Gegend Perleiten verfolgen, wobei in Kernreith ebenfalls ein kleines Zungenbecken vorlag. Eine kleine Vergletscherung gab es auch im westlich anschließenden Lagelsberg-Gletscher, wobei die größeren Blöcke sicherlich auch auf rein gravitative Vorgänge (Bergsturz) zurückzuführen sind. Die Forstaufschließungsstraße zum Materialaufzug der Zelter Hütte (beide Verkehrsträger sind in der ÖK 98 – Ausgabe 1972 nicht verzeichnet, wurden daher in der Karte nur feldkartierungsmäßig ergänzt) führt auf gewaltige Moränenauflagen ohne sie tiefer anzuschneiden. Da die nagelfluhartigen Tillite an der Oberfläche wieder zu losen Bestandteilen verwittert (geschlossener Waldbestand – Wurzelarbeit), war eine genaue Ausscheidung dieser Flächen hier etwas problematisch: weiter im W war die Abgrenzung wieder klarer. Im unteren Bereich der Materialseilbahn Zeller Hütte waren Gerölle in einer Tonerde-Matrix vorzufinden, die der Kartierende für kolluvial hält. Anstehende Tonschiefer konnten allerdings nicht bemerkt werden.

Die wohl schönste glaziale Serie eines Lokalgletschers liegt in dem nun anschließenden Loigistal-Gletscher vor (in der ÖK 98 nicht mit dem Ort Loigistal 2 km vor Mitterstoder zu verwechseln), der infolge des größten Nährgebiets (Großkar zwischen Warscheneck und Pyhrner Kampl) sich auch im Würm am weitesten ins Becken vorschob. Etwa auf der Höhe 1 km E Steyrsbergerreith verließ der würmzeitliche Loigistal-Gletscher das glaziale Erosionsgebiet, um sich nun auf Tilliten eines älteren glazialen Depots zu bewegen. Schon in der Übergangszone zeigen sich zwischen Kalkspornen auch mitten im Trog Tillite, die der würmzeitlichen Eiserosion standhielten. Sie zeigen hier pizarre Formen, turmartige Gebilde mit kolkartigen Nischen, die möglicherweise von lateralglazialen Schmelzwasserbächen einer sich spätglazial zurückziehenden Gletscherzunge stammen (Abb. 10 a/b). Für die Deutung als reine Bröckellöcher erscheinen die Wände zu glatt und zu sehr horizontal angeordnet. Der 1160-m-Sporn 1 km im N der Zeller Hütte sieht mit seiner Westwand wie ein anstehender Kalkfels aus; tatsächlich erweist sich diese markante Aufragung erst bei näherer Betrachtung als ein Tillitsporn. Gleich im N des Sporns schließt sich ein Wall an, der sich in einem schönen Bogen zur Schwelle von Vorderstoder hinzieht. Es ist eine durchschnittlich 50 m hohe Wallanlage, wie sie in einem glazialmorphologischen Bilderbuch stehen könnte, mit einem noch ziemlich spitzen First: sie sieht demnach sehr jung aus (Abb. 11). Dennoch ist dieser Wall zum guten Teil nagelfluhartig verfestigt und dürfte auf die Rißzeit zurückgehen, während er im Würm dem neuerlichen Gletschervorstoß nur



Abb. 10 a/b: Beispiel einer vermutlich präwürmzeitlichen Lokalmoränenentwicklung, die auf Grund der Verfestigung in der Karte als „Tillit“ ausgeschieden wurde. Die hier im Loigistal (Standort 1160 m) aufgenommenen Bilder zeigen turmartige Gebilde mit Hohlformen, deren glatte Wände (siehe Pfeil) eher auf Schmelzwasser-Kolkbildung der folgenden würmzeitlichen Vergletscherung denn als einfache Bröckellöcher hinweisen.



Abb. 11: Blick vom Standort der Abb. 10 a/b ins Zungenbecken des Loigistal-Lokalglätschers. Der hohe östliche Hügel (Pfeil) ist aus Tillit aufgebaut! Im Hintergrund liegt der Schafferteich, zu beiden Seiten begrenzt von den mächtigen Endmoränenwällen, die mit der Silhouette identisch sind, soweit der erkennbare Wald reicht.

mehr als Geleise diente. So kommt es, daß der Wall innen mit unverfestigten Würmmoränen verkleidet ist, die am Beispiel S Schafferteich heute noch an der eigenen schluffigen Grundmoräne herabgleiten (Abb. 12). Diese schöne Bogenform, die auch in gleicher Weise der linke Wall mitmacht, wurde durch die Ablenkung der Hutberg-Aufragung verursacht und verleitete A. PENCK 1909 (Tafel S. 204) zur falschen Zuordnung einer Steyrgletscher-Ferneismasse. Dieses schöne präwürmzeitliche Wall-Geleise war auch der Grund, daß der würmzeitliche Loigistal-Gletscher eine Bahn vorfand, die ihn veranlaßte, bis in die Gegend der Filzmoserkapelle vorzudringen, wie die alte und neue Straße nach Vorderstoder uns unmißverständlich zeigt. Die Geschiebe sind unverfestigt und z. T. bereits gut gerundet. Ihr beachtlicher Rundungsgrad dürfte A. PENCK auch zur Ferneis-Interpretation verleitet haben und zeigt, daß auch ein nur 7 km langer Lokalgletscher die Geschiebe untereinander so abschleift, daß sie bereits in einigen Komponenten schotterähnlichen Charakter bekommen.

Die Rechtsablenkung durch den Hutberg dürfte erst nach einem Reiß-Rückzugsstand erfolgt sein, die den Moränenwall zwischen Steyrsbergerreith und Hutberg hinterließ, wodurch für den Würmvorstoß nur mehr die NE-Richtung übrigblieb. Anders läßt es sich sonst kaum erklären, daß die an der westlichen Huttererseite (zwischen Hutstückl und Brandstatt) bis zum Loigisbach reichenden Tillite in großer Mächtigkeit angeschoppt wurden. Diese Interpretation eines durch den Hutberg ursprünglich zweigeteilten Reiß-Hochstandes dürfte auch das quantitative Problem lösen, warum die Würmmoränen im Zungenbeckenbereich Großgruber-Kleingrub mindestens so weit vorstießen, wie die unterlagernden Reißmoränen (also dadurch, daß die Reißmasse zweigeteilt wurde und nur etwa die Hälfte der Reiß-Akkumulation im E des Hutberges zur Ablagerung gelangte). Im Unteren Loigistal (das Loigistal hat ab dem Raum Schafferteich den beginnenden Loigisbach, der im Hammerlgraben den westlichen Wall durchbricht und nun im unteren Loigistal nach W fließt: man sollte daher für den Raum des Loigistalgletschers, um topographische



Abb. 12 a: S Schafferteich zerfällt der rechte Moränenwall auf breiter Front, wobei die tillartigen äußeren Moränen Wände bilden und stabiler erscheinen. Sie dürften auch älter sein als die auflagernden unverfestigten Moränen. Welche gewaltigen Ausmaße hier vorliegen, kann an den vergleichbaren Baumgrößen abgelesen werden.



Abb. 12 b: Diese weniger verfestigten Moränen der Wall-Innenseite werden offenbar nach Art der Erdpyramiden durch Rinnenspülung aufgelöst, weniger nach Art eines Feilenbruchs einer lateralerosiven Bach-Unterschneidung von unten her. Wie man aus Abb. 12 a ersieht, ist der Fuß dieses aktualmorphologischen Zerfallsgebietes weitgehend stabilisiert. Die auf einigen Pyramiden erhaltenen Böden entsprechen noch der alten Oberfläche. Blick von der „Tillitmauer“ Richtung W.



Abb. 12 c: Der größte Aufschluß an der südlichen Seite schneidet den in Abb. 11 als Tillithügel (Pfeil) bezeichneten Wall an. Wir sehen etwa auf halber Höhe eine dunklere verfestigtere Moränenbasis („Tillit“), die in einige Vertikalklüfte zerfällt. Ab einem Horizont, der mit der Höhe der Tillitmauer (s. Abb. 12 a) korrespondiert, setzen helle unverfestigte Moränen ein. Ihre hohe Lage kann wohl nur erklärt werden, daß der Würm-Vorstoß auf einer Reiß-Rückzugs Tillitplatte erfolgte, die später erodiert wurde. Die Vertikalklüfte der verfestigten unteren Aufschlußhälfte deuten an, daß neben der Erdpyramiden-Auflösung auch Massenbewegungen mitspielen.



Abb. 13 a: Blick von der nördlichen Hutberg-Flanke ins Untere Loigsbachtal sowie über die Schwelle Mitterkrotzen/Zamsegg hinweg in den Raum Vorder-/Hintertambergau. Im Vordergrund das Gehöft Baumschlagberg, das auf anstehendem Schiefer steht; dahinter beginnt bereits das Tillitgebiet, das geomorphologisch kaum in Erscheinung tritt und daher von G. GEYER und F. ZWITTKOVITS ignoriert wurde. Die bewaldeten Höhen der Schwelle Mitterkrotzen/Zamsegg sind wieder im anstehenden Schiefer, während der weiße, weithin sichtbare Aufschluß noch die Quartärauflage andeutet (siehe Abb. 13 b).



Abb. 13 b: Der in Bild 13 a erwähnte Aufschluß an der Tamberg-Straße (W Vorderstoder). Er zeigt im Übergang von Schottermoränen zu sandigen, glaziofluvial beeinflussten Materialien eine Eisrandentwicklung. Das Fehlen eines Hintergehanges aus Karbonatgestein mag bewirkt haben, daß diese Materialien, die auf so weit vorgeschobenem Posten keinesfalls mehr der Würmzeit angehören, dennoch nicht verfestigt sind. Der dunkle Rand unterhalb der Rasenoberfläche wäre auf einem Farbbild rot gefärbt und deutet auf eine ehemalige interglaziale Roterdeauflage hin.

Verwechslungen zu vermeiden, die Bezeichnung Oberes Loigistal verwenden) setzt sich nördlich des Loigisbaches im Bereich Mitterkrotzen die Reiß-Eisrandentwicklung fort und ist heute geomorphologisch durch die Kryoplanationsvorgänge sehr schwer zu kartieren, da sie sich vom anstehenden Schiefer N Zamsegg in keiner Weise abhebt. Glücklicherweise zeigt sich dem Feldkartierenden unweit der Abzweigung der Tambergaustraße ein tiefer reichender Aufschluß, der beweist, daß wir uns hier am Rand der reißzeitlichen Lokalgletscherentwicklung (eventuell eines Rückzugsstandes) befinden (Abb. 13 a, b). Roterdedurchwirkung im oberflächennahen Bereich zeigt interglaziale Rückstände. Die glazio-fluviatile Schichtung weist Richtung N und nicht Richtung E, ein Beweis, daß eine reißzeitliche Auslappung des Steyr-Gletschers bis hierher nicht stattfand. Wie sich an anderer Stelle zeigen wird, war dies auch abdachungsmäßig nicht möglich, da die Reißgletscher-Obergrenze in 4 km Entfernung (Strumboding; Kote 853) nur die 850-m-Marke erreichte, so daß der in 755 m Höhe gelegene Aufschluß Mitterkrotzen auch aus diesem Grund nicht mehr zu erreichen war. Ein Problem sind die Akkumulationen im Bereich Hintertambergau-Weierriegel, wo Materialien SE Leiterbauer und E Krapfweier liegen, die Moränen ähnlich erscheinen (s. Abb. 14 a/b). Ist dies der Fall, so sind sie nur zu erklären, daß ein Reiß-Maximalstand Zamsegg überflossen haben muß und somit die gut aufgeschlossene Eisrandentwicklung S Zamsegg eine überfahrene Vorstoß-Eisrandentwicklung (allerdings fehlt eine beweisführende Grundmoränen-Auflage) oder eine Rückzugsablagerung darstellt. Es sei noch ergänzt, daß eine reißzeitliche Einstufung – wenn Würm nicht mehr in Frage kommt – naheliegt, es aber offenbleibt, ob nicht auch ältere Materialien vorliegen. Dies könnte durchaus für die mächtige Tillit-Anhäufung zwischen Hutstückl und Brandstatt gelten, wo die Geschiebe sehr kompakt verfestigt sind. G. GEYER's Ausscheidung als Gosau ist aber auf jeden Fall nicht den Tatsachen entsprechend.

Eine in der interessanten glazialmorphologischen Erscheinung und Größe dem Loigistalgletscher kaum nachstehende Lokalgletscheranlage finden wir im westlichen benachbarten Rottalgletscher. Die jüngste topographische Karte hat durch die Bezeichnung Kohlbach einige topographisch ungeschickte Bezeichnungen. Im Sektionsblatt 4952/2 finden wir für das gesamte Großkar zwischen Huttererhöß und Wildalmleiten noch die ursprüngliche Bezeichnung „Oberes Rottal“, während das Tal unterhalb der Karschwelle über die Edtbaueralm und Schmiedleitenreith „Unteres Rottal“ genannt wird. Bei der heutigen Bezeichnung Kohlbach ist nur von der Lokalbezeichnung Kohlgraben die Rede. Die Bezeichnung Rottalgletscher ist somit die topographisch richtige. Das sehr schön ausgestaltete glaziale Erosionsgebiet (es ist heute für jedermann durch den Hutterhöß-Lift leicht zu erreichen) reicht vom prächtig ausgestalteten Großkar beginnend bis Schmiedleitenreith. Bereits 500 m S Schmiedleitenreith finden wir an der Ostflanke angepappte Tillite. Das sich auf drei Gräben auffiedernde Bachsystem SE der Ortschaft Loigistal zeigt bei der Kartierung sehr deutlich, daß die glazialmorphologische Ausgangsposition dieser Einschnitte für die Anlage dieser Gräben maßgebend war, d. h., daß die Moränenzüge zwischen den Gerinnen Endmoränenwälle verschiedener Generationen darstellen. Die lineare Zerschneidungstätigkeit der Bäche hat natürlich im unteren Teil einiges verwischt, hielt sich aber, wie man aus der Abgrenzung verfestigte – unverfestigte Moräne ersehen kann, im wesentlichen in einer vererbten Einkerbung zwischen den Walleinheiten. Diese Situation zeigt sich sehr eindrucksvoll, wenn man über die neue Wartegg-Straße (der mit der Rotmarkierung versehene Weg wurde durch eine neue allgemein höher angelegte Trasse ersetzt, die bei der zweiten Kehre der Hößstraße einbindet – in der ÖK 98/1972 nicht eingetragen) Richtung



Abb. 14 a/b: Das Akkumulationsgebiet Weierriegel, für dessen Materialien der Verfasser keine eindeutige Erklärung findet. Die wenigen Großblöcke deuten auf eine Bergsturzmasse, die überwiegend sandig-kiesige Matrix mit meist eckigen Komponenten in dm-Größe eher auf eine periglaziale Hangschleppenentwicklung, die allerdings ob der großen Mächtigkeit trotz der schützenden Ramsebn-Flur im Hangenden nur schwer zu verstehen ist. Eine eher unwahrscheinliche Interpretation als Moräne ist im Text angedeutet. Standort: 770 m ü. A., 500 m im SW der Kapelle Ramsebn, Abb. 14 a Blickrichtung N, Abb. 14 b Blickrichtung E.

Spintriegel geht. Bei Wartegg gibt es noch nagelfluhartige Verfestigungen. Der östliche Würmmoränenwall, der bis zur Ortschaft Loigistal vorgreift, ist unverfestigt; das gleiche gilt für den westlichen Wall, der zwischen dem Kohlgraben und dem westlichen Einschnitt liegt. Im W dieses Grabens schneidet die Höß-Straße nur mehr verfestigte Moränen an, also wieder die Tatsache, daß die äußeren vorgeschobenen Moränen verfestigt bzw. älter sind. Wie G. GEYER 1913 im Bereich S Loigistal verschiedene Festgesteinsformationen ausscheiden konnte ist dem Verfasser unerklärlich. Die zahlreichen Quellaustritte S Loigistal und bei Wartegg zeigen allerdings die Nähe eines unterlagernden Anstehenden: die tiefreichenden Anschnitte durch die unterste Höß-Straße und die neue Wartegg-Straße führen aber eindrucksvoll vor Augen, wie mächtig hier die quartäre Überlagerung noch vorliegt.

Nicht zu vergessen ist auch die mächtige Tillitauflage südlich der Linie Wartegg-Seitriegel (stellenweise auf 100 bis 200 Meter Mächtigkeit zu schätzen), die die gesamte Hochfläche Brandstätter-Ort aufbaut und an der Oberfläche durch Verwitterung zwar da und dort jungmoränenartig erscheint; Reste von Roterdeauflagen bekunden aber auch hier das präwürmzeitliche Alter. Das Rottal ist das letzte Tal der Warscheneck-Nordabdachung, das die Ernährung eines großen Lokalgletschers erlaubte. Es ist erstaunlich, daß das im W anschließende Weißenbachtal durch das Fehlen eines Hochtalabschnittes trotz großem Einzugsgebiet infolge der geringen mittleren Höhe von ca. 1200 m keine Lokalvergletscherung erlaubte. An den steilen quelltrichterartigen Talschlüssen konnte sich kein Schnee länger halten. Im Bereich Bärenreith-Buchebnerreith konnte sich wohl eine mächtige periglaziale Auflage (z. T. auf Tongesteinen) entwickeln; von einer glazialen Hinterlassenschaft fehlt jede Spur. Auch die Flanken Huttererböden-Huttererhöß haben eine ausgedehnte periglaziale Hangentwicklung. Am Huttererhöß-Plateau finden sich auf ziemlich ebenem Gelände ein paar isoliert herumliegende Tillitblöcke, die wahrscheinlich von einem ehemaligen höher gelegenen Depot periglazial hierher gewandert sind. Auf der Schmalzeralm ist in einer Kiesgrube eine 12 m mächtige periglaziale Kiesauflage angeschnitten, die zeigt, wieviel Material auf Hangleisten und Spornen sich am Knick zum Hintergehänge in immer größer werdenden Hangschleppen anzuschichten imstande ist.

Zu der behandelten Kar-Kette der besprochenen Lokalgletscher (dem Warscheneck-Zug entlang) muß noch ergänzt werden, daß die Feldkartierung immerhin bis zu den Kar-schwellen durchgeführt wurde, hiebei aber keine Rückzugsstände ausgemacht werden konnten. Die obersten Karböden Loigistal, Windhag, S Grasseggeralm und Stofferkar (sowie das Holzkar, Eiskar, Laglkar und Schafplan-Kar in den Haller Mauern) wurden nicht begangen; die in der Karte eingezeichnete Karentwicklung stammt von einer Luftbildinterpretation: die kartierungsmäßig nicht völlig gesicherten Grenzen wurden daher strichliert eingetragen.

4. Das Stodertal einschließlich der Seitentäler des Ostrawitzbaches, der Krumpfen Steyr sowie des Stegerbaches

Es handelt sich hier um den obersten Steyrabschnitt (Steyr-Ursprung bis zur Durchbruchsstrecke Strumboding), der glazialmorphologisch viele Rätsel aufgibt. Das Hauptproblem liegt darin, daß, wie schon A. BÖHM 1885 feststellte, in der Hintertambergau eine würmzeitliche Sanderentwicklung beginnt, die beweist, daß ein Würm-Steyr-Gletscher in der Strumboding-Enge steckenblieb. Zum Unterschied aller vorhin besprochenen Räume, die ausgezeichnete hochglaziale Eisstandmarken lieferten, konnten solche im Stodertal nicht angefundener werden, wohl aber Rückzugsstände. Ein Hauptgrund mag darin liegen, daß das Stodertal durchwegs sehr steile Flanken hat, an denen sich keine Endmoränen halten konnten. Dort, wo es jene wenigen Hangleisten, Talstrünke oder Sporne gibt, die in Höhe der Talvereisung lagen, haben sich auch tatsächlich Zeugen erhalten; hier sogar 100 m über der hochglazialen Grenze gelegene Eisrandmarken einer präwürmzeitlichen Hinterlassenschaft (vermutlich Riß).

Wenn wir dem Salzsteig entlang ins Stodertal hinabsteigen, stoßen wir in 1500 m bereits auf einen Moränenwall, den der Weg erst am First entlang und dann in einer Serpentine quert. Es ist eine postglaziale Jungmoräne des Gamsspitz-Gletschers, der trotz kleinem

Firnggebiet durch die günstige NE-Exposition sich offenbar lange hielt und so bei der Steilheit einen beachtlichen Wall aufbauen konnte. In weiterer Folge zeigt der Ostabfall des Toten Gebirges mehrere größere Wandnischenkare (Sigistal, Vögerlalm, Nickeralm, Hebenkaskar, Turmtal – alle knapp außerhalb der Kartenabgrenzung), die die enorme spätglaziale Moränenauffüllung des Stodertales bewirkten. Ein vom Almkogel herabkommender Schutt- und Murenkegel bedeckte diese Moränenmassen zusätzlich von SE her, wodurch im Aufstau zwischen Moräne und Murenkegel S Poppenalm eine Verlandungsflur sich ausbilden konnte. Der unterschiedlichen morphologischen Wertigkeit der Westflanke des Stodertales (an der sich die vorhin genannte Karreihe und weitere gegen N ausbilden konnten) zur Ostflanke (mit einer wild zerklüfteten Quelltrichterfolge und deren zahlreicher Türmchenbildung ohne jede Karausbildung) liegt die Petrovarianz zwischen dem Dachsteinkalk der Toten-Gebirgs-Platte und der ab der Salzsteig-Linie einsetzenden Dolomitentwicklung des Warschenecks (Ramsaudolomit und Hauptdolomit) zugrunde. Der gleiche Effekt zeigt sich übrigens auch im Priel-Gebirgszug (zwischen Großem und Kleinem Priel), wo sich in der ungünstigeren Südexposition im Dachsteinkalk wunderbare Kare entwickeln konnten, an der in günstigerer Nordexposition gelegenen Hauptdolomitflanke aber wiederum wild zerklüftete Quelltrichter zur Ausbildung kamen. In 820 m stoßen wir auf eine NS gerichtete Moränen-Wallanlage, die einem spätglazialen Rückzugsstand zuzuordnen sein dürfte. Eine Endmoränenanlage gewaltigen Ausmaßes liegt zwischen Baumschlagereith (= Zungenbecken) und Ortweise vor, die sich bis zu 40 m über den Steyr-Fluß erhebt. Sowohl im S dieser Endmoränenanlage im Bereich Baumschlagereith als auch in der Ortweise liegen fluviatile Einschaltungen der von SE herabkommenden Bäche (Schwarz-, Hochstein-, Katzenbach) vor. Zwischen Ortweise und Hochhaus-Dietlgut setzt dann ein weiteres großes Moränenareal ein, das große Staukörper, aber keine richtigen Wallformen erkennen läßt. Ein groß angelegter Endmoränenwall zeigt sich hingegen am Ausgang des Dietlalm-Seitentrogs unweit der ersten Kehre der Zillkogel-Forststraße, der sicherlich einem ausgeprägten Stand zuzuordnen ist. Eine weitere Wallanlage liegt auf der Dietlalm vor. In Richtung Talschluß wird dann die Unterscheidung Schuttkegel – Murenkegel – Moräne immer schwieriger.

Der zwischen Dietlgut und Landeserholungsheim gelegene Hinterberg sieht glazialmorphologisch wie eine Endmoräne aus. Der Kartierende wird aber hier sehr enttäuscht. Es handelt sich um einen Härtlingszug, der allerdings in geschützten Lagen Grundmoränenreste zeigt (bei der Kapelle Kote 650, 500 m NE der Kapelle bei der Weggabelung, bei Nicker sowie SW der Brücke Kote 625). Eine größere Staukörperfolge, die von der Murenkegel-Überdeckung verschont geblieben ist, befindet sich W bis NW Nicker (690 m, 740 m) sowie im W des Landeserholungsheimes. Unweit von diesem befindet sich im N ein isolierter Wall, auf dem das Gehöft Klinser steht. Im Seitentalrog der Krummen Steyr fehlen Moränen, er ist durch die steilen Wände von der Steinschlag- und Murentätigkeit bestimmt. Im Bereich des Zusammenflusses der beiden Steyr-Flüsse ist im Schutze des Klinserkogel-Mitterberges der Stodertalung der talauswärts gelegene Teil von der Tiefenerosion so sehr verschont geblieben, daß hier weitgehend das Anstehende zutage tritt. Eine nennenswerte quartäre Auffüllung ist somit nur zwischen Klinserkogel und Dietlgut zu erwarten. Die Hauptauflage bildet hier zweifellos der ausgedehnte Weißenbach-Schwemmkegel, der zwei Schwemmkegelgenerationen erkennen läßt, wobei die ältere nur mehr in einem Rest vorliegt (auf ihm steht das Gehöft Goyer). Die nächste Generation bildet den Hauptschwemmfächer, der heute durch den Weißenbach wieder zertalt wird und auch

durch die Steyr in einem Terrassenabfall unterschritten ist. Bei Prentner liegt auch ein kleiner Terrassenkörper vor, der einen Rest der Sanderflur darstellt, der an die Moränen S Dietlgut anschließt. Am Weißenbach-Talausgang (bei Kote 650) haben sich an einigen geschützten Stellen Grundmoränen verfangen, die ohne Zweifel vom Steyrgletscher, keinesfalls aber einem Weißenbach-Lokalgletscher stammen. Wie an anderer Stelle schon erläutert wurde, war in den zerfurchten Dolomit-Talschlüssen ein über kleine Firnflächen hinausreichender Weißenbach-Lokalgletscher nicht existent.

Den mit Abstand interessantesten Raum des Stodertales stellt der Abschnitt zwischen Klinserkogel-Mitterberg und dem Steyr-Durchbruch Strumboding dar. Die Flanke zwischen Johannishof und Öttl ist eine vom Gletscher ganz glattgeschliffener Fels, ihr liegen keinerlei fremde Geschiebe auf. Bei Öttl setzt dann eine Moränenentwicklung ein, deren Mächtigkeit einem erst bewußt wird, wenn man dem Öttl-Güterweg hinaufgeht. Es zeigen sich gut gerundete Geschiebe, deren Größe in Richtung Huemer im Durchschnitt abnimmt. Ein ehemaliger Prallhang 100 m NE Huemer zeigt dann eine nagelfluhartige Wand, die anzeigt, daß wir uns hier bereits in einem Moränen-Vorfeld befinden. Die dazugehörige Endmoräne zieht sich von Öttl gegen E. Es ist somit nicht der Steyrgletscher, der diese Glaziale Serie hinterlassen hat, sondern ein weit ins Steyrtal vorstoßender Stegerbach-Lokalgletscher, d. h. unter anderem, nicht ein Steyrgletscher hat den Raum Mitterstoder-Strumboding zuerst erreicht, sondern der Stegerbach-Lokalgletscher. Ein Zusammenfließen der beiden Massen im Hochglazial hatte den dementsprechenden Summierungseffekt. Eine in einem schönen Rund dahinziehende Endmoränensituation zeigt sich schließlich im inneren Wallgürtel des Stegerbach-Lokalgletschers, der durch zwei Güterwege gut angeschnitten ist. Verblüffend ist in jedem Falle der beachtliche Rundungsgrad der Geschiebe, der bei dem geringen Transportweg nur schwer zu verstehen ist. Das Gebiet Grießer/Prieler-Oberklamm wird von einem Gerinne, das am Rand der Hauptendmoräne dahinfließt, etwas zusätzlich abgesondert. Die Materialien zeigen sich durchwegs jungmoränenartig (unverfestigt), vereinzelt beobachtete oberflächennahe Roterdeverfärbungen veranlaßten den Verfasser, auf diese Situation in der Karte gesondert hinzuweisen. Dies gilt in ähnlichem Maße auch für die gegenüberliegende Seite beim Habersriegl (bei den Quellfassungen und Reservaten W Sturm), wo auch ähnliche Auflagen vorliegen, nur daß hier eine sandig-kiesige Matrix überwiegt. Im übrigen ist die südöstliche Stodertalflanke vollkommen frei von glazialen Auflagen. Eine glazialmorphologische Besonderheit liegt auf der 300 m über der Steyrenge Strumboding (oberhalb der Karsthöhle) gelegenen Hangleiste (E Kote 853) vor, wo ein präwürmzeitlicher Eisrand die 860-m-Marke erreichte. Es sollte bei der Kartierung nicht die einzige sein. Am Güterweg kann man gegen W diese zu Tillit verfestigten Materialien weiter verfolgen, mit einigen Unterbrechungen bis zu der Stelle, die in einem Nachkartierungs-Bericht auch von S. PREY (1971; A 59) als Bachgeröll beschrieben wird. Die Interpretation als Bachgeröll dürfte S. PREY auf Grund des großen Rundungsgrades vorgenommen haben. Wenn man die vielen vorhin besprochenen Moränengeschiebe (etwa die gleich benachbarten NE Öttl) kennt, ist dies kein Hindernis. Zudem zeigen kantige Matrix-Bestandteile, die auf keinerlei fluviatile Entwicklung hinweisen, daß es sich hier um eine zu Tillit verfestigte Moräne handelt, die über der würmzeitlichen Eisobergrenze zu liegen kommt. Der Umstand, daß die Stegerbach-Forstaufschließungsstraße diese Schlüsselstelle anschneidet und so zeigt, daß roterdegebundene Breccie diese Geschiebeanhäufung unterlagert, zudem sich diese Materialien in gleicher Höhe Richtung Hangleiste Strumboding fortsetzen und auch stark verfestigt sind, erlauben



Abb. 15: Tillit-Aufschluß an der Stegerbach-Forstaufschließungsstraße in 845 m ü. A., 500 m WNW Prieler. Diese Stelle wird von S. PREY in einem Kurzbericht (1971) als Bachgeröll interpretiert. Die zonale Anordnung und die Tatsache, daß diese Materialien einer Roterdebreccie aufliegen, veranlaßten den Kartierenden in diesen Materialien, 100 m über dem Würm-Hochstand gelegen, Riß-Endmoränen zu erblicken. Ein noch viel ausgedehnteres Moränen(Tillit-)areal findet sich in gleicher Höhe 1,5 km weiter im E auf der Hangleiste Kote 853 oberhalb Strumboding.



Abb. 16: Endmoränengürtel im E des Poppenberg-Talstrunks, vermutlich desselben Riß-Standes wie in Abb. 15. Eine Deutung als reines Bergsturzmaterial ist völlig unmöglich, da sich kein Abrißgebiet finden läßt. Ein Bergsturz, der auf die rißzeitliche Gletscherzunge von der Spintriegelalm-Flanke aus fiel und dann hierher als Blockmoräne zusammengesoben wurde, wäre denkbar, zumal die Blöcke, z. T. bereits etwas kantengerundet, einheitlich dem Dachsteinkalk entsprechen.

den Schluß, daß es sich hier um den Eisrand einer präwürmzeitlichen geschlossenen Steyr-Vereisung (vermutlich Riß) handelt: Abb. 15. Eine weitere, mit diesem Stand zu parallelsierende Marke liegt im Bereich Steyr-Durchbruch vor, wo über den Talstrunk zwischen Poppenberg und Steyrsberg das Eis einlappte und schöne Blockmoränenzüge SW Stensberger hinterließ (Abb. 16). Eine Interpretation dieser Blöcke als Bergsturzmaterial scheidet am Fehlen jedes nur irgendwie in Frage kommenden Abrißgebietes. Ein Gegenstau eines Rottalgletschers im Ausmaß einer Riß-Vereisung ist möglich. Die Einsattelung Lugs ist allerdings mittlerweile frei von jeder allochthonen Auflage.

Der Talstrunk NE Poppenberg erwies sich auch im Würm-Hochglazial als wichtige Sackgasse, die hier die einzige Stelle ist, die beweist, daß ein hochglazialer Steyrgletscher im Durchbruch Strumboding steckenblieb und sich so ab 710 m eine Eisrandlackenfazies entwickelte. Geht man von Kote 584 Richtung Stensberger, so zeigen sich alsbald schluffige Materialien, die teils von den Moränenresten, teils von der denudativen Hangentwicklung durchwirkt sind. Die Gesteins-Einstreu wird nach oben immer geringer, bis in 715 m reine Tone einsetzen, die beim Jungwald sich als Bändertone erbohren lassen.

Insgesamt gesehen erwies sich das Stodertal trotz einer Armut an überlieferten Eisrandentwicklungen kartierungsmäßig in einem Ergebnis, das in der qualitativen Situation die quantitative Aufzuwiegen imstande war, wodurch in diesem Raum drei Eisstände ausfindig gemacht werden konnten: Ein vermutlich rißzeitlicher Stand, der am Fuß der SE Flanke des Kl. Priel die 850-m-Eisoberfläche markiert. Ein solcher Stand müßte auf alle Fälle über das Strumboding-Durchbruchstal hinweg den Raum Hintertambergau ausgefüllt haben und kommt auf Grund der dort überlieferten hochglazialen Sanderentwicklung (siehe Abschnitt 5.) für Würm nicht mehr in Frage, wengleich eine Riß-Hauptvereisung noch höher zu veranschlagen ist. Der Würm-Hochstand erreichte beim Poppenberg-Talstrunk die 720-m-Marke und dürfte in seiner Abdachung den Ausgang des Durchbruchabschnitts noch erreicht haben. Der Übergangsbereich Moräne-Sandervorfeld ist in diesem Abschnitt der Hintertambergau durch die weit vorgreifende Zwischenflur und den Eselsbach-Mündungsbereich weitgehend zerstört. Ein deutlicher Rest zeigt sich im 560-m-Hochterrassensporn, der zwischen der Eselsbachmündung und der Steyr erhalten geblieben ist und dessen chaotische Materialanordnung schon mehr auf eine Moräne als eine fluvioglaziale Entwicklung hindeutet.

Ein dritter markanter Stand ist allem Anschein nach an mehreren Stellen zu parallelsieren. Er bewirkte ein Auflösen des aus den verschiedenen Lokalgletschern zusammengesetzten hochglazialen Stodereises in die einzelnen Gletscherindividuen, wobei die vom Toten Gebirge herabkommenden Lokalgletscher die Stoder-Haupttalung nur mehr randlich erreichten: Der Steyrgletscher zog sich auf das Gebiet Baumschlagereith zurück, um dann bei einem neuerlichen Vorstoß die Wallanlage S Katzenbachmündung auszuprägen; der mächtige Moränenwall des Dietl-Gletschers kam 1 km W Dietlgut zum Stillstand, während die Endmoränenzeugen eines Seitental-Gletschers der Krummen Steyr (Klinseralmgletschers) den erosiven Kräften des im vermutlichen Depotgebiet beherbergten Karstflusses zum Opfer gefallen sein dürfte. Im Stegerbach-Talausgang zeigt sich abermals dieser ausgeprägte Stand, hier sogar in zwei hintereinandergeschalteten Wallanlagen. Dieser Stand bedeutete gegenüber dem zusammenhängenden Steyrgletscher, der den Stodertalboden nur rund 120 m überlagerte, eine ähnliche Vertikalabsenkung, wie das Verhältnis des äußeren Ferneis-Moränengürtels im Becken von Windischgarsten zum inneren Wallgürtel. Ob eine diesbezüglich zu parallelsierende Massenbilanz mit dem im Becken von Windischgarsten

konstatierten neuen Hochstand identisch ist, scheint eine interessante und naheliegende Frage zu sein. Der Verfasser neigt dazu, auch im Stodertal diesen neuen Hochstand zu erblicken.

5. Der Raum des Sandervorfeldes des Steyrgletschers und der Pyhrn-Ferneismasse bis zum Teichl-Mündungsgebiet

Es handelt sich hier um das Gebiet der Hintertambergau mit dem anschließenden Steyr-Kerbtalabschnitt bis zur WNW-ESE-gerichteten Teichlfurche, einem glazial bestimmten Sohllental, das insoweit noch zum Großraum Windischgarsten gehört, als die Nordbegrenzung der inneralpinen Großbeckenanlage im über 1800 m hohen Sengsengebirge vorliegt. Dieser Raum ist insofern von wesentlichen glazialmorphologischen Trägern bestimmt, als hier Reste von Altmoränen anzufinden waren und zu dem auch eine zweifache Terrassengliederung (Niederterrasse bzw. Hauptflur und Zwischenflur) vorliegt, die mit der Zweiphasengliederung des Würmeises (äußerer Wallgürtel–innerer Wallgürtel) korrespondieren dürfte. Die Arbeit von D. v. HUSEN 1975 hat diesen Raum nur randlich gestreift und diesen Faktoren nicht mehr Rechnung getragen.

Die Steyr-Talweitung der Hintertambergau zeigt zwei sehr schön ausgeprägte Generationen von Terrassenkörpern. Wenn wir mit der Hauptflur beginnen, die sicherlich im Rahmen der Terrassengliederung des Ostalpenraumes als Niederterrasse anzusprechen ist, so ist im Hintertambergau-Gebiet östlich der Steyr nur der bereits im Abschnitt 4. beschriebene Terrassensporn im S der Eselsbachmündung hervorzuheben. Daß im übrigen Raum keine hochglaziale Sanderflur übriggeblieben ist, liegt daran, daß sich hier vor allem die Zwischenflur breitgemacht hat und zudem von der Tamberg-Flanke eine intensive denudative Entwicklung ausging, die sich in einer mächtigen Hangschleppenentwicklung äußerte und deren ausgedehnte Kiesentwicklungen in mehreren Sandgruben einer wirtschaftlichen Verwendung zugeführt werden. Im S Salmeranger liegt eine beträchtliche Bergsturzmasse. Gegen Sonnleiten zeigen sich die Auflagen teils als umgelagerte Moränen, teils als normale Hangentwicklung, wobei es nicht möglich ist, eine scharfe Abgrenzung zu finden. Für die in Abschnitt 3. (Abb. 14) aufgezeigten Materialien Weyerriegel versuchte der Kartierende auch eine mögliche Deutung als Bergsturzmaterial. Es findet sich allerdings kein richtiges Abrißgebiet, zumal im Hangenden die eher schützende Ramsebn-Flur liegt, die eine Felsterrasse darstellt. Die in der ÖK 98 eingetragene „Sandgrube“ ist ein in den Fels hineingesprengter Aufschluß und weist keinesfalls auf eine Quartärauflage als bestimmendes Element des Ramsebn-Niveaus hin.

Am linken Steyr-Ufer ist die Hauptflur bei Schnabl und Trinkler von Murenkegeln zugeeckt, auch Karlbauer steht noch auf einer Hangschleppenentwicklung. NE Karlbauer kommt dann die Hauptflur in 560 m deutlich zutage um dann zur 545-m-Zwischenflur abzufallen, die ihrerseits auch von der rezenten Steyr sehr schön als Terrassensporn herausmodelliert wurde. Diese Zwischenflur hat jenseits der Steyr im N (am Fuße der Kiesgruben) ein deutliches Gegenüber; sie läßt sich insbesondere gegen S zum Durchbruch Strümboding hin zu beiden Seiten der Steyr nahezu geschlossen verfolgen und ist auch in schmalen Terrassenleisten bis zur Mitte des Steyr-Durchbruchabschnittes zu verfolgen. Auf der Zwischenflur im Raum Gasthof Gausrab sind sogar noch Prallstellen ehemaliger Mäandergenerationen auszumachen. Die schönste Hauptflur (Niederterrasse) liegt ganz im N der

Hintertambergau, wo die Steyr am linken Ufer einen von Eisterer über Stückler bis zu Höbach hinziehenden Niederterrassenkörper verschonte (Abb. 17), nur bei Kote 505 gibt es eine Unterbrechung durch eine aufgelassene Schottergrube (sowie vom Prielbach-Einschnitt).



Abb. 17: Die Niederterrasse (bzw. Hauptflur) der Hintertambergau hat eine noch völlig ebene Oberfläche, die heute 50 Meter über dem Steyr-Fluß liegt. Standort: Güterweggabelung Stückler, Blickrichtung SE.

Im Bereich Höbach, dem nördlichsten Eck der Hintertambergau hört die Hauptflur auf und es folgt ein schmaler Kerbtalabschnitt, der sich bis Steyrbrücke hinzieht. Trotz der Enge und der zahlreichen Hangrinnen sind an geschützten Stellen Materialien der Zwischenflur erhalten, die insbesondere gegenüber der Weißenbachmündung noch ein schmales Gesimse aufbauen. SE Steyrbrücke ist noch vor dem Mitterbergsporn eine Niederterrasse erhalten, die auf gleicher Höhe mit der Dirnbach-Flur in die Teichl-Furche ausläuft. Die von G. GEYER in der Geologischen Spezialkarte eingetragenen Moränen im Schölmborg-Sattel sind nicht existent; es konnten keinerlei fremde Geschiebe wahrgenommen werden. W Steyrbrücke liegt noch ein Terrassenrest, der durch Quellabflüsse des Hintergehanges stark in Mitleidenschaft gezogen ist und über den man nicht mehr urteilen kann, ob hier Reste einer Niederterrasse oder einer Zwischenflur vorliegen.

Diese sehr deutlich rekonstruierbare Gliederung der fluvio-glazialen Einheiten in eine Niederterrassen-Hauptflur und Zwischenflur (durchschnittlicher Vertikalabstand 15 m) im Steyrtal, findet im Teichtal eine gleiche Nachahmung. Wir haben im Bereich Kniewas die Hauptflur der Niederterrasse in 505–508 m. Durch die große Schottergrube ist es heute nicht mehr möglich zu urteilen, ob an der NE-Kante ein Rest der Zwischenflur vorlag (das alte Sektionsblatt deutet dies jedoch an). Der gesamte Aufschüttungskörper ist bis nahe an die Oberfläche als Nagelfluh ausgebildet. Er wird von der Steyr-Mündung unterbrochen, deren flacher Schwemmkegel dem Absinken des Vorfluters folgend mehr als erosive Spülfläche gewirkt hat. Die in der Spezialkarte als Moränenmaterial ausgeschiedene Fläche in der Hangschleppe Kniewas erwies sich als eine geschlossene Murenkegel-Abfolge.



Abb. 18: Blick von der Straße nach Vorder-Rettenbach (W Helml) Richtung Bahnhof Hinterstoder. Der Bahnhof steht auf einer Zwischenflur, die Hauptflur bzw. Niederterrasse erhebt sich erst dahinter. Das Schotterwerk zeigt bis ca. 5 m unter der Oberfläche unverfestigte Schotter, dann ohne scharfe Grenze die einsetzende Nagelfluh-Entwicklung, die sich bis zum tief eingeschnittenen Teichl-Fluß fortsetzt. Die Höhe des Nagelfluh-Abfalls beträgt trotz Vertiefung durch die Schottergrube noch immer 35 Meter.

Die Hauptflur liegt im 2 km entfernten Dirnbach bereits um rund 10 m höher und grenzt sich in einer deutlichen Terrasse (ca. 15 m Höhe) von der Zwischenflur ab, die trotz der großen Schottergrube noch deutlich sichtbar ist (Abb. 18). Der in zwei Generationen vorliegende Krengaben-Schwemmkegel hat sich unter periglazialen Verhältnissen auf die fluvio-glazialen Aufschüttungsfluren daraufgelegt und sich im Postglazial, wie auch bei allen benachbarten größeren Schwemmkegel-Entwicklungen (Serbengraben, Palmgraben), tief in die eigene sowie die unterlagernde Sanderentwicklung eingeschnitten. Bei der Kirche St. Pankraz liegt die Hauptflur gegenüber dem 2 km entfernten Dirnbach bereits ca. 15 m höher und steigt im 1 m entfernten Bahnhofsgelände St. Pankraz um weitere 10 m an. Allerdings greift hier der Palmbach-Schwemmkegel sehr weit vor und dürfte das allgemeine Abdachungsverhältnis lokal etwas überhöhen. Im 1 km entfernten Gelände Unterlainberg sind es wieder 10 m Anstieg, wodurch sich insgesamt gesehen eine sehr einheitliche Abdachung der Hauptflur ergibt. Flächenmäßig ist diese Niederterrasse am linken Teichlufer wesentlich deutlicher ausgeprägt; es zeigt sich aber trotz des Drängens der Teichl nach N, daß auch am rechten Ufer in Gleitmäander-Schutzlagen Niederterrassenreste erhalten geblieben sind, die in der Höhenlage sehr schön mit dem Gegenüber korrespondieren. Es ist dies der Terrassensporn Helml NE Dirnbach sowie die obere Terrasse gegenüber der Serbenbachmündung, im E St. Pankraz (Abb. 19 a, b) und schließlich das gesamte Endmoränen-Vorfeld zwischen Rohraugut und Stummergut.

In der Teichl-Furche ist vermutlich als Eintiefungsfolge, die mit dem Rückzug des hochglazialen Eises und dem neuerlichen Vorstoß zum inneren Wallgürtel zu korrelieren sein wird, wie im Steyrtal, eine Zwischenflur ausgebildet. Ihr ist durchwegs eigen, daß ihr Aufschüttungskörper weitaus größere Geröllkomponenten aufweist, als sie im Niederterrassen-Aufschüttungskörper vorliegen; zudem sind diese Materialien nicht zu Nagelfluh verfestigt.

Dieser ganz wesentliche sedimentologische Unterschied kann bereits im Terrassenkörper Au (im N der Teichmündung) eingehend studiert werden. Bei genauer Begehung zeigt sich, daß dieser Aufschüttungskörper zwar bis rund 5 m unter der Oberfläche aus der Nagelfluhentwicklung vom Typ der Niederterrasse aufgebaut ist, dann aber eine Geröllauflage einsetzt, deren Komponenten im Durchschnitt mindestens den doppelten Durchmesser zeigen. Diese ca. 5 m (Abb. 20 a) mächtige Auflage ist unverfestigt. es ist bei einer Besichti-



Abb. 19 a: Obwohl die spätglaziale Teich-Erosion mehr nach N drängte, blieben in Gleitmäander-Situationen Reste der Niederterrasse erhalten. Hier der Terrassenrest Helml (115 m), der sein Gegenüber in der Terrasse hinter dem Bahnhof Hinterstoder (S. Abb. 18) hat. Im Hintergrund ist noch ein Rest der Zwischenflur erhalten. Blick von Helml Richtung SE.



Abb. 19 b: Ein Niederterrasse-Rest am Fuß des Teichlbergs, der sein Gegenüber im Bahnhofsgelände St. Pankraz hat. Ungefähr 12 m unter seinem Hauptflur-Niveau befindet sich die Zwischenflur, die noch immer 30 m über der heutigen Teichl liegt und deren Einschnitt von hier aus nicht wahrgenommen wird. Standort 500 m im N (jenseits der Teichl) Bahnhof St. Pankraz, Blickrichtung W.

gung Vorsicht am Terrassenrand geboten. Die kleine asymmetrische Terrassierung auf dieser Zwischenflur hat ihre Ursache in der seinerzeitigen Schotterentnahme für den Bahnbau, es wäre aber ein Trugschluß zu meinen, daß es sich hier um eine abgearbeitete Hochterrasse handelt. Dies beweist nicht nur die an Festigungs- und Rundungsgrad andersgeartete Auflage: diese Zwischenflur liegt auch in dem vor dem Bahnbau stammenden Sektionsblatt 4852/4 in gleicher Höhenlage vor. Nördlich der Bahn liegt ein Nagelfluhrest der



Abb. 20 a: Die überaus lehrreiche Zwischenflur Au im N der Teichl-Mündung am Fuße des Falkenstein. Wir sehen die bis ca. 5 m unter die Zwischenflur-Oberfläche heraufreichende Nagelfluh-Entwicklung mit sehr einheitlichen Geröllkomponenten in Faustgröße. Im Hangenden setzt dann die unverfestigte Zwischenflur-Entwicklung ein (mit Schotterkomponenten in dm-Größe – siehe Pfeil).



Abb. 20 b: Diese Aufnahme wurde 200 m im W des Bildstandortes 20 a jenseits der Eisenbahn aufgenommen. Die Eisenbahn verläuft auf der Zwischenflur, während an der Hangschleppe des Falkenberges bis ca. 12 Meter über der Zwischenflur hochglaziale Schotter anzutreffen sind, die nur wenig vom Hangschutt gestört wurden; Blickrichtung SE.



Abb. 21: Dem neuen Straßenbau zum Gasthof Pernkopf ist es zu verdanken, daß hier ein präwürmzeitlicher Endmoränenwall durch die verbreiterte Straßenkehre angeschnitten wurde. Wir sehen im Vordergrund den anstehenden Fels, dann folgt der durchschnitene konglomerierte Wall der Schottermoräne (Höhe 30 m über der Niederterrasse!) und schließlich die aufliegende und nach N anschließende periglaziale Schuttauflage. Es handelt sich hier vermutlich um einen inneralpin erhaltenen Rückzugsstand; Standort 200 m SW Gasthof Pernkopf.



Abb. 22: Blick vom westlichen Radingberg-Ausläufer ins Teichtal Richtung Bahnhof Pießling-Vorderstoder, der auf dem Grundmoränenareal und vermutlich auch überfahrenen Vorstoß-Schottern der hochglazialen Pyhrn-Ferneismasse steht. In diese Entwicklung ist die Zwischenflur Gradau (siehe linken Hintergrund) hineingestellt, die wahrscheinlich das Bindeglied zwischen dem neuen Hochstand (Endmoräne siehe Abb. 5) und der Zwischenflur darstellt. Standort 640 m ü. A., Fußweg vom Bahnhof Richtung Hinterrettenbach.

Hochterrasse (Abb. 20 b), der die Zweigliederung der Aufschüttungskörper unterstreicht. Ein Problem ist die allochthone Auflage in der Falkensteinzug-Einsattelung, die in der Geologischen Spezialkarte von G. GEYER und auch von D. v. HUSEN 1975 zu ausgedehnt eingetragen ist: in der Sattelung selbst findet sich nur mehr die periglaziale Verwitterungsschwarte. Die fremden Geschiebe setzen erst S Pernkopf in einer Höhe von 535 m ein, das ist rund 20 m über der Niederterrassen-Hauptflur. Wie der durch die Straßenkehre bedingte Aufschluß zeigt, handelt es sich hier um völlig gerundete Geschiebe. Ihr Rundungsgrad spricht eher für eine fluvioglaziale Interpretation; die Höhenlage sowie die durch die Straße als angeschnittener Wall erscheinende Geschiebeakkumulation, die auch keinerlei Einregelung zeigt (Abb. 21), weist eher auf eine Endmoränensituation hin. Solche Schottermoränen waren im Kartierungsraum durchaus keine Besonderheit. Als Moräne (oder ein so hoch hinaufreichendes Sandervorfeld) sind diese Materialien auf alle Fälle in eine ausgehntere Vereisung als Würm (Riß-Rückzugsstand?) zu stellen, ihr Verfestigungsgrad unterscheidet sich kaum von der Nagelfluhentwicklung.

Die Au-Zwischenflur (490 m setzt sich jenseits der Teichl am Fuße der Hochterrasse von Dirnbach fort (Abb. 18), ist auch S Helml als Rest entwickelt (hier zeigen sich Buckelwiesen, wahrscheinlich anthropomorphologisch bedingt) und läßt sich dann bis zur Höhe des Bahnhofs St. Pankraz, am rechten Ufer in allen Gleitmäander-Schutzlagen (500 m, 510 m, 520 m, 525 m), verfolgen. Auch hier sind die durchwegs größeren und unverfestigten Geröllkomponenten typisch. Im Bereich Unterlainberg gibt es nur kleine, allerdings bei der Kartierung doch deutlich hervortretende Zwischenflurreste, die sich schließlich im Raum der hochglazialen Moränenentwicklung in Richtung des inneren Moränengürtels fortsetzen. Ein Zwischenflurrest erreicht im Raum Reitbrücke die 540-m-Marke und ist möglicherweise mit dem 560-m-Terrassenrest NE Gradau (Abb. 22), der als Bindeglied zum inneren Moränengürtel gut hineinpaßt, zu verbinden. Eine Unsicherheit bringt der nahegelegene Pießling-Mündungsbereich, für den nicht nachgewiesen werden kann, ob hier eigene Eintiefungsfolgen vorliegen; dies ist eher unwahrscheinlich, aber nicht auszuschließen.

Der Zwischenflur-Körper hat sich, wie am Beispiel Au bereits erörtert wurde, nicht völlig in die hochglaziale Niederterrassenentwicklung hineingestellt. Nach einer ca. 5–7 m unter der Oberfläche gelegenen Erosionsphase, die sich nur ca. 20 m in den Niederterrassenkörper eingesägt hat und als Resultat des hochglazialen Rückzugs zu betrachten ist, brachte eine neuerliche Vorstoßphase eine ca. 5 m mächtige unverfestigte Schotterauflage, die mit Ausnahme der Dirnbach-Zwischenflur deutlich größere Komponenten als die hochglaziale Nagelfluhentwicklung zeigt. Es mag sein, daß die Sandgrube der Dirnbach-Zwischenflur (Abb. 18) nur das Niveau dieser Eintiefungsfolge darstellt (wenngleich auch hier in der Sandgrube bis 5 m unter der Oberfläche keine Nagelfluh-Verfestigung vorliegt) und eine weitere Teileintiefung mit der späteren Auffüllung im N lag. Dies ist übrigens die einzige Stelle aller Zwischenflurniveaus, für die das Kriterium der Geröllgrößenabsonderung nicht gilt.

Diese Zweiphasengliederung der Würm-Vereisung, die sich in der Zwischenflur-Entwicklung (sowie der Hauptmoränen-Entwicklung im Stodertal und im inneren Moränengürtel des Beckens von Windischgarsten) so deutlich zeigte, muß um so höher eingeschätzt werden, als die Haupteismasse vom Zuliefergebiet des Enns-Gletschers über das Pyhrn-Paßgebiet abhängig war. Ein Oszillieren der Enns-Ferneismasse mußte wohl eine interstadiale Größe erreichen, um über die Pyhrn-Einengung mit einem derartigen Ergebnis bis

hierher durchzuschlagen. Diese Beobachtung eines neuerlichen Vorstoßes nach einer vertikalen Eisoberflächen-Absenkung gegenüber dem hochglazialen Stand von rund hundert Metern konnte vom Verfasser im inneralpinen Ostalpenraum auch jenseits des Alpenhauptkammes beobachtet werden (H. EICHER, 1977, 1978 a, 1978 b) und befürwortet die Ansicht, daß H. SPREITZER (1961 a, 1961 b), der bislang von neuen Kartierungen keine Unterstützung erfuhr, mit der Bezeichnung „Neuer Hochstand“ nicht unrecht hätte. Für H. SPREITZER war die Bezeichnung Neuer Hochstand besonders naheliegend, zumal eine so mächtige Eisstausee-Entwicklung, wie sie im Hochtal von St. Lambrecht vorlag, auch nachweislich einen beträchtlichen Zeitinhalt repräsentierte. Wenn auch eine derartige seitliche Eisrandentwicklung in diesem Raum nicht überliefert ist, weil ein entsprechendes Sackgassen-Hochtal fehlte, so vertritt der Verfasser die Ansicht, daß eine Parallelisierung mit H. SPREITZER's Neuem Hochstand naheliegt: derart ausgeprägte Vorstoß-Leitformen, wie sie hier kartiert werden konnten, verifizieren immer mehr die 1978 vertretene Vermutung des Verfassers, daß eine diesbezügliche Parallelisierung für den ganzen inneralpinen Ostalpenraum möglich sein wird. Die am Beispiel des Drau-, Gurk-, Mur- und nun Pyhrn-(Enns-)Gletschers aufgefundenen Schlüsselstellen lassen hoffen, daß noch weitere Forschungsergebnisse in dieser Richtung folgen, zumal diesbezügliche Detail-Kartierungen im Alpenraum noch lange nicht abgeschlossen sind.

Literatur

- AMPFERER, O.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Zone 15 Kol. XI (= Gradabteilung der ÖK 99 + ÖK 100), 1 : 75.000, Geol. B.-A., Wien 1933.
- BÖHMERSHEIM, A.-B. v.: Die alten Gletscher der Enns und Steyr. – Jb. Geol. RA, 35, 429–612, Wien 1885.
- BÜDEL, J.: Die angebliche Zweiteilung der Würmeiszeit im Loischvorland bei Murnau (Südbayern). – Stuttgarter Geogr. Std., 69, 121–141, Stuttgart 1957.
- BÜDEL, J.: Die Gliederung der Würmkaltzeit. – Würzburg. Geogr. Arb., 8, 1–45, Würzburg 1960.
- EICHER, H.: Neue Beobachtungen über würmzeitliche Vorgänge im Hochtal von St. Lambrecht. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, 107, 55–63, Graz 1977.
- EICHER, H.: Zur Funktion der Würmhochstände im Gebiet der oberen Gurktalung einschließlich der Nahtstelle Gurk-Draugletscher. – Mitt. österr. geol. Ges., 69, 209–245, Wien 1978.
- EICHER, H.: Bericht über die glazialmorphologische Kartierung in der Feldkirchener Bucht: Teil I – Nord (Das Gebiet zwischen Enge Gurk und Tiebel). – Carinthia II, 88/168, 151–174, Klagenfurt 1978.
- FLIRI, F.: Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – Z. Geomorph., Supplbd. 16 (Geomorphologie des Quartärs), 1–14, Berlin/Stuttgart 1973.
- GEYER, G.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Zone 15 Kol. X (= Gradabteilung der ÖK 97 + ÖK 98), 1 : 75.000, Wien 1918.
- GEYER, G.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich (vorm. Österr.-Ungar. Monarchie), Zone 14 Kol. X (= Gradabteilung der ÖK 67 + ÖK 68), 1 : 75.000, Wien 1913.
- GREINER, P.: Das Becken von Windischgarsten. – Veröff. a. d. Inst. f. Raumforsch., 122 S., Wien 1967.
- HÖLLERMANN, P.: Zurundungsmessungen an Ablagerungen im Hochgebirge. Beispiele an den Alpen und Pyrenäen. – Z. Geomorph. N. F., Suppl. 12, 205–237, Berlin/Stuttgart 1971.
- HUSEN, D. v.: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 249–286, Wien 1968.
- HUSEN, D. v.: Zum Quartär des unteren Ennstales von Großraming bis zur Donau. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1971, Wien 1971.
- HUSEN, D. v.: Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. – Jahrb. d. Öö. Musealver., 120, 271–289, Linz 1975.
- HUSEN, D. v.: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trautal. – Jahrb. Geol. B.-A., 120, 1–130, Wien 1977.

- KLEBELSBERG, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Historisch-regionaler Teil. – 2. Bd, 1027 S., Springer-Verlag, Wien 1949.
- KRAUS, E.: Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. – *Eiszeitalter u. Gegenw.*, 6, 75–93, Öhringen 1955.
- PENCK, A.: Der Steyr- und Ennsgletscher. – In: *Die Alpen im Eiszeitalter*, Bd. 1, 220–233, Leipzig 1909.
- PIEHLER, H.: Die Entwicklung der Nahtstelle zwischen Lech-, Loisach- und Ammergletscher vom Hoch- bis Spätglazial der letzten Vereisung. – *Münchner Geogr. Abh.*, 13, 1–105, München 1975.
- PREY, S.: Die eiszeitlichen Gletscher im Traunstein-Zwillingskogel-Kamm und im Almtal bei Gmunden, Oberösterreich. – *Z. f. Gletscherkunde*, N. F. 3, 213–234, Innsbruck 1956.
- PREY, S.: Bericht 1970 über geologische Aufnahmen im Gebiet Windischgarsten auf den Blättern 98 und 99. – *Verh. Geol. B.-A.*, A 58–A 60, Wien 1971.
- SCHLÜCHTER, Ch.: Die Gliederung der letzteiszeitlichen Ablagerungen im Aaretal südlich von Bern. – *Z. f. Gletscherkunde*, N. F. 9, 123–141, Innsbruck 1973.
- SPREITZER, H.: Die Eiszeitstände des Metnitztales. – *Carinthia II*, 62/142, V. Paschinger-Festschrift, 36–56, Klagenfurt 1953.
- SPREITZER, H.: Hochstand und Rückzug des eiszeitlichen Murgletschers in Kärnten und deren zeitliche Einreihung. – *Carinthia I*, 151 („150 Jahre Carinthia“), 351–365, Klagenfurt 1961.
- SPREITZER, H.: Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. – *Geogr. Jber. Österr.*, 28, 1–50, Wien 1961.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt, Kurzerläuterungen. – *Mitt. Geol. Ges.*, 59, 231–253, 2 Karten, Wien 1967.
- TROLL, C.: Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, 18, 281–292, München 1925.
- TROLL, C.: Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückzug. – *Mitt. Geogr. Ges. München*, 29, 1–38, München 1936.
- WISSMANN, H. v.: Der Warscheneckstock. – *Z. d. D. Ö. A. V.*, 55, 190–226, München 1924.
- ZEITLINGER, J.: Versuch einer Gliederung der Eiszeitablagerungen im mittleren Steyrtal. – *Jahrb. d. Öo. Musealver.*, 99, 189–243, Linz 1954.
- ZIENERT, A.: Die Würm-Vereisung und ihre Rückzugsstadien im Westteil des Hochschwarzwaldes. – *Z. Geomorph.*, N. F. 17, 359–366, Berlin/Stuttgart 1973.
- ZWITTKOVITS, F.: Geomorphologie der südlichen Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarsten (Warscheneck, Bosruck, westliche Haller Mauern). – *Geogr. Jber. Österr.*, 29, 40–74, Wien 1963.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 27. 4. 1979.

GLAZIALGEOLOGISCH-GEOMORPHOLOGISCHE KARTE DES BECKENS VON WINDISCHGARSTEN - STODER

ÖK 68-98-99 ; aufgenommen von Harald Eicher in den Jahren 1976, 1978 (ÖK 99 unter Mitverwendung der Geologischen Spezialkarte 1:75 000 von O.AMPFERER, ÖK 68 und ÖK 98 als eigenverantwortliche quartärgeologische Neuaufnahme)



STANDORT-ORIENTIERUNGSHILFEN

- Isohypsen der ÖK 25 V, Aquidistanz 20 m
- Kartierungsgrenze (hauptsächlich lokale Wasserscheiden)
- Hauptwässernetz, Wasserflächen
- Hauptverbindungsstraßen
- Wichtige Güterwege und Forst-aufschließungsstraßen (mit eigenen Ergänzungen, Stand 1978)
- Zusatzmarkierung für wichtige, besonders sehenswerte Endmoränen (voller Pfeil - Präwürm)
- Anthropogene Geländeänderung: Wichtige Aufschlüsse (einschl. Verändg. d. Eisenbahnbau, SG - große Erdbewegung b. Sandgruben)

GEOMORPHOLOGISCHE LEGENDE

- Terrassenabfälle (mindestens 5 m)
- Wichtige Geländestufen, Anthropogen bedingte Kleinterrassen, Terrasse
- Unterscheidung, wichtiger Knick zum Hintergehänge
- Endmoränen - Wallformen der Lokalgletscher (ohne Gliederung der autochthonen Vereisung in Stände)
- Äußerer Wallgürtel der allochthonen Hauptvereisung (Enns-gletscher im Würm-Hochglazial)
- Innerer Wallgürtel eines weit verbreiteten neuerlichen Vorstoßes (bei 100 m Vertikalabsenkung der Eisoberfläche i. d.)
- Eisrandkörper (Wichtige Staukörper ohne ausgeprägtem Scheitel)

- Karentwicklung
- Altmoränen (Präwürmzeitliche Tillitgürtel, Rib ?). Geomorpholog. Erscheinungsbild durch Kryoplanation beeinflusst
- Hauptflur (Hochglaziale Sanderentwicklung, Niederterrasse)
- Zwischenflur (Sander des neuerlichen Vorstoßes ?)
- Niederflur (vermutlich Postglazial, unsichere Abgrenzung zum Alluvium)
- Zungenbeckenauffüllung, Alluvium i. A. Glaziales Zerfallsgebiet
- Moor und anmoorige Flächen Postglaziale Biosedimentologische Verlandung
- Schwemmkegel, Murenkegel, Bergsturzmasse

ÖK 68
ÖK 98

ÖK 68
ÖK 98
ÖK 99

QUARTÄRGEOLOGISCHE LEGENDE

- | | | |
|--|---|--|
| Anstehendes (Hauptmasse Karbonatgestein: Silikatgestein: Schiefer i. A. wenig metamorph) | Fluviale Schotter und Sande der Zwischenflur (Teichgebiet ab 5 m Tiefe Nagelfluh, Würm-Spätglazial ?) | Moränen und Staukörper, deren Altersfrage und Zuordnung (Windischg. Hauptvereisung - Lokalgletscher) ungesichert ist |
| Kies mit Gerölleinestreue, Hangschutt i. A. (wenig aktualmorpholog., Hauptmasse periglazial) | Fluvioglaziales Schotter und Sande der Teich-Niederflur | Hochglaziale Staukörper und Moränen der Enns-Überlappung, häufig Schottermoränen |
| Kies fluvialitil beeinflusst, Kreuzschichtung | Hangschleppeneentwicklung, unsortierte Pedimente | Grundmoränen und glaziales Zerfallsgebiet innerhalb des inneren Moränengürtels (sandige Matrix dominant) |
| Blockwerk, Geröllkummulierung | Grobblecke, Bergsturzmasse | Bänderachluff von Poppenberg, Schluffe einer Eisrandackentafel, solifluidal vom Hintergehänge beeinflusst |
| Hangschutt in roterde-durchwirkter Matrix | Roterdebreccie (Piefling-Riegleralm, Präquartär ?) | Schluffige Ausbildung von Lokalgletscher-Moränen |
| Eluviale Lehme, tiefgründige Verwitterung auf Tongesteinsbasis (z.T. auch koluviale Gehängelehme) | Moor und anmoorige Ablagerung | Endmoränengürtel eines präwürmzeitlichen Steyrgletschers (Rib ?), zu Tillit verfestigt, z.T. Großblockgürtel (Ø 1m) |
| Sanderentwicklung (Gliederung s. geomorph. Legende), überiegend Nagelfluh, Würm-Hochglazial | Moränen der Lokalgletscher, Würm i. A. (Hauptmasse aus kantengerundeten, dm-großen Geschieben) | Hochgelegene Schottermoränen N Dirnbach, Endmoräne in 960 m (Rib-Rückzugsstand ?) |
| Tillit (artige) Lokalmoränen (meist nagelfluhartig verfestigt, z.T. auflagernde Roterdesterde - Präwürm) | Altmoränenreste (z.T. umgelagert, mit Roterdesterden), von hochglazialer Überprägung nicht zu trennen | |

Dunkl. Bänderschluff (ÖK 99) und Vermessungspunkte (Landsaufnahme) in Wien
1000m 500 0 1 2 3 4 5 km

ÖK 98
ÖK 99

Druckvorlage vom Autor zur Verfügung gestellt !

Höhenschnittenplan vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landsaufnahme) in Wien, Zl. L60 777/79

Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 122, Heft 2	S. 429–453	Wien, Dez. 1979
--------------------	----------------	------------------	------------	-----------------

Die Ergebnisse der geologischen Neuaufnahme des Anninger-Gebietes (Niederösterreich)

Von Benno PLÖCHINGER*

Mit 8 Abbildungen und 1 Tafel (= Beilage 11)

*Ostalpen
Anninger
Ötscher Decke
Schürflinge
Karbonatbauxit
Mesozoikum
Jungtertiär
Plio-Pleistozän
tektonischer Bau*

*Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 58*

INHALT

Abstract	429
Zusammenfassung	430
Vorwort	430
1. Zur Schichtfolge	431
a) Die Schichtglieder der Schürflinge	431
b) Die Schichtglieder der Göller Decke	432
c) Die Oberkreide- und Jungtertiärablagerungen	436
2. Der Bauplan des Anninger-Gebietes	440
a) Die Nordrandzone der Anninger-Scholle	441
b) Der Hauptteil der Anninger-Synklinale und die südlich folgende Wetterkreuz-Antiklinale	444
c) Die Teilscholle des Pfaffstätten Kogels	446
d) Die östliche Randzone der Anninger-Synklinale	447
Literatur	452

Abstract

The Anninger outlier situated near Vienna as part of the Lindkogel-Schuppe belongs to the Goeller sub-nappe of the Oetscher nappe. It consists of an about 2600 m thick rock sequence reaching from the Upper Permian to the Malmian. Included in the newly subdivided Jurassic series are siliceous limestones of the Lower Liassic, coloured cephaloped limestones of the Middle Liassic (Adnet Ls.) and of Dogger (Klaus Ls.), coloured siliceous limestones and radiolarites of the basal Malmian, siliceous, micritic to sparitic limestones of the Oxfordian as well as biogenic detrital limestones of the Oxfordian (Tressenstein Ls.)

In the Einoed valley as hollow-filling a reworked bauxite (Kalkbauxit) and in the area of the Pannonian Richardshof terrace a Plio-Pleistocene cone-shaped pebble body were found.

During the northward trending block-thrust of the Calcareous Alps in the Lower Tertiary a revival of the pre-Gosau overthrust of the Oetscher nappe took place; the Upper Permian and Middle Triassic rocks of the front of the nappe were folded and sliced. Deep slicing caused the dislodging of Keuper sediments, of Liassic, of younger Lower Cretaceous and of Cenomanian marls from a lower tectonic unit.

* Anschrift des Verfassers: Dr. B. Plöchinger, Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23

The Anninger syncline, which shows a regional west-southwest-east-northeastern strike and is the major constituent of the Anninger outlier, is subdivided into sub-synclines respectively into sub-outliers. An east-northeast-striking anticline south of the Anninger-syncline is bent in a north-northeasterly direction at its eastern end apparently by a sinistral wrench fault which parallels the western edge of the Vienna Basin. A further syncline follows the same north-northeasterly direction through the sub-outlier of the Pfaffstaettner Kogel. These, together with other transverse structures, are considered to be the results of west-northwest-oriented thrust movements, which took place before the collapse of the Vienna basin.

Zusammenfassung

Die nächst Wien gelegene Anninger-Scholle gehört als Teil der Lindkogel-Schuppe zur Göller Decke (= Teildecke der Ötscher Decke). Sie ist von einer rund 2600 m mächtigen Gesteinsserie aufgebaut, die vom Oberperm bis in den Malm reicht. Zur neu gegliederten Juraserie zählen kieselige Kalke des Unterlias (Liasspongien- und Hornsteinknollenkalk), bunte Cephalopodenkalke des Mittellias (Adneter Kalk) und des Dogger (Klauskalk), bunte kieselige Kalke und Radiolarite der Malmbasis, hornsteinführende mikritische bis sparitische Kalke des Oxford und Biogenschuttkalke (Tressensteinkalk) des Oxford.

Im Tal der Einöd wurden ein Kalkbauxit und im Bereich der pannonen Richardshoferrasse ein plio-pleistozäner Schotterkegel gefunden.

Während der nordvergenten Bewegung des kalkalpinen Deckenstapels im Altertär kam es zur Wiederbelegung der vorgosauischen Ötscher Decken-Überschiebung und wurden die oberpermischen bis mitteltriadischen Gesteine im Frontbereich der Decke, in der Hinterbrühler Talung, gefaltet und geschuppt. Eine tiefgreifende Schuppung führte zur Herausschürfung von Keupersedimenten und von Mergeln, die dem Lias, der hohen Unterkreide und dem Cenoman einer tiefen tektonischen Einheit zugehören.

Die regional WSW-ENE streichende Anninger-Synklinale, die den Großteil der Anninger-Scholle einnimmt, ist in Teilsynklinalen beziehungsweise Teilschollen gegliedert. Eine südlich der Anninger-Synklinale gelegene, ENE-streichende Antiklinale zeigt sich an ihrem östlichen Ende, anscheinend durch eine linksseitige Blattverschiebung, die dem Westrand des Wiener Beckens parallel läuft, in die NNE-Richtung abgebogen. In dieser NNE-Richtung verläuft auch eine Synklinale quer über die Teilscholle des Pfaffstättner Kogels. Diese und andere Querstrukturen sind als Folge eines WNW-gerichteten Druckes zu betrachten, welcher vor dem Abbruch des Wiener Beckens wirksam war.

Vorwort

Seit der Bearbeitung durch H. KÜPPER (1926) wurde das Anninger-Gebiet in seiner Gesamtheit nicht mehr näher untersucht. Der Verfasser bekam deshalb nach dem Ausdruck der Geologisch-Geotechnischen Karte des Schwechattal-Lindkogelgebietes und deren Erläuterungen, unter der Direktion Prof. H. KÜPPER, den Auftrag, das benachbarte Anninger-Gebiet im Maßstab 1:10.000 geologisch neu aufzunehmen. Die vorliegende, Herrn Prof. KÜPPER gewidmete Arbeit möge nicht nur dem Wunsch nachkommen, der Fachwelt die Ergebnisse dieser Neuaufnahme vorzulegen, sie möge auch dem geologisch interessierten Wanderer Anregungen geben.

Das Anninger-Gebiet, das zu den beliebtesten Ausflugszielen im Wienerwald zählt, erfaßt die reizvolle, durch eine Deckengrenze vorgezeichnete, Ost-West-verlaufende Brühlma. Enzersdorfer Talung und die, zwischen dieser Talung im Norden und dem Tal der Einöd im Süden gelegenen, kulissenhaft aneinandergereihten, abgeflachten Erhebungen der Anninger-Masse. In ihrer Ost-West-Erstreckung liegt diese im Anninger eine Gipfelhöhe von 674 Metern erreichende Masse zwischen Einbruchsbecken, die mit jungtertiären Ablagerungen erfüllt sind, dem Wiener Becken im Osten und dem Gaadener Becken im Westen. Ihre isolierte Stellung ist somit auch Erbe aus jener Zeit, in der sie das Meer des Wiener Beckens umbrandete.

Der Verfasser dankt allen jenen herzlichst, die ihm helfend zur Seite standen, sei es durch die Bestimmung von Mikro- und Makrofossilien, sei es durch Ratschläge und Hinweise oder auch durch die sorgfältige graphische Gestaltung der Abbildungen und Tafeln.

1. Zur Schichtfolge

Die etwa 2600 m mächtigen permo-mesozoischen Sedimente, die am Aufbau der Anninger-Masse beteiligt sind, gehören zur Lindkogel-Schuppe der kalkvorpalpinen Göller Decke, einer Teildecke der Ötscher Decke. Nur in ihrem permo-skythischen Sockel trifft man Schürflinge, die aus der tektonischen Basis stammen. Es empfiehlt sich deshalb, zuerst die Schichtglieder dieser Schürflinge zu nennen.

a) Die Schichtglieder der Schürflinge

Das stratigraphisch tiefste Schichtglied der Schürflinge bilden die hellgrauen, feinkörnigen Keuperquarzite und die vorwiegend dunkelroten Tonschiefer des Keuper. Sie sind im Bereich des Grillenbühels und des Hühnerkogels, N der Johannesstraße, verbreitet. G. WESSELY (1974, Taf. 1) hat zuerst auf die Äquivalenz mit den karpatischen Keuperablagerungen aufmerksam gemacht.

Weiters zählen zur Schürflingsserie die liassischen Fleckenmergel und die kieselligen Mergel. Sie treten W der Kirche Hinterbrühl, im Ostteil des Grillenbühels und südlich der Rauchkogel, also ebenso durchwegs N der Johannesstraße, auf (vgl. G. WESSELY, 1975). Mehrererorts wurden diese mattgrauen, schiefrig-sandigen, oft boudinagenartig verwalzten plattigen Liasmergel beprobt, so z. B. an den Baustellen des Landesjugendheimes, 120–140 m S der Einfahrt von der Urlaubskreuzstraße, ferner in der Johannesstraße 6, in der E. F. Gießergasse 12, in der Stojanstraße 16, zwischen den Häusern Stojanstraße 26 und 36 bis zu den Rauchkögeln und im Baugrund der Stojanstraße 65. Eine Probe vom Grillenbühel (11. 5. 76/8) enthält nach M. E. SCHMID folgende Foraminiferen des Lias Alpha: *Planularia arietis* (ISSLER), *Planularia inaequistriata* (TERQUEM), *Fronicularia pulchra* (TERQUEM), *Dentalina matutina* (ORBIGNY), *Dentalina* div. sp., *Pseudonodosaria* sp., *Marginulina prima* (ORBIGNY) und *Lingulina tenera* (BORNEMANN), eine Probe von der Stojanstraße *Annulina metensis* (TERQUEM) und *Lenticulina (Planularia) inaequistriata* (TERQUEM). Während man bei der Aufnahme der Liasmergel größtenteils auf die zufällig offenen Baugruben angewiesen war, kann ein Aufschluß angeführt werden, der heute noch zu besichtigen ist. Es sind die weichen, grauen Liasmergel, die sich an der Westbegrenzung des NÖSIWAG-Hochbehälters des Kleinen Rauchkogels am tektonischen Kontakt mit dem Gutensteiner Kalk der Scholle des Kleinen Rauchkogels erhalten haben (S. 444).

Zur Schürflingsserie gehören des weiteren Mergelschiefer der hohen Unterkreide, ein mattgraues, seidig glänzendes, quarzarenitisches und zum Teil kohlehäckselreiches Gestein. Es liegt vor im Bereich des Verwaltungs- und Wohngebäudes des Landesjugendheimes Ma. Enzersdorf, und zwar im tektonisch Liegenden der überkippten, steil NNW-fallenden Fleckenmergel. Folgender Foraminifereninhalt (det. M. E. SCHMID) macht es sehr wahrscheinlich, daß es sich um Alb handelt: cf. *Spiroplectinata annectens* (PARKER & JONES), *Rotalipora* sp., *Hedbergella* cf. *infracretacea* (GLAESSNER), *Arenobulimina presli* (REUSS), *Marssonella* cf. *trochus* (ORBIGNY), *Lenticulina* sp. (Unterkreide-Habitus), *Gavelinella* sp. (Unterkreide-Habitus).

Das höchste Schichtglied der Schürflingsserie bilden graue, dezimetergebankte, sandig-schiefrige Mergel des Cenoman. Sie sind an der nördlichen Böschung der Stojanstraße, bei Haus Nr. 17, aufgeschlossen und führen in der Probe 30. 1. 77/4a *Lenticulina* div. sp., *Gavelinella* div. sp., *Hedbergella* sp., cf. *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Rotalipora* cf. *evoluta* (SIGAL) und *Rotalipora cushmani* (MORRO) (det. M. E. SCHMID).

b) Die Schichtglieder der Göller Decke

Zur Serie der Göller Decke gehört als ältestes, basales Schichtglied das Gipshaselgebirge, bestehend aus einem grauen, unreinen Gips und dunkelgrauen Tonschiefern, aus welchen K. KLAUS oberpermische Sporen gewinnen konnte. Das durch Eindampfung entstandene Sediment ist gut im aufgelassenen Gipsbergbau der Hinterbrühl, der heutigen Hinterbrühler Seegrotte, aufgeschlossen. Nach P. BECK-MANNAGETTA (1947, S. 4) streichen die gipsführenden Ablagerungen unter der jungtertiären Schotterbedeckung von Hochleiten 3 über das alte Gipsbergwerk bis NNE des Gaisriegels, S des Barmhardstales, wo sie eine Bohrung in 15 m Tiefe angefahren hat. In engem Verband mit diesem evaporitführenden Sediment stehen die roten bis hellgrünlichgrauen, feinglimmerigen Tonschiefer und grünlichen bis weißlichen, quarzreichen Sandsteine der Werfener Schichten. Am besten ist ihre Lagerung zurzeit S des Gaumannmüllerkogels, zwischen den Ortskernen von Hinterbrühl und Weißenbach zu studieren. Neu erfaßt wurden östlich des Kientaleinganges, am Grundaushub für den Neubau Gaadenerstraße 45 (Hinker), mittelsteil ESE-fallende, hellgraue bis hellchokoladefarbige, dezimetergebankte, gelegentlich boudinagenartig ausdünnende Werfener Kalke mit bis dezimeterdicken, bräunlichen Mergelschiefer-Zwischenlagen. Der klüftige, dichte bis feinkörnige Kalk ist reich an Mangandentriten und nimmt am Nordfuß der Anninger-Scholle eine stratigraphische Stellung zwischen den roten Werfener Schiefen und den Gutensteiner Schichten ein. Seine Mächtigkeit dürfte maximal 10 m betragen.

Hangend folgen die nur wenige 10 m mächtigen mitteltriadischen Ablagerungen mit Reichenhaller Rauhwacke, Gutensteiner Kalk und Reiflinger Kalk. Die Reichenhaller Rauhwacke ist am Südfuß des Hundskogels und E der Burg Liechtenstein, der dünnbankige, dunkle Gutensteiner Kalk z. B. unter der Burg Liechtenstein, in den klippenförmigen Felsen der Rauchkögel und in den drei Felsköpfen an der Dreisteinstraße vertreten. Die dunkle, massige Variante eines teilweise dolomitischen Gutensteiner Kalkes liegt am Weißenbachkogel, am Gaumannmüllerkogel, am Hundskogel, am Weißen Kreuz und an der Ruine Römerwald NE der Kirche Hinterbrühl vor.

Charakteristisch sind die im Gutensteiner Kalk anzutreffenden kieseligen Ooide. Sie veranlaßten A. TOULA von einem „Kugalk“ zu sprechen. A. TOULA (1909, S. 403) führt aus dem Gutensteiner Kalk unseres Gebietes *Cidaris* sp., *Spiriferina lipolde* (BITTNER) und eine Liste von Brachiopoden, darunter Formen der Gattungen *Pecten*, *Avicula*, *Gervillia*, *Modiola*, *Myoconcha* und *Anodontophora* an.

Durch Übergänge mit dem Gutensteiner Kalk verbunden, ist S der Hinterbrühler Talung der hornsteinführende, hellgraue Reiflinger Kalk. Wettersteindolomit ist nur andeutungsweise und sporadisch zu erkennen.

Das Unterkarn vertreten die Lunzer Schichten mit ihren dunkelbraungrauen, plattigen Trachyceras „aon“-Schiefern, dem dunkelgrauen Reingrabener Schiefer und dem braunen Quarz-Felspat-Arenit der Lunzer Sandsteine. Dieser Lunzer Sandstein führt am

Gaumannmüllerkogel *Gervilleia bouei* (A. TOULA, 1909, S. 384). Die Mächtigkeit der Lunzer Schichten beträgt am Nordfuß der Anninger-Masse, im Bereich Weißenbach-Hinterbrühl, ca. 50 m.

Zu den oberkarnischen, ca. 60 m mächtigen Opponitzer Schichten gehören bräunlichgraue, tonige Kalke oder auch undeutlich gebankte, zellige Kalke (= Opponitzer Kalke); sie führen am Gaumannmüllerkogel Schnecken, die an *Holopella* („*Rissoa*“) *alpina* erinnern (A. TOULA, 1909, S. 384). Auch gelbliche Rauhacken (Opponitzer Rauhacke) sind vertreten. Verbreitet sind die Opponitzer Schichten am gesamten Nordrand der Anninger-Masse, zwischen den Lunzer Schichten im Liegenden und dem Hauptdolomit im Hangenden.

Hauptbaustein der Anninger-Masse ist der Hauptdolomit. Das bräunlichgraue, deutlich gebankte, lagenweise bituminöse und damit dunkler graue Gestein ist von dunkelgrauen bis schwarzen Adern durchzogen und führt gelegentlich Fischzähne. Mit dem Dolomit durch Wechsellagerung verbunden, folgt der hangende, ca. 500 m mächtige, dichte Dachsteinkalk, der im rhätischen Niveau von einem foraminiferenführenden Oolithkalk abgelöst werden kann. So treten an der ENE-WSW streichenden, etwa 10 m mächtigen Felsrippe des Steinwandls, das über die Buchtal-Forststraße zu erreichen ist, hangend eines gebankten Dachsteinkalkes und im Liegenden eines nur wenige Meter mächtigen Kössener Mergels hellbräunlichgraue, seltener rötlich gefärbte Oolithkalke auf, die reich an rhätischen Foraminiferen der Gattungen *Triasina*, *Planiimolutina*, *Glomospirella*, *Oberhauserella*, *Angulodiscus*, *Fronidularia* und diversen Milioliden (det. W. FUCHS) sind. Die Triasinen liegen meist umkristallisiert im Zentrum der Ooide. Wie die Kössener Mergel, so führen auch diese Kalke Lumachellen und Brachiopoden.

Ähnlich oolithisch ausgebildete foraminiferenreiche Kalke trifft man u. a. auch an der Kote 521, an der der Sauluckenweg vorbeiführt, und am NW-SE-streichenden Rücken nördlich der Dreidärrischen Höhle. Nach Herrn Dr. ERKAN (Brief v. 15. 5. 1979) beinhalten Schiffe aus dem Gestein des letztgenannten Vorkommens folgende Mikrofauna: *Triasina hantkeni* (MAJZON) hh, *Aulotortus sinuosus* (WEYNSCHENK) h, *Glomospira* sp. ns, *Glomospirella parallela* (KRISTAN-TOLLMANN) ns, *Glomospirella expansa* (KRISTAN-TOLLMANN) ss, *Trocholina* (*Trochonella*) *crassa* (KRISTAN) ss, *Involutina turgida* (KRISTAN) ss, *Agathammina* sp. ns, *Nodosariidae* s und *Ostracoden* (det. E. KRISTAN-TOLLMANN).

Die Kössener Schichten erfassen dunkelgraue Mergel und Mergelkalke und auch etwas bunt gefärbte tonige Kalke. Sie sind anzutreffen an der Buchtal-Forststraße, am Buchenbrunnen, am Eschenbrunnen, an der Siebenbrunnenstraße westlich des Zusammentreffens mit dem rot markierten Weg, an der Lehnstuhl-Ostseite, südlich des Tieftales, im Rehgraben westlich des Prießnitztales, südlich des Austrittes des Kleinen Haselgrabens in das Tal der Einöd und im Baital bei Gumpoldskirchen. Ihre Mächtigkeit dürfte 100 bis 150 m erreichen.

Den sandig-tonigen Kössener Mergeln der Steinwandlkehre an der Buchtal-Forststraße entstammen die Brachiopoden *Rhaetina gregaria* (Suess) 3 ×, *Fissirhynchia fissicostata* (Suess) 3 ×, *Waldheimia norica* (Suess) 2 ×, *Osmarella starbembergica* (ZUGMAYER) 4 × (col. KORNBERGER, Mödling). Den Kössener Schichten im Bereich zwischen der Siebenbrunnenstraße und dem Sauluckenweg wurden die Formen *Rhaetina gregaria* (Suess) und *Rhynchonella pyriiformis* (Suess) entnommen. Besondere Erwähnung verdienen die bereits unter D. STUR (1871) in die Literatur eingegangenen Kössener Schichten des Baitalausganges bei Gumpoldskirchen.

Ein korallen- und brachiopodenführender rhätischer Riffkalk ist vielfach gelblich bis rötlich gefärbt und hat Starhembergkalkfazies. Er tritt südlich des Kalenderweges, westlich der Wilhelmswarte, an der Südseite des Anninger Forstes, westlich des Kaisergerndls und am Westrand des Kientales, zwischen dem Pfaffstättner Kogel und dem Gaisrücken, auf.

Gelegentlich sind Kluffüllungen aus Hierlatzkalk, so z. B. im Dachsteinriffkalkvorkommen des Gr. Kientales, anzutreffen. Ein leicht toniger, hellbräunlichgrauer, dichter, hornsteinführender Kalk ist wegen seines Gehaltes an kugelförmig auswitternden Kiesel-spongien als Liasspongienkalk zu bezeichnen. Er findet sich, wie bereits durch H. KÜPPER (1926, S. 66) bekanntgemacht; im Blockwerk des Vierjochkogel-Südhanges. Aus einem Block des hellbräunlichgrauen Spongienkalkes konnte Herr KORNBERGER, Mödling, an der Siebenbrunnthal-Forststraße, beim Traföhäuschen, einige Exemplare unterliassischer Ammoniten, *Coroniceras cf. retiforme* (SOWERBY) und *Arietites cf. bucklandi* (SOWERBY) (det. R. SIEBER), entnehmen.

Der dem Spongienkalk artverwandte, hellbräunlichgraue Hornsteinknollenkalk, wie er am Buchtal-Forstweg südlich der Steinwandlkehre ansteht (Taf. 1), ruht normal den Kössener Schichten auf und ist 30–40 m mächtig. Dünne graue Mergelschiefer-Zwischenlagen führen in den Proben 36 und 38 eine für den hohen Lias Alpha bezeichnende Mikrofauna mit *Lenticulina* (*Planularia*) *inaequistriata* (TERQUEM), *Nodosaria metensis* (TERQUEM), *Lingulina* ex gr. *tenera* (BORNEMANN), *Dentalina? matutina* (ORBIGNY), *Lenticulina arietis* (ISSLER), *Fronicularia nitida* (TERQUEM), *Ogmoconcha* etc. (det. W. FUCHS).

In der ENE-Verlängerung des foraminiferenreichen Rhätkalkes am Steinwandl ist südlich des Steinwandlgrabens, an den Forststeinen 169 und 170, eine ENE-streichende Rippe aus rotem Liasknollenkalk (*Adneter Fazies*) aufgeschlossen. Herr KORNBERGER entnahm ihr die mittelliasischen Ammoniten *Cenoceras cf. intermedium*, *Liparoceras* sp. (?*Coeloceras*), *Acanthopleurites* sp., *Calliphylloceras* sp. und *Europhyllites* sp. (det. R. SIEBER). Mittelliasische Ammoniten wurden auch im Weingartenbereich südlich des Baitales gefunden (H. KÜPFER, 1926, S. 67).

Im stratigraphisch Hangenden des Hornsteinknollenkalkes folgt an der Buchtal-Forststraße, im Liegendschenkel einer Mulde (Taf. 1), ein wenige Meter mächtiges Paket stark zerrütteter, teilweise crinoidenspätiger, roter Cephalopodenkalke des Mittellias-Dogger. Einer grünlichgrauen Zwischenlage aus schalig brechenden Mergeln im Liegendniveau der Kalke (Probe Nr. 44) entstammt eine liassische Nannoflora mit *Schizosphaerella punctulata* (DEFLANDRE) und *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE) (det. H. STRADNER). Eine rote Mergelzwischenlage aus dem höheren Niveau (Probe Nr. 39) führt hingegen eine reiche Mikrofauna des hohen Lias bis tiefen Dogger, und zwar *Lenticulina* (*Lenticulina*) cf. *d'Orbigny* (ROEMER), *Lenticulina* (*Planularia*) *cordiformis* (TERQUEM) und glatte, aber nicht ogmoconchaartige Ostracoden (det. W. FUCHS).

Dem überkippten Klauskalk des überkippten Hangendschenkels der Juramulde des Buchtals (Taf. 1) wurde ein *Calliphylloceras* cf. *nilsoni* (HEBERT) (det. KRZYSTYN) entnommen. Der Fe/Mn-reiche Klauskalk, der am rot markierten Weg Gumpoldskirchen-Vierjochkogel N des Roten Kreuzes (K. 410) ansteht und der Klauskalk, der in geringer Mächtigkeit an der Siebenbrunnthalstraße ca. 100 m östlich des Traföhäuschens anzutreffen ist, sind reich an Muschelschälchen (*Bositra buchi*); man kann sie deshalb als Filamentkalke bezeichnen. Ein kleines Klauskalkvorkommen befindet sich auch am Ochsenbrunnen südöstlich des Anninger-Hauses; es wurde bei einem Aushub freigelegt.

Bunte kieselige Mergelkalke und Radiolarite bilden an der Buchtal-Forststraße das höchste, dem höheren Dogger bis tiefen Malm (Oxford) zugehörnde Schichtglied (Taf. 1). Es sind ca. 10 m mächtige, dünn-schichtige, zentimeter- bis dezimeterdicke, grünlichgraue bis dunkelrote kieselige Mergelkalke.

Bräunlichgraue, kieselige Malmkalké, die den Oberalmer Kalken nicht unähnlich sind, kann man am Vierjochkogel auf etwa 1 km Erstreckung vorfinden. Vielleicht sollte man das transgressiv über den Dachsteinkalk greifende, an die 60 m mächtige Gestein vorerst „Vierjochkogelkalk“ bezeichnen. In seinem tieferen Niveau ist der dezimeter- bis halbmetergebankte bräunlichgraue Kalk mikritisch und weist braune Hornsteinlinsen und -lagen auf. In seinem Hangendniveau ist er heller bräunlichgrau, mikritisch bis sparitisch und hornsteinfrei. Durch die Korngrößensortierung stellen sich Lagen ein, die reich an Ooiden, Pellets, Foraminiferen und Algenbruchstücken sind. Man kann zwischen Pelmikriten und Pelspariten beziehungsweise auch zwischen Foraminiferen- und Algenbiomikriten bis -spariten unterscheiden. Möglicherweise entstammt diesem Gestein der von G. ROSENBERG (1948) genannte, von R. JANOSCHEK nahe des Anninger-Hauses gefundene, jedoch leider nicht mehr greifbare Ammonit. Herr Dr. E. ERKAN (Brief vom 15. 5. 79) fand am oberen Ende des Gr. Buchtals, NW der Wilhelmswarte, einen Lesestein mit dem Abdruck eines *Perisphindes* sp. (aufbewahrt im Naturhistorischen Museum).

Acht systematisch vom Hangenden zum Liegenden entnommene Proben aus den 60 m mächtigen Malmablagerungen des Vierjochkogels wurden von den Herren Prof. BAUSCH und Prof. POLL des Institutes für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen-Nürnberg u. a. nach den Korngrößen der Silt-Ton-Rückstände und nach deren Verkieselungsgrad untersucht. Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Prof. BAUSCH (Nov. 1978) ergaben sich relativ hohe Korngrößenwerte ganz oben und ganz unten im Profil. Die Verkieselung ist nach dem Bericht dort am größten, wo in der Mitte des Profiles relativ kleine Korngrößenwerte vorliegen. Der mittlere, stärker verkieselte Teil des Profiles wird praktisch nur aus Quarz aufgebaut und die Maxima der Rückstandsgehalte Silt + Ton liegen nahe der Enden des Profiles. Kalifeldspat beobachtete man nur in den nicht verkieselten Partien.

Prof. BAUSCH bezeichnet in seinem Brief das völlige Fehlen des Kaolinites im Vergleich zu anderen Malmprofilen in den Nördlichen Kalkalpen als besonders wichtig. Offenbar unterscheidet sich damit der östlichste Faziesbereich von den übrigen Faziesbereichen der Malm-sedimente der Nördlichen Kalkalpen. Möglicherweise ist das Indiz geeignet, mit östlicher, außerhalb der Alpen gelegenen Malmvorkommen Vergleiche anzustellen.

Malmisch ist aller Wahrscheinlichkeit nach auch der liasverdächtige, mikritisch-sparitische Kalk, der sich westlich des Anninger-Hauses auf einige 100 m verfolgen läßt; er führt den Oxford-Brachiopoden *Monticliarella strioplicata* (QUENSTEDT) (det. AGER) und zeigt im Dünnschliff der Probe 150 feingerippte Brachiopodenschälchen, Schwammnadeln und Pellets. Auch der bräunlichgraue, feinkörnige, kieselige Kalk, der am Vierjochkogel-Nordfuß unmittelbar südlich des Kalenderweges ansteht, gehört sicherlich bereits in das malmische Liegendniveau; er führt in den Dünnschliffen der Proben 153 A und B Spongiennadeln, Foraminiferen, Algen (*Thaumatoporella* sp.), Echinodermerreste und Gastropodenbruchstücke (det. H. L. HOLZER).

Das stratigraphisch Hangende der kieseligen Malmkalke bildet im Bereich der Sendestation des Vierjochkogels, an den Koten 656 und 649, ein hellbräunlichgrauer Riffschutt- bzw. Biogenschuttkalk. Es ist ein Gestein, das lithofaziell einem grobklasti-

schen Tressensteinkalk nahesteht und biofaziell auch einem Plassenkalk entspricht. Zu dem von A. FENNINGER bestimmten Fossilinhalt (B. PLÖCHINGER, 1971, S. A 54, A. FENNINGER & H. L. HOLZER, 1972) gehören die am ehesten auf Untermalm (Oxford) verweisenden Foraminiferen *Protopenoplis striata* (WEYNSCHENK), *Trocholina elongata* (LEUPOLD) und *Pseudocyclamina* sp., die ebenso in das Oxford einzustufenden Hydrozoen *Cladocoropsis* sp. und *Bauneia deangelese* (ZUFFARDI-KOMMERCI), die Algen *Griphoporella* sp. und *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), der Coprolith *Favreina* sp. Zahlreich wittern aus dem Gestein Kieselspongien aus. Zweifellos ist das der Grund, weshalb man es ehemals für einen Liasspongienkalk (H. KÜPPER, 1926, S. 66) hielt; während das Gestein auf der Geologischen Spezialkarte Blatt Baden und Neulengbach 1:75.000 noch zusammen mit dem Gipfelbereich des Anninger zu den Kössener Schichten gestellt wurde, zeigt es sich auf der Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1952 unter der Signatur der bunten Kalke des Lias, also bereits als Jura, ausgeschieden.

Die kieseligen, den Oberalmer Schichten entfernt vergleichbaren malmischen Ablagerungen dürften in einem küstenferneren, sublitoralen Bereich abgesetzt worden sein, die Biogenschuttkalke gewiß in einem litoralen Brandungsbereich.

c) Die Oberkreide- und Jungtertiärablagerungen

Der Hauptdolomit des aufgelassenen Steinbruches an der Südseite des Einödtales, in dem heute das Haus Wengenberger steht, weist Kluffüllungen aus einem sicherlich oberkretazischen Kalkbauxit auf. So besteht eine vier Meter lange und drei Meter breite, linsenförmige Hohlraumfüllung aus einem dunkelrotbraunen, körnig-oolithischen Kalkbauxit (Abb. 1). Zehn, an bestimmten Punkten dieses Kalkbauxites entnommene Proben lassen bei der mikroskopischen Dünnschliffuntersuchung erkennen, daß es sich um einen allochthonen Bauxit handelt. Eine Zonierung ist durch die gegen das Hangende feinere Körnung und durch die in dieser Richtung zunehmende Auswaschung erkennbar; die Calcitmatrix nimmt gegen oben zu. In der sparitischen Grundmasse liegen bis zu zwei Millimeter große, deformierte Pisolithe. Der tiefste, gröber klastische Teil der Kluffüllung zeigt am Übergang zur feinkörnigen, pisolithischen Kluffüllung eine 0,5 m dicke Lage mit bis zentimeterdicken, wurmförmigen Durchwühlungen aus einem helleren Sediment.

Dünnschliffe von den 10, auf Abb. 1 vermerkten Probenentnahmen zeigen folgende Mikrofazies: Probe 1 und 2: Bauxitischer Pisolith mit etwas Spatitfüllung und mit deutlich erkennbaren wurmförmigen Füllungen, Probe 3: Vorwiegend feinkörniges, gerundetes, bauxitisches Resediment mit Schwammgefüge, Probe 4: Bauxitischer Pisolith mit Spatitfüllung und wurmförmiger Durchwühlung, Probe 5: Einzelne Pisolithe in einem feinklastischen Resediment mit Schwammgefüge, Probe 6: Runde bis eckige Klastika in einem Resediment mit schwammigem Gefüge, Probe 7: Kantige Klastite und einzelne Pisolithe, Probe 8: Bauxitischer Pisolith mit Spatitfüllung, Probe 9: Klüftiger Dolomit mit bauxitischen Adern, Probe 10: Poröses, feinkörniges Schwammgefüge der Resedimente, abgelöst von Pisolithen mit spatitischem Bindemittel.

Herr Dr. P. KLEIN führte an den Proben chemische Analysen und röntgenographische Phasenanalysen durch und gab folgende Ergebnisse bekannt:

1. Chemische Analyse:

	1	2	3	4	6	7	8	10	Durchschnitt:
SiO ₂	10,98	15,50	21,58	8,62	8,11	8,11	11,65	16,07	12,57
Fe ₂ O ₃	32,71	32,90	33,22	32,58	28,35	27,15	31,00	22,76	30,08
Al ₂ O ₃ ⁺									
TiO ₂	28,35	27,68	29,48	30,26	26,17	25,00	28,75	24,04	27,46
CaO	8,50	5,86	0,40	8,40	12,70	14,41	8,04	10,20	8,56
MgO	1,65	1,54	1,04	2,13	2,46	3,67	1,84	4,33	2,33
Glühverlust und H ₂ O	17,24	15,84	13,47	17,70	21,93	21,84	18,78	22,01	18,60

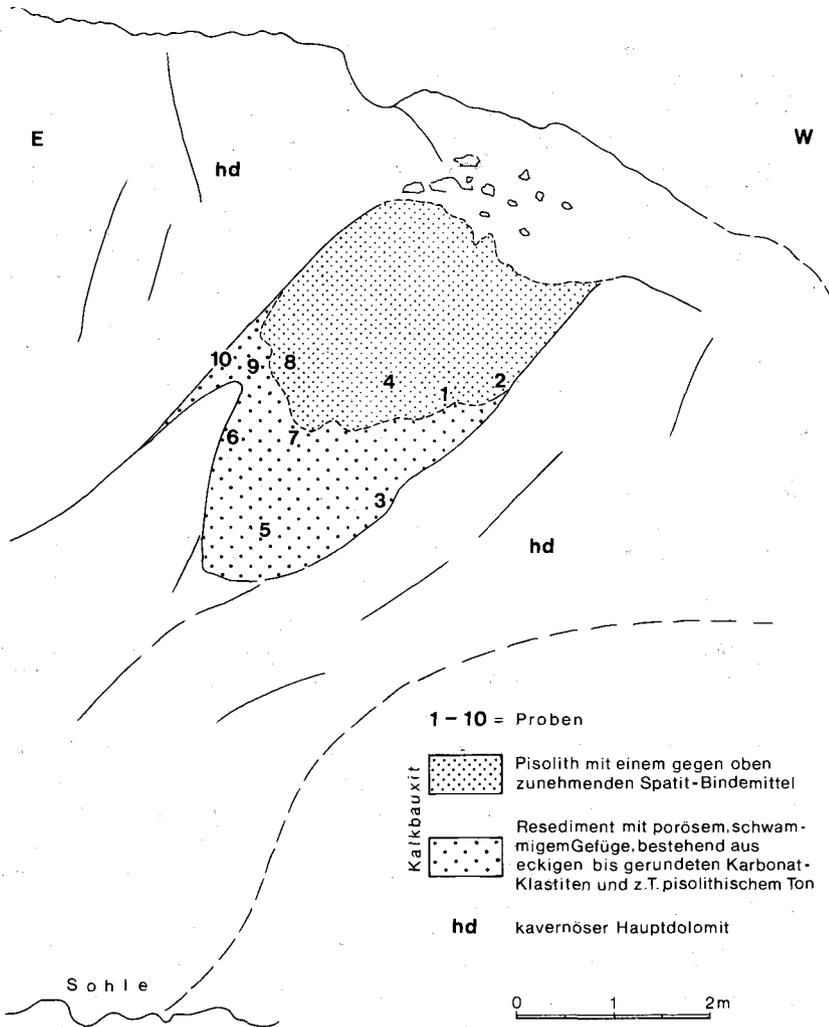


Abb. 1: Das Kalkbauxitvorkommen im Gr. Einöd-Tal, am Nordfuß des Richtberges, im aufgelassenen Steinbruch des Hauses Wengenberger.

2. Nach dem Röntgenbefund sind Calcit, Quarz, Alumo-Silikat (Chlorit), Böhmit, Hämatit und Magnetit enthalten. Der Calcitgehalt ist in den Proben 7 und 10 am höchsten, Quarz in den Proben 7 und 10, Alumo-Silikat (Chlorit) in Probe 10, Böhmit in den Proben 1, 2, 4 und 6 und Magnetit in der Probe 2.

Auch Herr Dr. K. BECHERER (Mineralogisches Institut der Universität Wien) hat von einer Probe des behandelten Kalkbauxitvorkommens eine röntgenographische Phasenanalyse durchgeführt und als Hauptbestandteil Karbonate und als Nebenbestandteile Hämatit, Böhmit und sehr untergeordnet Feldspat erkannt.

Östlich des Gasthofes „Zur Einöd“ ist im ehemaligen Gemeindesteinbruch der Einöd ein ca. 10 m mächtiger, hellocker gefärbter, steil 80° ostfallender Gosaukalksandstein aufgeschlossen, dem gegen Osten eine gleichsinnig einfallende, ca. 1 m mächtige Lage aus gelben, fossilreichen Mergeln und eine 10 cm dicke Lage aus bläulichgrauen, heute nicht mehr sichtbaren Mergeln angelagert sind (F. A. TAUBER, 1943, S. 139). Die Mergel der offenbar überkippten Gosauserie beinhalten campane Mollusken und Korallen (O. KÜHN, 1954, Taf. 5, E. ERKAN, 1973, S. 69) und eine untercampane Mikrofauna, die jener der Kohleserie des Grünbach-Neue Welt – Gosaubeckens vergleichbar ist (R. OBERHAUSER, 1963, S. 54). Die exotikareichen „Gosaukonglomerate“, die unmittelbar östlich der Mergellage eine ca. 10 m lange Hauptdolomitscholle umhüllen, sind zurzeit kaum zu sehen, wohl aber eine unter der Humusdecke liegende, exotikareiche, möglicherweise jungtertiäre bis plio-pleistozäne Schotterpackung, die als Aufarbeitungsmaterial des oberkretazischen Konglomerates betrachtet werden kann (vgl. A. TAUBER, 1943, Fig. 2, S. 139). Die hier von E. ERKAN (1973) neben den Porphyrgeröllen gefundenen Komponenten aus exotikareichem Konglomerat könnten auf diese sekundäre Lagerung hinweisen. Auch die von E. ERKAN (1973) in bunten tonigen Mergeln aufgefundene, für eine Alters-einstufung nicht verwertbare Landschnecke cf. *Dextrospira* (HRUBESCH) spräche dem nicht entgegen.

Im exotikareichen Konglomerat vermutete E. ERKAN nach brieflicher Mitteilung (15. 5. 79) deshalb eine campane Ablagerung, weil es in den liegenden Mergellagen die Schnecke *Aptyxiella* (*Acroptyxis*) *granuligera* führt. Dennoch besteht die Frage, ob dieses exotikareiche, vorwiegend Porphyrgerölle führende Konglomerat nicht dem exotikareichen Turonkonglomerat des Höllensteinzuges äquivalent ist. Nach einer unveröffentlichten Skizze von H. KÜPPER (1948) fand sich im Gosausandstein des alten Bruches der Einöd eine Linse exotikareichen Konglomerates. Das kann auf die transgressive Lagerung der steil ostfallenden Gosauergel und -sandsteine über dem Exotikakonglomerat hinweisen.

Die Gosauablagerungen der Gießhübler Mulde erfassen in unserem Abschnitt vorwiegend die paleozänen Gießhübler Schichten (B. PLÖCHINGER, 1964, S. 485, 1974, S. 100 f., G. WESSELY, 1975, S. 272 f.). Erwähnenswert ist das in das Maastricht gestellte grobe Gosaukonglomerat, das transgressiv mit der stratigraphischen Hangendfläche der überkippten Gutensteiner Kalk-Scholle des Hundskogels verbunden ist; unter seinen Geröllen kalkalpiner Herkunft weist es auch Gerölle aus den Werfener Schichten der Gölle Decke auf (S. 441).

Flyschgeröllführende Leithakalkbrekzien des Baden, wie sie am blau markierten Weg von Thallern zum Kaisergerndl und an der Kote 355 anstehen, sind gegen das Hangende mit den flyschgeröllführenden Baden-Konglomeraten verbunden (vgl. H. KÜPPER, 1927, S. 4 f.). Sie bilden bei Gumpoldskirchen den Wiener Becken-Rand. Am besten sind sie am Kalvarienberg W der Gumpoldskirchner Kirche und am markierten Weg

von Gumpoldskirchen zum Richardshof aufgeschlossen. In den Weingärten verraten lediglich die herausgewitterten Flyschgerölle die Verbreitung dieses fein- bis mittelkörnigen, kalkig-sandig gebundenen Konglomerates.

Brekzien und Konglomerate des Baden sind am Rand des Wiener Beckens SW der Einöde verbreitet. Die nördlich davon dem Hauptdolomit aufsitzenden, relativ kleinen Brekzienvorkommen fungieren als Bindeglieder zu den Baden-Ablagerungen des Gaadener Beckens.

Sandige Tone, Sande und Schotter des Baden stellen in der Hinterbrühler Talung die Verbindung zwischen der Tertiärfüllung des Gaadener und des Wiener Beckens her (P. BECK-MANNAGETTA, 1947, S. 4, B. PLÖCHINGER, 1964, Taf. 1). So treten weiche, graue, sandige Mergel und mergelige Sande im Bereich des Niederösterreichischen Landesjugendheimes auf und überlagern dort in bis zu einige Meter Mächtigkeit die Schürflingsgesteine. Außerdem sind äquivalente graue, sandige Mergel in einem Grundaushub am Schloß Liechtenstein aufgeschlossen gewesen. Auch sie erwiesen sich leider als mikropaläontologisch steril (STOJASPAL). Schotterführende Sande mit Flyschgeröllen wurden an Grundaushüben am Fürstenweg, an der Urlaubskreuzstraße (150 m NW des Urlaubskreuzes), nahe der Kreuzung Gießhübler Straße-Mitteracker Straße, in der Fischer v. Erlach-Gasse und im Bereich des Gießhübler Friedhofes beobachtet.

Die wenige Meter mächtigen congerien- und melanopsidenführenden Konglomerate und Feinbrekzien des Pannon mit ihren zumeist nur bis zentimetergroßen, gerundeten oder kantigen kalkalpinen Komponenten und ihrem gelblichen, kalkigen Bindemittel bilden die Brandungssedimente der Richardshofterrasse. Sie breiten sich gegen Süden bis zum Pfaffstättner Kogel aus (F. X. SCHAFFER, 1907, H. KÜPPER, 1927, S. 9 f.) und haben vorwiegend den Hauptdolomit der östlichen Randzone des Anningers zur Unterlage.

Zu den Sedimenten der Brandungsterrasse gehören die nur an die 10 m mächtigen, durch ihre Süßwasserfauna ausgezeichneten pontischen Süßwasserkalke der Zone H im Bereich des Maibründls (St. RICHARZ, 1921, M. SCHLOSSER, 1907, H. KÜPPER, 1927, S. 11); sie sind jenen des Eichkogelgipfels äquivalent. Durch den Graben am Weg Thalern-Kaisergerndl etwas unterbrochen, setzt das Süßwasserkalkvorkommen an der Kote 416 bis zum Baital weiter gegen Süden fort. Es ist an die 500 m lang. Eine ansehnliche Aufsammlung von Süßwassermollusken aus dem Kalk N der Kote 416 hat Herr K. SCHÜTZ durchgeführt.

Die Neuaufnahme bestätigt den von H. KÜPPER & C. A. BOBIES (1927, S. 12) erkannten Übergang der gelblichen pannonen Brandungsbrekzie in die grauen pontischen Tegelsande. So zeigten sich an einem Grabenaushub östlich des Forsthauses am Richardshof bis 0,5 m mächtige, hellocker gefärbte, feinglimmerige, weiche Sande und grünlichgraue, sandige Mergel den dezimetermächtigen Feinbrekzienlagen eingeschaltet. Kartierbare Vorkommen des grauen Tegelsandes befinden sich N des Maibründls und an der Sulzweise. Möglicherweise wird auch das Süßwasserkalkvorkommen am Maibründl an seinem Ost- rand von solchen Tegelsanden begleitet.

Über den pannonen Brandungssedimenten der Richardshofterrasse liegen im Bereich des Gumpoldskirchner Steinbruches 3 m mächtige, hellocker gefärbte, feinglimmerige Sande mit dünnen, dunkelbraunen bis schwarzen, mulmigen Manganoxydlagen, also manganreiche pontische Sande. Allem Anschein nach vertritt das bisher fossilere Sediment seitlich den obgenannten Süßwasserkalk. Die Manganoxydlagen scheinen jenem der plei-

stozän angelegten Füllung der Mönchsberghöhle (G. HORNINGER, 1976, S. 23) vergleichbar zu sein.

Wo ein Güterweg N des „Bründls“ in ca. 400 m Sh. das Tieftal quert, wird der Hauptdolomit beiderseits des Tales von einem 40 m mächtigen pontischen Grobkonglomerat überlagert, das die pannonen Brandungsbrekzien bergwärts ablöst. Es weist leicht gerundete, bis kopfgroße kalkalpine Komponenten auf, unter welchen häufig rötliche Kalke (Starhembergkalk oder Rhättriffkalk) vertreten sind. Vor allem die zelligen Lösungsräume und das leicht ziegelrot gefärbte, kalkig-sandige Bindemittel macht den Vergleich mit dem Rohrbacher Konglomerat möglich. Nahe des Transgressionskontaktes zum unterlagernden Hauptdolomit zeigen sich im Konglomerat dünne, graue Sandmergellinsen. Sie dürften den Übergang zu schwärzlichgrauen, feinglimmerig-sandigen, manganhaltigen Mergeln anzeigen, wie man sie 50 m südlich der Tieftalquerung am Güterweg vorfindet.

Eine ähnliche stratigraphische Stellung mag das Konglomerat an der Nordseite des Heberlberges haben. Es führt kalkalpine Komponenten aus dem Einzugsgebiet des Tieftales, darunter einen malmischen Riffschuttkalk. Nördlich der Kote 355 wird es von der luckigen pannonen Brandungsbrekzie unterlagert.

Über dem Dachsteinkalk des Vierjochkogel-Osthanges breiten sich zwischen der 400 m- und der 480 m-Isohypse und in einer Erstreckung von rund 600 m Grobschotter und \pm gerundetes Blockwerk mit bis zu einem Meter großen Blöcken aus, die einem plio-pleistozänen Schotterkegel zugehören. Einen wesentlichen Bestandteil des aus kalkalpinem Material aufgebauten Schotterkegels bilden Komponenten aus dem kieseligen Malmkalk des Vierjochkogels.

Das plio-pleistozäne Alter des Schotterkegels ergibt sich erstens daraus, daß er oberhalb des Gumpoldkirchner Steinbruches den pontischen, feinglimmerigen und manganreichen Sandmergeln aufruht, zweitens, daß er nördlich des Baitales, an der Kote 416 die pontischen Süßwasserkalke der Zone H überlagert und drittens, daß er sich im Baital von der holozänen Erosion durchschnitten zeigt.

Aus der Verbreitung der Schotter und Blöcke auch südöstlich und nördlich des Richardshofes läßt sich ein kilometerlanger und -breiter, durch die plio-pleistozäne Ausräumung des Baitales entstandener Schotterkegel rekonstruieren. Die Malmkalkkomponenten verweisen darauf, daß der Schotterkegel im Gipfelbereich des Anninger-Stockes seinen Ausgang fand.

2. Der Bauplan des Anninger-Gebietes

Richtlinien für die Auflösung der Tektonik des Anninger-Gebietes geben A. SPITZ (1910), L. KOBER (1911, 1912), F. MARINER (1936), H. KÜPPER (1926), H. KÜPPER & G. ROSENBERG (1954), B. PLÖCHINGER (1964, 1974) und G. WESSELY (1975). Sieht man von den Schürflingen in der Talung zwischen Hinterbrühl und Ma. Enzersdorf ab, befindet man sich ausschließlich im Bereich der zur Göller Teildecke der Ötscher Decke gehörenden Anninger-Scholle, die als Teil der Lindkogelschuppe anzusehen ist. Diese Anninger-Scholle ist im Westen durch die Absenkung zum Gaadener Becken, im Osten durch den bedeutenden Abbruch zum Wiener Becken begrenzt. Die nördliche Begrenzung bildet die Überschiebungslinie der Göller Decke, die südliche das Tal zur Einöd. Zur Beschreibung der Tektonik wird die Anninger-Scholle in folgende drei Areale gegliedert: a) in die

Nordrandzone im Bereich der Weißenbach-Hinterbrühl-Ma. Enzersdorfer-Talung, b) in die weit gespannte Anninger-Mulde und c) in die von der Anninger-Mulde tektonisch abzutrennende östliche Randzone.

a) Die Nordrandzone der Anninger-Scholle

Diese Zone ist charakterisiert durch den Aufschub der basalen Schichtglieder der Göller Decke auf die Gosauablagerungen der nördlich vorgelagerten Lunzer Decke und durch die aus einer nordvergenten Faltung hervorgegangenen Schuppung dieser basalen Schichtglieder. Daß es sich bei der Überschiebung der Göller Decke auf die Gosauablagerungen aber lediglich um die Wiederbelebung eines bereits vorgosauisch stattgefundenen Deckenschubes handelt, das beweisen die Gosauablagerungen, die transgressiv sowohl über dem Dach der Lunzer Decke als auch über der stratigraphischen Hangendfläche der zur Göller Decke gehörenden, überkippten Mitteltriaskalk-Scholle des Hundskogels liegen (F. MARINER, 1926, S. 80, B. PLÖCHINGER, 1964, S. 495). Die Reichenhaller Rauwacke im stratigraphisch Liegenden dieser Scholle steht mit den Werfener Schichten der Hinterbrühler Talung in normalem Verband.

Auch die westlich des Hundskogels gelegene Scholle am Weißen Kreuz und die kleineren Schollen im Hagenauer Tal (Kreimholder Kogel-Scholle), an der Dreisteinstraße und am Hochsätzenweg wurden gegen Norden den Gosauablagerungen der Gießhübler Mulde aufgeschuppt. Es sind Gutensteiner Kalk-Schollen, die A. SPITZ (1910, S. 411) als Reste des invers liegenden nördlichen Faltschenkels der „Brühler Antiklinale“ erkannte. Dieser inverse Faltschenkel entspricht einer Stirnrandschuppe, die am Nordrand der Ötscher Decke beim postgosauischen Nachschub herausgebildet wurde; sie wird hier „Brühler Schuppe“ bezeichnet.

Zwischen der Stirnrandschuppe und der aufrechten Serie der Anninger-Scholle verläuft eine von Weißenbach über die Hinterbrühl und über Maria Enzersdorf bis zum Wiener Beckenrand reichende, 4 km lange, WSW-ENE-streichende, tiefgreifende Schuppungslinie. Ihr Verlauf wird durch perlschnurartig in WSW-ENE Richtung aneinander gereichte Schollen aus Gutensteiner Kalk markiert. Es sind die Schollen des Weißenbachkogels, der Römerwand (K. 319), der Badgasse nördlich des Grillenbühels und die Schollen des Großen und Kleinen Rauchkogels.

Wegen der überkippten Stellung des steil SSE-fallenden Gesteines am Weißenbachkogel nimmt G. WESSELY (1975, S. 282) an, daß nicht nur die Schollenreihe der Brühler Schuppe aus einer gegen Norden überkippten, zerscherten Falte hervorgegangen ist, sondern auch die Gutensteiner Kalk-Schollenreihe am Nordrand der Anninger-Masse. Man könnte also – so gesehen – von einer Nördlichen und einer Südlichen Brühler Antiklinale sprechen. Die Permoskyth-Ablagerungen, welche die genannte Schollenreihe im Süden begleiten, unterlagern normal die mitteltriadischen Sedimente des Anningers. So fallen die Werfener Schichten südlich des Weißenbachkogels steil in südöstlicher Richtung unter den Gutensteiner Kalk des Gaumannmüllerkogels ein. Hangend des an der NW-Seite der Erhebung auftretenden SSE-fallenden Gutensteiner Kalkes folgen die in gleicher Richtung einfallenden karnischen Ablagerungen, die Lunzer Schichten und der Opponitzer Kalk.

Die nordvergente Schuppung im basalen Niveau der Göller Decke erfolgte postpaleozän. Darauf verweist die Aufschuppung der invers liegenden Gutensteiner Kalke der Brühler Schuppe mitsamt den ihnen transgressiv verbundenen (?)Maastricht-Konglomeraten auf die paleozänen Gießhübler Schichten.

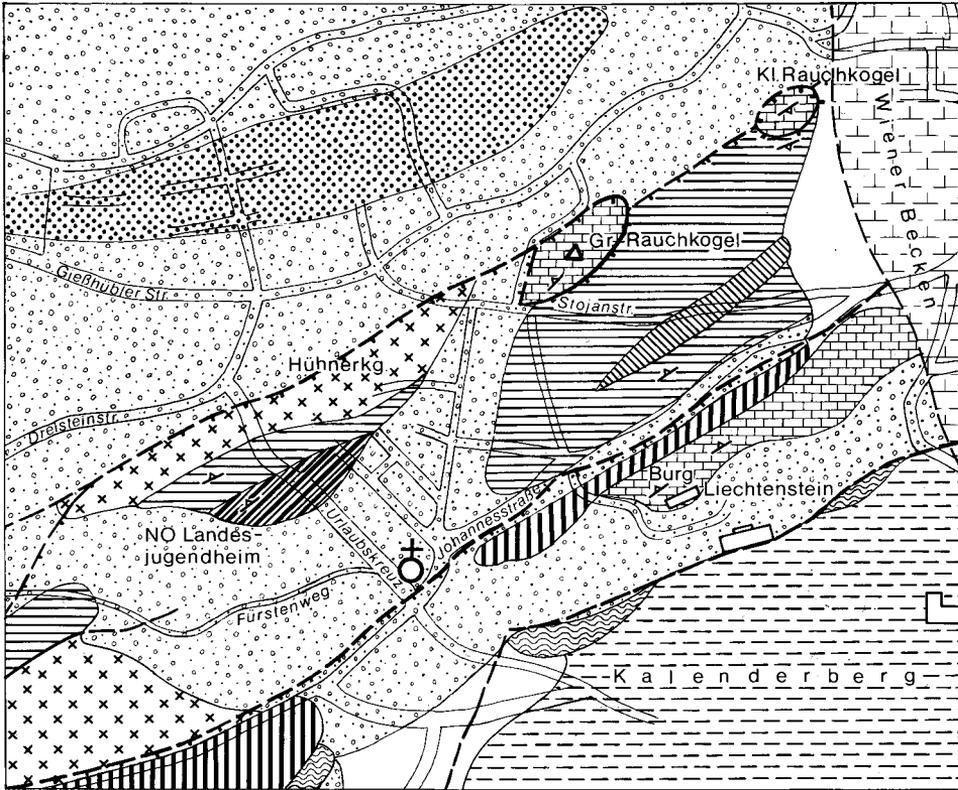
Daß die Anninger-Scholle entlang einer bedeutenden, tiefgreifenden Störung auf die Brühler Schuppe bewegt wurde, das geht aus der Aufschüpfung von Gesteinen aus der tektonischen Basis der Ötscher und der Lunzer Decke hervor, die dieser Linie auf über zwei Kilometer Erstreckung folgt. Zu diesem „Brühl-Ma. Enzersdorfer Schürfling“ gehören Keuper-Quarzite und rote Keupertone, Liasfleckenmergel, Mergel der hohen Unterkreide und des Cenoman – Gesteine, die zusammen mit den Gutensteiner Kalk-Schollen am Nordrand der Lindkogel-Schuppe auf die Werfener Schichten der Brühler Schuppe geschoben wurden. Die Keuper- und Liasablagerungen sind für den karpatischen Faziesraum charakteristisch und auch die Sedimente der hohen Unterkreide und des Cenoman sind diesem zwanglos zuzuordnen.

G. WESSELY (1975) befaßt sich bei der Behandlung des Randes und des Untergrundes des Wiener Beckens mit der Frage der Verbindung und des Vergleiches der kalkvorpalpinen Einheiten mit den tektonischen Einheiten der Karpaten und hält es für wahrscheinlich, daß die zuerst aus dem Gebiet Groisbach-Nöstach bekannt gewordenen Schürflinge aus Keuperquarzit und Liassedimenten (G. WESSELY, 1967, S. 47) einem Ablagerungsraum entstammen, der an jenem der pienidischen Klippenzone anzuschließen ist. Berücksichtigt man auch die Reste oberjurassischer und neokomer Schürflinge von Nöstach (G. WESSELY l. c.) und die vom Verfasser im Raum von Ma. Enzersdorf gefundenen Schürflinge aus Mergeln der hohen Unterkreide und des Cenoman, liegt eine Schürflingsserie vor, die fast lückenlos vom Keuper bis in das Cenoman reicht.

Die Liasmergel, die in einem Baugrund 50 m W der Kirche Hinterbrühl aufgeschlossen waren (B. PLÖCHINGER, 1964, S. 499) und nach neuerer Beobachtung auch noch in einem kleinen Grundaushub östlich der Eichberggasse auftraten, tauchen gegen Osten unter die quergestellte, steil ostfallende Gutensteiner Kalk-Scholle der Römerwand (K. 319) ein. Auch die ca. 150 m lange Keuperquarzitscholle an der SW-Seite des Grillenbühels fällt steil gegen Osten ein. Diese Querstellung entspricht der ca. 1,2 km nördlicher gelegenen Querstellung der Gießhübler Schichten an der Autobahntrasse, 1/2 km östlich der Kirche Gießhübl. Man darf deshalb annehmen, daß die genannte Nord-Süd-Struktur postpaleozänes Alter hat und mit dem Querstörungssystem am Ostrand der Anninger-Masse zusammenhängt. A. TAUBER (1943, S. 142 f.) weist zuerst auf diese Knickstrukturen in der Gießhübler Gosau hin und führt sie auf einen aus Osten kommenden Druck zurück, der vor Abbruch des Wiener Beckens in burdigal-helvetischer Zeit wirksam war. P. BECK-MANNAGETTA (1947, S. 5 f.) führt sie auf eine lokale W-O-gerichtete Ausweichbewegung im Zuge des Ötscher Decken-Vormarsches zurück.

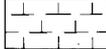
Die Aufschlüsse zwischen dem Grillenbühl und dem Hühnerkogel lassen eine Verschuppung innerhalb der Schürflingsmasse erkennen. Im Baugelände des NÖ.-Landesjugendheimes Hinterbrühl, zwischen dem Schwarzlackenweg im Norden, der Urlaubskreuzstraße im Osten und dem Fürstenweg im Süden weist ein Schürflingsspan mit seiner steil NNW-fallenden Schichtfolge eine überkippte Lagerung auf (Abb. 2). Im tektonisch Liegenden, stratigraphisch Hangenden verruschelter roter Keupertone und darin eingeschalteter heller Keuperquarzitlinsen zeigte sich ein steil NNW-fallender, boudinagenartig verwalzter Liasfleckenmergel von einem gleichsinnig einfallenden, seidig glänzenden Mergelschiefer der hohen Unterkreide unterlagert.

Die Keuperablagerungen reichen bis zur Ecke Stojanstraße-Zacharias Werner-Straße. An der Stojanstraße (Aufschluß bei Haus Nr. 16) sind sie von den Liasfleckenmergeln eines nördlicher gelegenen Schürflingsspanes überlagert (siehe Taf. 1, fehlt auf Abb. 2).




Gießhübler
Schichten


Schotter, Sande,
sandige Tone (Baden)
(z.T. abgedeckt)


Leithakalk u.
Brekzie (Baden)

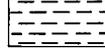

Quartär
(z.T. abgedeckt)

Gesteine der Gölzer Decke:


Haselgebirge u.
Werfener Schichten

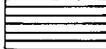

Gutensteiner
Kalk


Opponitzer
Kalk


Hauptdolomit

Gesteine des Brühl-Ma. Enzersdorfer Schürftings:


Keupertone u.
Keuperquarzit


Liasflecken-
mergel


Mergel der
hohen Unterkreide


Mergel des
Cenoman



Schuppungslinie



Störung



steiles Schichtfallen

Abb. 2: Der Ostteil des Brühl-Ma. Enzersdorfer Schürftings.

Südöstlich der Gutensteiner Kalk-Schollen des Kleinen und Großen Rauchkogels breiten sich bis zur Johannesstraße Liasfleckmergel eines Schürflingskörpers aus, die an ihrem Südrand mittelsteil gegen NNW einfallen. Eine schmale Cenomanmergelpartie schaltet sich der Länge nach in diese Liasfleckmergel ein.

Die meist WSW-ENE-streichenden, steilstehenden bis überkippten Gutensteiner Kalk-Schollen im Raum Weißenbach–Hinterbrühl–Ma. Enzersdorf lassen, wie bereits erwähnt, eine ursprünglich enge Faltung vermuten. Während die mitteltriadische Serie am Anninger-Nordfuß im allgemeinen aufrecht lagert und in südlicher Richtung einfällt, zeigt sich der Gutensteiner Kalk an der Burg Liechtenstein überkippt, NNW-fallend. Das macht einen gegen Osten verstärkten postgosauischen Nordschub der Anninger-Masse deutlich.

Die dünnbankigen Gutensteiner Kalke der Schuppe des Kleinen Rauchkogels fallen steil gegen NNW ein. Die am Ostrand der Schuppe aufgeschlossenen Liasmergel sind ihnen an einer steil in südlicher Richtung einfallenden Harnischfläche aufgeschuppt. Eine zwischen den Liasmergeln und dem Gutensteiner Kalk eingeschaltete, geringmächtige, ocker gefärbte Kalkrauhwacke unterstreicht den tektonischen Charakter des Kontaktes.

b) Der Hauptteil der Anninger-Synklinale und die südlich folgende Wetterkreuz-Antiklinale

Die Anninger-Synklinale reicht vom Ostrand des Gaadener Beckens bis zum Westrand des Wiener Beckens und ist somit fünf Kilometer lang. Durch eine zum Wiener Beckenrand parallel laufende Störung wird von ihr ein bis kilometerbreiter östlicher Randstreifen abgetrennt, der eine gesonderte Beschreibung verdient (S. 447). Das Südende der Anninger-Synklinale bildet die Siebenbrunnental-Störung.

Am nördlichen Flügel der Anninger-Synklinale setzt die Schichtfolge mit den permoskythischen Schichtgliedern, dem Haselgebirge und den Werfener Schichten, ein. Über den zusammen ca. 250 m mächtigen mitteltriadischen und karnischen Ablagerungen des Anninger-Nordfußes folgt am Nordflügel der Anninger-Mulde der ca. 1500 m mächtige, steil südfallende Hauptdolomit. Ein rund 500 m mächtig werdender Dachsteinkalk und etwa 150 m mächtige Juraablagernungen schließen die rund 2600 m mächtige permotriadische Schichtfolge der Anninger-Masse ab. Interesse verdient das im Bereich des Muldenordflügels vorliegende Störungsnetz. Die starre Hauptdolomitzone, der durchwegs steiles Südfallen abzulesen ist, wird von fast N-S-streichenden Störungen gequert, die sich als kleine linksseitige Blattverschiebungen erweisen. So ist der Ostflügel der Kientalstörung um relativ ca. 100 m gegen Norden versetzt und liegt eine ungefähr 500 m betragende linksseitige Blattverschiebung an jener N-S-streichenden Störung vor, die das Senkungsfeld der Meiereiwiese im Osten begrenzt.

Eine gleichsinnige Blattverschiebung tritt an der zwischen dem Schwarzkopf und dem Mitterotter gelegenen, über den Mitterwald streichenden Mitterwaldstörung auf. Es ist die Ostrandstörung des abgesenkten Gaadener Beckens. Aus der am Schweinzer Berg gut ersichtlichen Schlepplage des Opponitzer Kalkes läßt sich eine mindestens 300 m betragende Blattverschiebung ableiten. Auch die Serie des Gaumannmüllerkogels ist entlang der NW-SE, über Weißenbach, verlaufenden Weißenbachstörung um ca. 200 m in nördlicher Richtung versetzt. Die Störung reicht bis in das Kiental. Hier kreuzt N der Kote 330 als Längsstörung die E-W-streichende Klausenstörung. Sie verläuft im Einschnitt zwi-

schen dem Kleinen Anninger und dem Husarentempel und erreicht gegen Osten die Mödlinger Klause. Man kann mit F. MARINER (1975, S. 18) annehmen, daß der ursprünglich in 320–300 m Sh. über die alte Talterrasse Halterkogel–Grillenbühel zum Wiener Becken abfließende Mödlingbach zur Klause hin angezapft wurde.

Im Senkungsfeld der Meiereiwiese hat sich eine Pannonbrekzie und an deren südlichen Basis eine Dachsteinkalkpartie auf dem Hauptdolomit erhalten. Entlang der N-S-streichenden Störung, die dieses Senkungsfeld im Osten begrenzt, kam es innerhalb der Anninger-Masse zur bedeutendsten linksseitigen Blattverschiebung; sie läßt sich westlich des Richardshofes mit der NNE-SSW-verlaufenden Richardshofstörung verbinden, welche die östliche Randzone vom Hauptteil der Anninger-Mulde trennt. Auch die Überkipfung des Gutensteiner Kalkes an der Burg Liechtenstein ist als Folge des hier, am Kalenderberg, verstärkten Nordrückens zu deuten.

Der starre Hauptdolomit hat auf den gegen Osten zunehmenden nordvergenten Druck beim Einschwenken in die karpatische NE-Richtung durch die Bildung einer Reihe kleiner, gegen Osten an Bedeutung gewinnender, N-S-streichender, linksseitiger Blattverschiebungen reagiert und sein E-W-Streichen beibehalten. Der aus Dachsteinkalk und Juraablagerungen aufgebaute zentrale Teil der Anninger-Mulde fing den Druck ohne Bildung von Querstörungen durch nordvergente Schuppungen und Faltungen ab. Anders die exponierte, von der Anninger-Mulde durch einen NNE-SSW-Bruch abgesetzte Ostrandzone des Anningers. Diese wurde in intensivem Maße von der am Wiener Beckenrand wirksamen Vertikal- und Lateraltektonik erfaßt (siehe S. 447).

Die Kössener Schichten am Eschenbrunnen und die Malmkalke, die westlich des Anninger-Hauses vom Eschenbrunnen gegen SW über den Steinwandlgraben streichen, bilden die Hangendsedimente der nördlichsten Teilscholle der weitgespannten Anninger-Mulde, die Eschenkogel-Teilscholle.

Entlang der WSW-ENE-streichenden, vom Baital zum Steinwandlgraben führenden Baitalstörung ist den Juraablagerungen dieser Eschenkogel-Teilscholle der Dachsteinkalk der südlich folgenden, WSW-ENE-streichenden Teilscholle des Vierjochkogels aufgeschuppt. Es ist jene Teilscholle der Anninger-Scholle, der am Vierjochkogel (K. 656) eine 60 m mächtige Malmschichtfolge zugehört und an deren westlichen Ausstrich, am Gr. Buchtal, eine vom Lias bis in den Malm reichende, gegen NNW überschlagene Juramulde, die Buchtal-Teilsynklinale der Anninger-Synklinale, vorliegt (Taf. 1, Profil 4).

Im Süden wird die Teilscholle des Vierjochkogels von der fast E–W, über den Langen Weg streichenden „Lange Weg-Störung“ begrenzt. An dieser Störung zeigt sich der südfallende Dachsteinkalk der südlich folgenden, zwischen dem Langen Weg und dem Siebenbrunner Tal gelegenen Siebenbrunnen-Teilscholle auf den malmischen Riffschutt-kalk der Vierjochkogel-Teilscholle aufgeschuppt.

Die gegen NW ausspitzen Siebenbrunnen-Teilscholle formt eine gegen NNE überschlagene Synklinale mit steilstehenden Faltschenkeln. Sie stellt eine Teilsynklinale der Anninger-Mulde dar. Ihre deutlich überkippte Stellung geht aus den Aufschlüssen an der Siebenbrunnentalstraße nördlich des Sauluckenweges hervor, wo von Osten nach Westen, hangaufwärts, in einer schmalen Zone folgende Gesteine tektonisch auf dem steil SSW-fallenden malmischen Riffschutt-kalk zu liegen scheinen: Kössener Schichten, grauer Lias-spongienkalk, etwas Radiolarit, bunter Jurakalk (Klauskalk) und wieder Liasspongienkalk (ammonitenführend!). Gegen Süden werden diese Gesteine vom Dachsteinkalk abgelöst, der im Bereich östlich der Dreidärrischen Höhle steil gegen NE einfällt und bis zum Roten

Kreuz (K. 410) von Hauptdolomit unterlagert wird. Der Südflügel der Teilsynklinale nimmt folglich gegen SE eine aufrechte Stellung ein.

N des Roten Kreuzes ist innerhalb des steil in nordöstlicher Richtung einfallenden Dachsteinkalkes ein Span bunten Jurakalkes (Klausalk) eingekeilt erhalten geblieben. Die im Siebenbrunner und G. Buchtal verlaufende Siebenbrunnen-Störung grenzt die E-W-streichende Teilscholle des Vierjochkogels und die WSW-ESE-streichende Siebenbrunnen-Teilscholle von der südlicher gelegenen Teilscholle des Anninger-Gipfels ab. Die am Buchenbrunnen des Gr. Buchtales am Südflügel der Störung in steiler Stellung erhalten gebliebenen Kössener Schichten und jurasischen Hornsteinknollenkalke lassen vermuten, daß die Siebenbrunnen-Störung eine Juraeinmuldung (Siebenbrunnen-Teilmulde der Anninger-Synklinale) zur Voraussetzung hatte.

Die fast saiger stehenden Dachsteinkalke des Anninger-Gipfels (K. 675) gehören zum Nordflügel der vom Wetterkreuz (K. 555) gegen ENE zum Bereich der Richardshoferrasse streichenden „Wetterkreuz-Antiklinale“. Das steile SSE-Fallen der Dachsteinkalke S des Wetterkreuzes entspricht dem steilen Südfallen des Dachsteinkalkes im Bereich der Lehmstätten. Nach der Querung der NNE-SSW-streichenden Richardshofstörung (S. 447) biegt die Wetterkreuz-Antiklinale in die NE-Richtung um und streicht als Richardshof-Antiklinale entlang des Wiener Beckenrandes bis über das Baital.

c) Die Teilscholle des Pfaffstättner Kogels

Eine durch den Kl. Haselgraben und durch das Tieftal verlaufende, bogenförmig gegen Norden ausholende Störung trennt die Teilscholle des Anninger-Gipfels von der Teilscholle des Pfaffstättner Kogels. Im Tieftal ist diese Störung durch die steilstehenden Kössener Schichten und dem Dachsteinkalk des Störungs-Südflügels gekennzeichnet. Westlich der Wasserscheide, an der Kote 533, spaltet sich die Störung in zwei Äste, und zwar in den geradlinig zum Pfaffengraben streichenden Ast und in den gegen WSW zum Kl. Haselgraben abbiegenden Ast. An letzterem ist der Hauptdolomit der Teilscholle des Pfaffstättner Kogels gegen Norden auf die südfallenden Kössener Schichten und einem bunten korallenführenden Rhätkalk der Teilscholle des Anninger-Gipfels aufgeschuppt.

Eine am Tieftal, östlich der Kote 533, ausgehende und an der Südflanke des Pfaffstättner Kogels durch das Gr. Kiental zum Tal der Einöd, also quer zum regionalen Streichen, verlaufende Störung, die Gr. Kientalstörung, ist an den Verlauf der Gr. Kiental-Synklinale gebunden, wie sie sich am Lehnstuhl durch die Einschaltung steil ESE-fallender Kössener Schichten zwischen einem gebankten Dachsteinkalk im Westen und einem Rhättriffkalk im Osten zu erkennen gibt. Am Westflügel der Störung ist im Gr. Kiental eine schmale, etwa 300 m lange Rippe aus einem rhätischen, korallenreichen Riffkalk und einem körnigen, hellbraunen Malmkalk erhalten geblieben.

Zweifellos ist die Herausbildung dieser Querstruktur auf eine von Ostsüdosten kommende Kraft zurückzuführen, wie sie bereits A. F. TAUBER (1943, S. 140) dafür forderte. Wahrscheinlich streicht die Gr. Kientalstörung in den zum Teil bauxitgefüllten Klüften des Hauptdolomites am Nordhang des Richterberges gegen SSW aus.

Als weiteren Hinweis auf einen aus östlicher Richtung kommenden Querschub kann man mit A. F. TAUBER (1943, S. 138 f, Fig. 2) die Aufschuppung der von exotikareichem Konglomerat ummantelten, kleinen Hauptdolomitscholle auf die steil ostfallenden Gosausandsteine und -mergel betrachten, wie sie am Ostrand des Steinbruches der Einöd in Erscheinung tritt.

d) Die östliche Randzone der Anninger-Synklinale

Die am Ostrand der Meiereiwiese gegen Süden, zur Richardshofterrasse streichende „Richardshofstörung“, die die östliche Randzone der Anninger-Synklinale von der westlich davon gelegenen Hauptmasse derselben trennt, ist durch rhätische und liassische Ablagerungen markiert. Zu diesen an der Störung eingeklemmt erhalten gebliebenen Ablagerungen zählen das Rhätkalkvorkommen an der Anningerstraße N Lackenschlag, der bunte Liaskalk S des Jagdhauses und die rhätischen und liassischen Gesteine im Baital und im Buttergraben. Weil die Störung größtenteils unter der Pannonbedeckung anzunehmen ist, kann man auf ihre vorpannone Entstehung schließen.

Die Nordversetzung der Hauptdolomitmasse im Bereich Kalenderberg – Ruine Burg Mödling – Breite Föhre gegenüber der Hauptdolomitmasse des Kleinen Anningers entspricht einer etwa einen Kilometer weiten linksseitigen Blattverschiebung. Durch sie ist es offenbar zur Auffaltung und Aufstauung der Randzone in westlicher Richtung und damit zur Herausbildung einer an ihrem westlichen Flügel gekappten Antiklinale (Richardshof-Antiklinale) gekommen (Taf. 1). Diese Bewegung macht auch die oben angeführte Einklemmung rhätisch-liassischer Gesteine, so vor allem jener beiderseits des Baitales, zwischen dem Dachsteinkalk im Westen und dem Hauptdolomit im Osten, leichter verständlich.

Am Austritt des Tieftales in das Wiener Becken findet die vom Baital gegen SSW streichende Hauptdolomitzone der Richardshof-Antiklinale westlich der Richardshofstörung im Hauptdolomit der Wetterkreuz-Antiklinale ihre Fortsetzung.

Bei Gumpoldskirchen bilden sanft bis mittelsteil SE-fällende Dachsteinkalke einen relativ ungestörten Antiklinal-Ostflügel. Anders hingegen nördlich des Baitalausganges, an der Bruchwand hinter dem Brecher der Gumpoldskirchner Kalk- und Schotterwerke. Hier kam es am Antiklinal-Ostflügel zur Verschuppung innerhalb des Dachsteinkalkes und zur Einklemmung von Kössener Schichten. Es kann dies auf eine westvergente Kraft zurück-

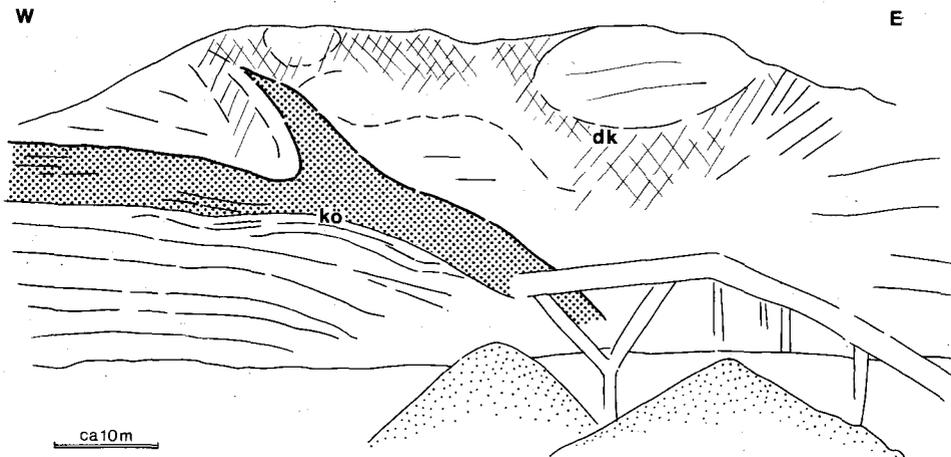


Abb. 3: Die westvergente Aufschuppung von gebankten Dachsteinkalk (dk) auf Kössener Schichten (kö) an der Nordseite des Baital-Einganges, in der Werksanlage der Gumpoldskirchner Kalk- und Schotterwerke. Der aufgeschuppte Dachsteinkalk ist stark zerrütet und verwalzt.

geführt werden, die vor Abbruch des Wiener Beckens wirksam war. Parallel zum Wiener Beckenrand läuft die SSW-NNE-streichende Prießnitztal-Störung mit ihren Quellaustritten. Nördlich der Kote 356 geht von ihr die WNW-streichende Querstörung des Rehgrabens aus, an der sich ein Dachsteinkalk gegen NNE auf steil SSW-fallende Kössener Schichten angepreßt zeigt.

Die jungtertiäre Anlage der Richardshof-Brandungsterrasse wurde allem Anschein nach durch die im Osten von Dachsteinkalk flankierte Dolomitaufsattelung der Richardshof-Antiklinale begünstigt. Auffallend ist ferner das weitgehende Fehlen der Schotter des plio-pleistozänen Schotterfächers auf der zum Teil von metermächtigen oberpannonen Brandungsbrekzien bedeckten Dolomitzone der Richardshof-Antiklinale zwischen dem Richardshof und der Kote 377. Einer entsprechenden Erosion dürfte auch die Entblößung des Hauptdolomites von den Tertiärablagerungen südlich des Baitales zuzuschreiben sein.

Nach F. MARINER (1975, S. 18) weist die Schlucht der Mödlinger Klause, die zwischen dem Wiener Becken und dem Senkungsfeld an der Meiereiwiese der WSW-ENE-streichenden Klausenstörung folgt, auf eine bis in das Quartär reichende Heraushebung hin. Vielleicht bestehen da Zusammenhänge mit der obgenannten Erscheinung.



Abb. 4: Teilpanorama, wie es sich vom nördlich der Hinterbrühl gelegenen Hundskogel (Kote 431) im Blick über die Zone Hinterbrühl–Ma. Enzersdorf gegen das Wiener Becken und den Ostteil der Anninger-Masse bietet. Im Vordergrund des Bildes tritt am aufgelassenen Wertheim-Steinbruch des Hundskogels ein massiger Gutensteiner Kalk in Erscheinung. Das überkippte, steil südfallende Gestein markiert zusammen mit anderen, ähnlich gelagerten Gutensteiner Kalk-Vorkommen den Nordrand der Göller Decke zu den Gosauablagerungen der gegen Norden überschlagenen Gießhübler Mulde. Der im Bild ersichtliche Gaisriegel ist aus Gosauablagerungen, und zwar aus den Gießhübler Schichten, aufgebaut.

In der Zone Hinterbrühl–Ma. Enzersdorf ermöglichten die leicht erodierbaren permo-skythischen Sedimente der Göller Decke und die weichen liassischen bis cenomanen Ablagerungen des Brühl–Ma. Enzersdorfer Schürflings (= Sch) die Herausbildung der Niederungen, die härteren Gesteine sowohl der zur Göller Decke gehörenden Gutensteiner Kalke des Hundskogels, der Ruine Römerwand und des Gr. Rauchkogels als auch jene des Keuperquarzit-Schürflings am Grillenbühel die Formung der Höhen. Dieses hügelige Relief in der Talung südlich des Höllensteinzuges und nördlich der Anninger-Masse wurde im Jungtertiär von einem Meer geschaffen, das sich im Wiener Becken ausbreitete und die Anninger-Masse als Insel umspülte. Die marinen Sedimente des Baden greifen vom Wiener Becken aus in die Zone Ma. Enzersdorf–Hinterbrühl ein und lassen sich mit der Baden-Füllung des Gaadener Beckens verbinden.

Die auf dem Bild gerade noch erkennbare Burg Liechtenstein steht auf einer Gutensteiner Kalk-Rippe am Nordrand der Anninger-Masse. Über den hangenden karnischen Sedimenten folgt, vom Kalenderberg westwärts bis zum Kleinen Anninger, der mächtig entwickelte Hauptdolomit dieser Masse.

Höllensteinzug

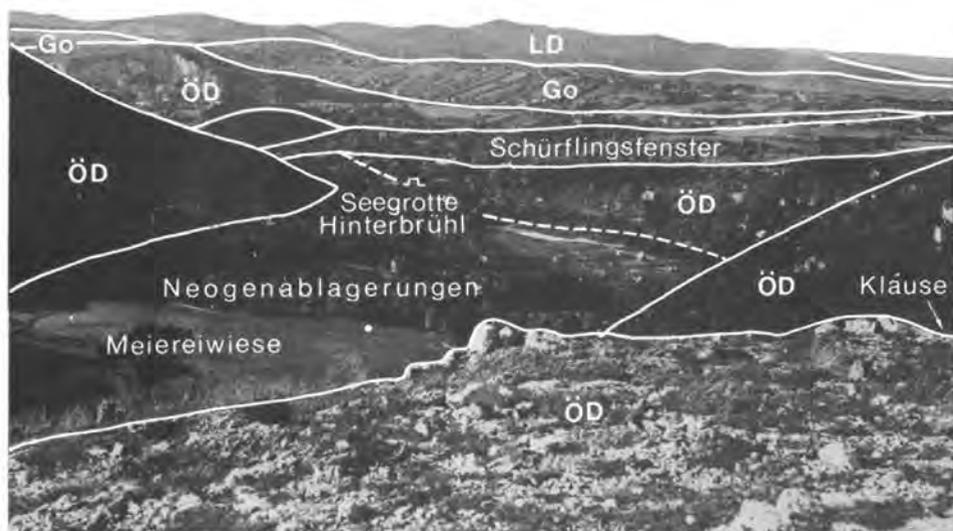


Abb. 5: Aussicht von der Ruine Burg Modling (Anninger-Masse) gegen Norden. Von der Hinterbrühl bis Ma. Enzersdorf reicht das „Brühl-Ma. Enzersdorfer Schürflingsfenster“, das an eine nordvergente Schuppung im Stirnrandbereich der Ötscher Decke gebunden ist. Die Gießhübler Gosäumulde (Go) trennt die Lunzer Decke (LD) von der überlagernden Ötscher Decke (ÖD). Foto Mariner.

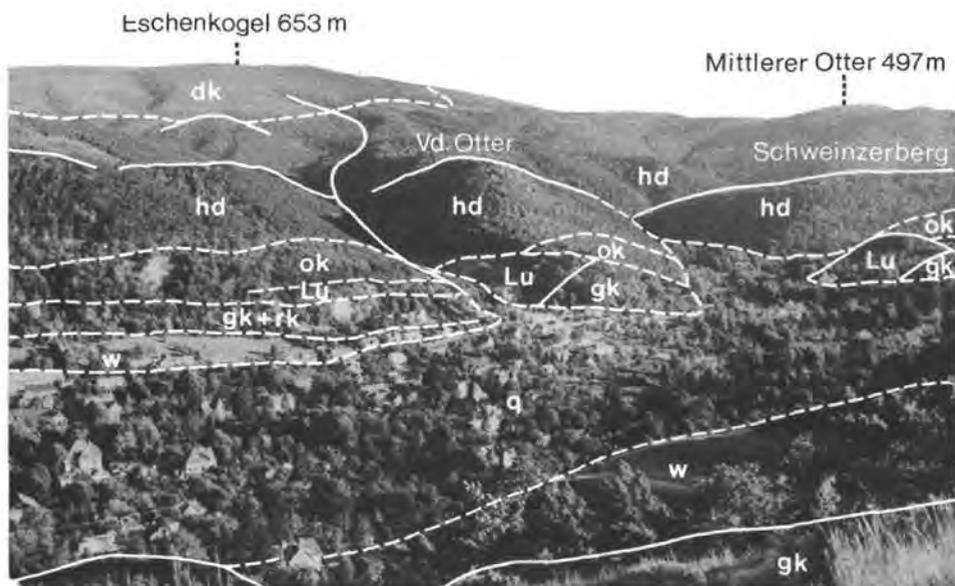


Abb. 6: Aussicht vom Weißen Kreuz über die Hinterbrühler Talung zur Anninger-Masse. W = Werfener Schichten, gk + rk = Gutensteiner und Reiflinger Kalk, Lu = Lunzer Schichten, ok = Opponitzer Kalk, hd = Hauptdolomit, dk = Dachsteinkalk, q = Quartär. Foto Mariner.

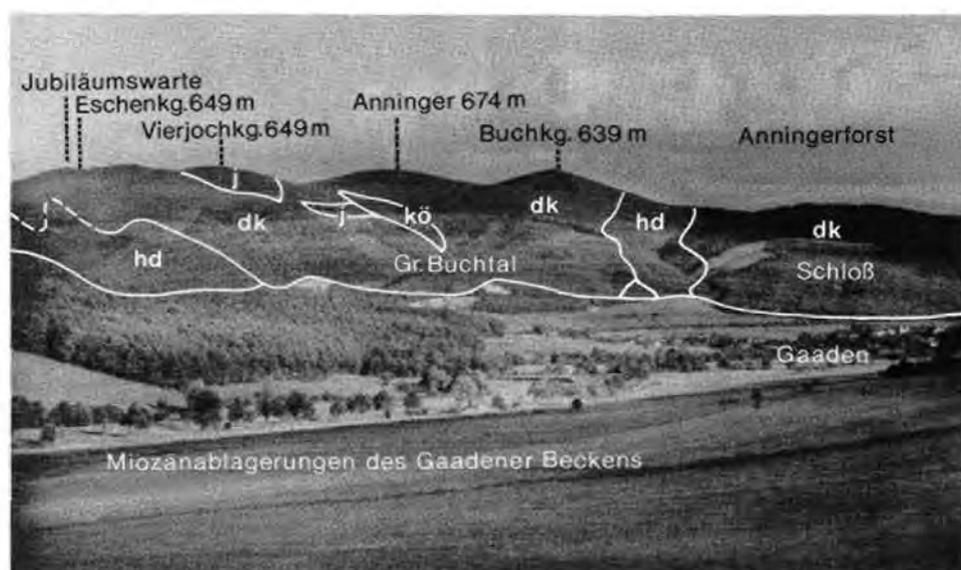


Abb. 7: Blick von der Straße Gaaden-Sittendorf über Gaaden (rechts im Bild) zur Anninger-Masse.
 hd = Hauptdolomit, dk = Dachsteinkalk, kö = Kössener Schichten, j = Juraablagerungen. Die Juraablagerungen kennzeichnen den Kern der Anninger-Mulde.
 Aufnahme 272559/1937 aus dem Bildarchiv der Österreichischen Nationalbibliothek.

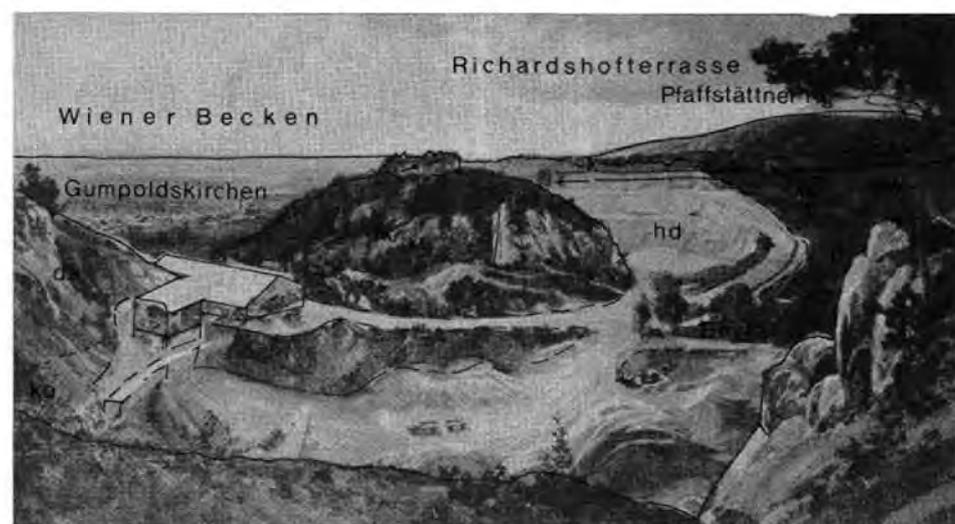


Abb. 8: Blick vom Nordrand des Steinbruchgeländes der Gumpoldskirchner Kalk- und Schotterwerke gegen Süden. Die Anlage der Brandungsterrasse des Miozänmeeres (Richardshoferrasse) wurde durch den leichter erodierbaren Hauptdolomit der östlichen Randzone der Anninger-Masse begünstigt.
 hd = Hauptdolomit, dk = Dachsteinkalk, kö = Kössener Schichten, L = Liasablagerungen, k = pannone Brandungsbrekzie, s = pontische Tegelsande, sch = plio-pleistozäne Schotter.
 Die Fotoreproduktion eines Gemäldes wurde freundlicherweise von Herrn Komm.-Rat Ing. F. KOWALL zur Verfügung gestellt.

Literatur

- BAUSCH, W. M. & POLL, K. G.: Nichtkarbonatische Kückstände von Malmkalken der Ostalpen. – Geol. Rundschau, 65, 1976, 579–592, Ferd. Enke-Verlag, Stuttgart.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Geologische Beobachtungen in der Gießhübler Mulde bei Mödling. – Ak. Anzeiger, 8, 1–8, Wien 1947.
- CZIJZEK, J.: Gipsbrüche in Niederösterreich und den angrenzenden Landesteilen. – Jb. Geol. R. A., 27–31, Wien 1851.
- ERKAN, E.: Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. in Wien, 65, 1972, 33–106, Wien 1973.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 63 (1970), 52–141, Wien 1972.
- GRILL, R. & KÜPPER, H.: (Unter Mitarb. v. G. GÖTZINGER, E. LICHTENBERGER & G. ROSENBERG): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1:75.000 (Ausgabe 1952). – 1–138, Geol. B.-A., Wien 1954.
- HAUER, K. v.: Über die Kalksteine am Hundskogel und der hinteren Brühl. – Jb. Geol. R.-A. 1955, 102, Wien 1858.
- HOLZER, H. L.: Eine stratigraphische Tabelle der Malmvorkommen Österreichs (mit erläuternden Bemerkungen und einem Schichtnamenverzeichnis). In H. Zapfe: Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. – Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 4, Wien 1978.
- HORNINGER, G.: Geologische Erfahrungen vom Bau der Cavernengaragen Mönchsberg-Nord, Salzburg. – Rock Mechanics, Suppl. 5, Wien 1976.
- KOBER, L.: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, Wien 1911.
- KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl., Abt. I, 88, 345–396, Wien 1912.
- KOWALL, F.: 350 Jahre Tagbau Gumpoldskirchen. – Wien (Montanverl.) 1970.
- KÜPPER, H.: Die Anningerhöhlen. – Tageszeitung v. 14. 7. 1926, Nr. 192.
- KÜPPER, H.: Das Anningergebiet. – Verh. Geol. B.-A., 65, XXX, Wien 1926.
- KÜPPER, H. & BOBIES, C. A.: Das Tertiär am Ostrande des Anninger. – Jb. Geol. B.-A., 77, 1–27, Wien 1927.
- KÜPPER, H.: Zur Kenntnis des Alpenabbruches des Wiener Beckens. – Jb. Geol. B.-A., Wien, 94 (Festband), Wien 1951.
- KÜPPER, H.: Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, 1–33, Wien 1961.
- KÜPPER, H. & BOBIES, C. A.: Das Tertiär am Ostrande des Anninger. – Jb. Geol. B.-A., 77, 1–27, Wien 1927.
- KÜPPER, H. & ROSENBERG, G.: Tektonik der Kalkalpen. In: GRILL, R. & KÜPPER, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Wien. – Geol. B.-A., 30–37, Wien 1954.
- MARINER, F.: Untersuchungen über die Tektonik des Höllensteinzuges bei Wien. – Vh. Geol. B.-A., 1926, Nr. 2, 3, 73–93, Wien 1926.
- MARINER, F.: Das Werden der Landschaft. In: Mödling (Landschaft, Kultur, Wirtschaft), 9–24, Hrsg. Stadtgemeinde Mödling, 1975.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A. Wien, 106, XXX, Wien 1963.
- PAPP, A. & THENIUS, E.: Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. I, 158, Wien 1949.
- PAUL, K. M.: Ein geologisches Profil aus dem Randgebirge des Wiener Beckens. – Jb. Geol. R.-A. 1859, 257–262, Wien 1959.
- PAUL, K. M.: Ein geologisches Profil durch den Anninger bei Baden im Randgebirge des Wiener Beckens. – Jb. Geol. R.-A., XI, 12–16, Wien 1860.
- PIRKER, R. & TRIMMEL, H.: Karst und Höhlen in Wien und Niederösterreich. – Wien (Verlag Jugend und Volk), Wien 1954.
- PLÖCHINGER, B.: Die Kreide-Paläozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sitendorf. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 56 (1963), 469–501, Wien 1964.
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologisch-Geotechnischen Karte 1:10.000 des Schwechatall-Lindkogel-Gebietes W Baden (Niederösterreich). – Geol. B.-A. Wien, 58 S., Wien 1970.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht 1970 über Aufnahmen am Anninger: Revision Schwechatall, Blatt 58. – Vh. Geol. B.-A., 1971, H. 4, A 53–A 56, Wien 1971.

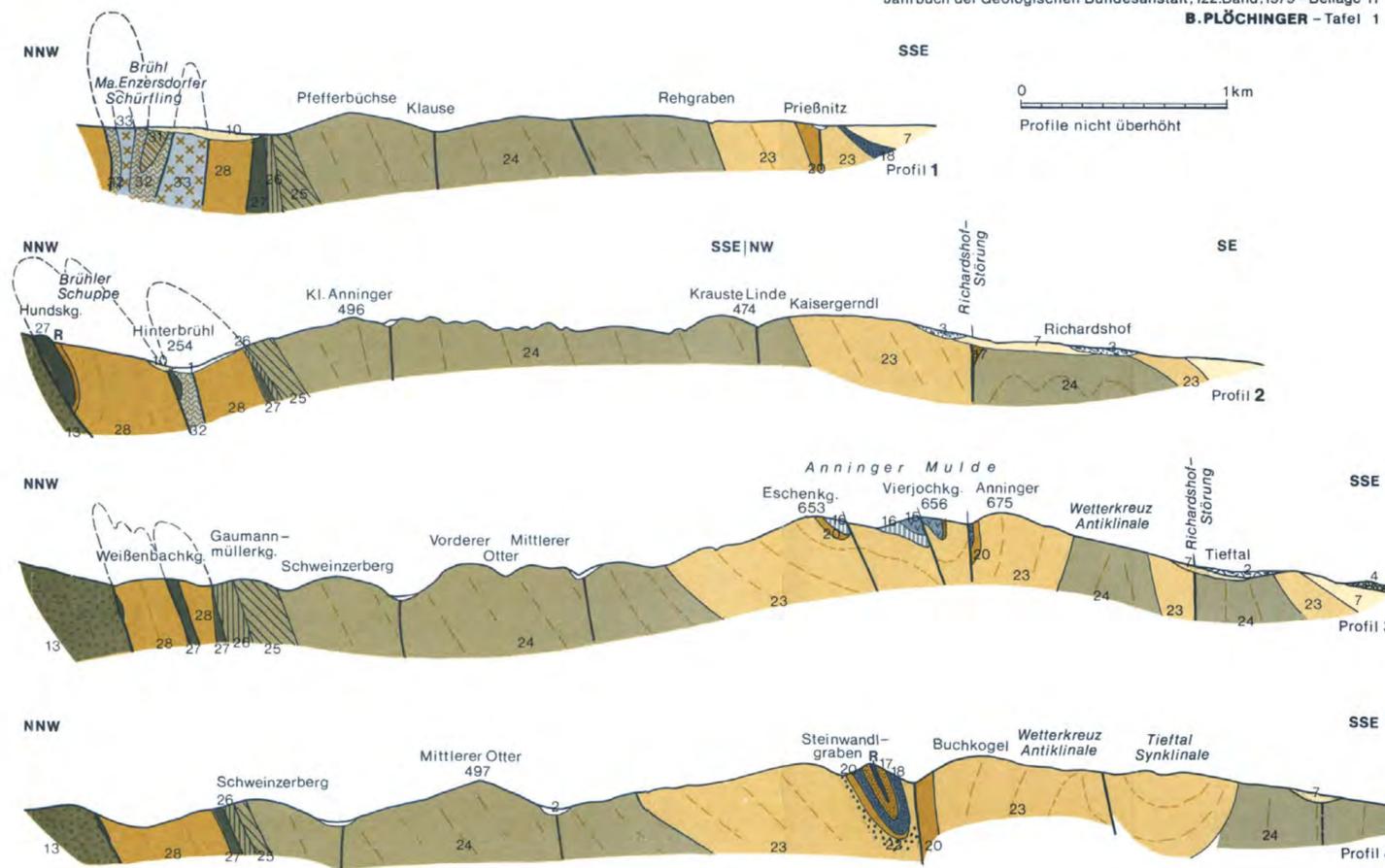
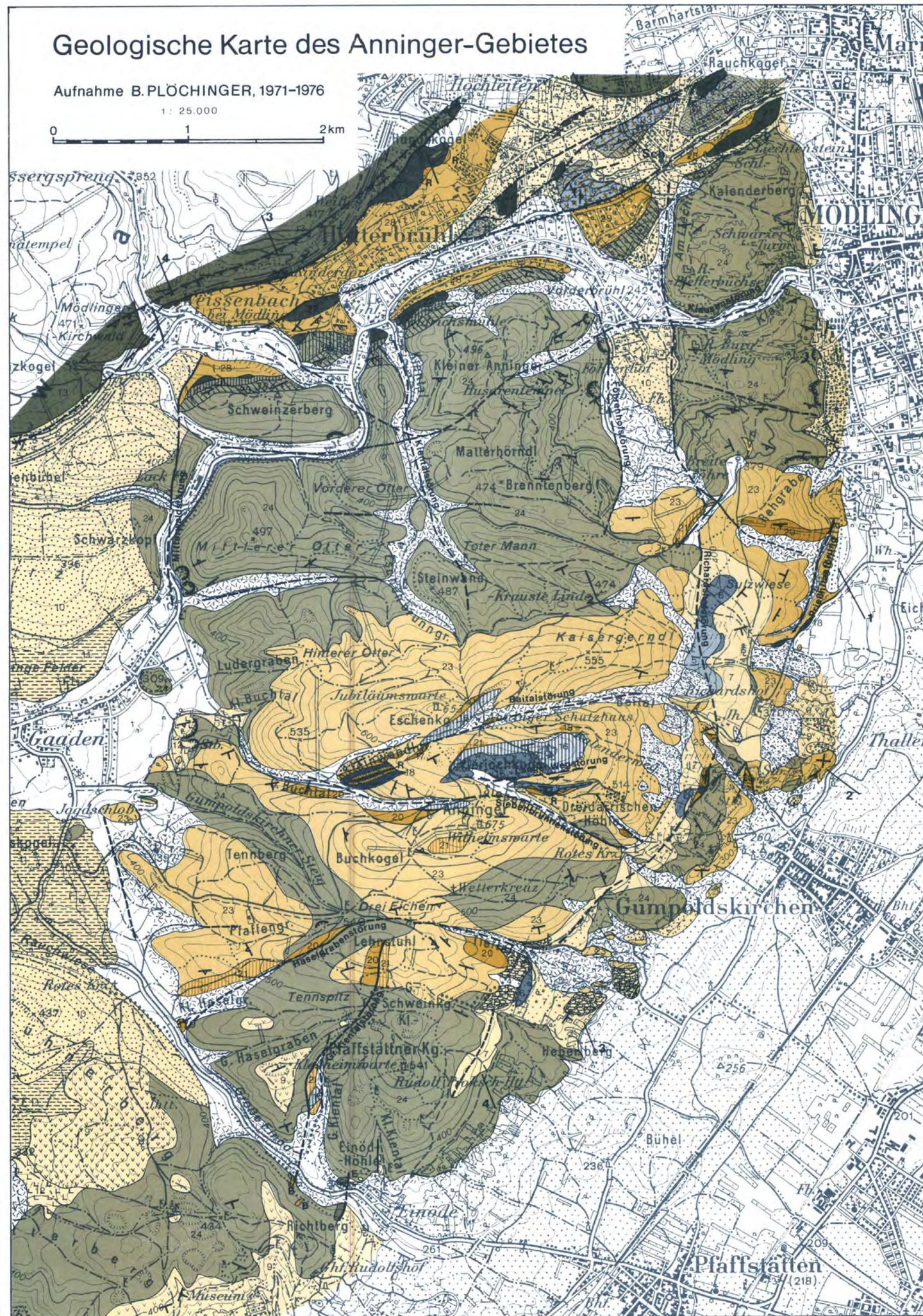
- PLÖCHINGER, B.: Aufnahmen 1971 im kalkalpinen Wienerwald (Blatt 58, Baden). – Vh. Geol. B.-A., 1971, H. 3, A 57–A 59, Wien 1972.
- PLÖCHINGER, B.: Aufnahmen 1972 im Bereich des Anninger (Blatt 58). – Vh. Geol. B.-A., 1972, H. 4, A 34–A 36, Wien 1973.
- PLÖCHINGER, B.: Aufnahmen 1973 auf den Blättern Baden (58) und Neulengbach (57). – Vh. Geol. B.-A., 1973, H. 4, A 91–A 92, Wien 1974.
- PLÖCHINGER, B.: Bericht 1976 über Aufnahmen im Raum Perchtoldsdorf–Ma. Enzersdorf auf Blatt 58, Baden. – Vh. Geol. B.-A., 1977, H. 1, A 60–A 61, Wien 1977.
- PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Der Wienerwald. – Sammlung geologischer Führer, 59, 141 S., Berlin (Borntraeger) 1974.
- RICHARZ, St.: Der Eichkogel bei Mödling und seine nähere Umgebung. – Jahrb. Geol. R.-A., 71, 51–70, Wien 1921.
- SCHAFFER, F. X.: Geologischer Führer für die Exkursionen im inneralpinen Becken der nächsten Umgebung von Wien. – Berlin (Gebr. Borntraeger) 1907.
- SCHLOSSER, M.: Die Land- und Süßwassergastropoden vom Eichkogel bei Mödling. – Jahrb. Geol. R.-A., 57, S. 751 ff., Wien 1907.
- SIEBER, R.: Vorkommen, Zusammensetzung und Verbreitung von Wirbeltierfaunen des nordalpinen Rhät.-Akad. Anz., 95, Wien 1958.
- SPITZ, A.: Der Höllensteinzug bei Wien. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, Wien 1910.
- SPITZ, A.: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingtal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 12 (1919), 1–115, Wien 1920.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark, Graz 1871.
- THENIUS, E.: Niederösterreich. Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. – Vh. Geol. B.-A., Wien 1962, 2. Aufl. 1973.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Franz Deuticke) 1976.
- TOULA, F.: Geologische Exkursionen im Gebiet des Liesing- und des Mödlingbaches. – Jb. Geol. R.-A., 55, Wien 1905.
- TOULA, F.: Schichten mit *Gervilleia* („Perna“) BOUÉI v. HAUER am Gaumannmüllerkogel an der Weißenbacher Straße (Im Randgebirge der Wienerbucht). – Jb. Geol. R.-A., 1909, 59, 383–406, Wien 1909.
- TRIMMEL, H.: Ergänzungen 1955 des Höhlenverzeichnisses von Niederösterreich. – Die Höhle, 6, Wien 1955.
- TRIMMEL, H.: Fortschritte in der Kenntnis der Höhlen Niederösterreichs. 2. Ergänzung des Höhlenverzeichnisses von Niederösterreich. – Die Höhle, 9, Wien 1958.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Der kalkalpine Randsaum des südlichen inneralpinen Wiener Beckens im Jungtertiär. – In: F. X. SCHAFFER, Geologie der Ostmark, Wien 1943.
- ZAPFE, H.: Megalodontiden aus der Obertrias des südlichen Wienerwaldes. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., 1950, Wien 1950.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 2. 7. 1979.

Geologische Karte des Anninger-Gebietes

Aufnahme B. PLÖCHINGER, 1971–1976

1 : 25.000



Neogenablagerungen und Oberkreideablagerungen (exklusive der Schürflings-Oberkreide):

- 1 Alluvium i. a.
- 2 Hangschutt
- 3 Schuttkegel des Plio-Pleistozän
- 4 Konglomerat des Pont-Daz (Rohrbacher Konglomerat)
- 5 Süßwasserkalk des Pont
- 6 Tegelsande des Pont
- 7 Brekzien und Konglomerate des Pannon;
- 8 Konglomerat und Leithalkalkbrekzie mit Flyschgeröllen des Baden
- 9 luckige Brekzie, Leithalkalk und Konglomerat des Baden
- 10 Schotter im z.T. tonigen Sand und im Lehm (Baden)
- 11 Tegel und Sande zum Teil mit Schotter (Baden)
- 12 Dolomitleitbrekzie des Baden
- 13 Gosauablagerungen der Gießhübler Mulde (Maastricht-Paleozän)
- 14 Gosauablagerungen der Einöd (Unter-Campan)
- 15 Exotikakonglomerat der Einöd (Turon oder Gosau)
- 16 Kalkbauxit der Einöd
- 17 Riffschuttkalk des Kimmeridge am Vierjochkogel (Tressensteinkalkfazies)
- 18 gebankte kieselige Kalke des Kimmeridge (ähnlich Oberalmer Kalk)
- 19 bunte kieselige Mergelkalke der Kiesel- und Radiolaritschichten (? Oxford)
- 20 roter Cephalopodenkalk (Fazies des Adneter Kalkes und des Klauskalkes) Mitteltrias-Dogger
- 21 Hornsteinknollenkalk, Spongienkalk und Fleckenmergel des Unterlias
- 22 heller erinoidenspätiger Kalk (Rhät-? Lias)
- 23 Kössener Schichten (Rhät)

- 21 gelblich-rötlicher Dachsteinkalk mit Riffkorallen (Rhät)
- 22 foraminiferenreicher Oolithkalk (Rhät)
- 23 gebankter Dachsteinkalk (Nor)
- 24 Hauptdolomit (Nor)
- 25 Opponitzer Kalk (Oberkarn)
- 26 Lunzer Schichten (Unterkarn)
- 27 Gutensteiner Kalk und Dolomit, Reiflinger Kalk (Anis); Mitteltrias i. a.
- 28 Reichenhaller Rauhwacke (tiefes Anis)
- 29 Werfener Schichten (Skyth)
- 30 Gipshaselgebirge (Oberperm)

- Schürflinge:**
- 30 Cenomanmergel
 - 31 Mergel der hohen Unterkreide
 - 32 Liasfleckenmergel
 - 33 Keuper-Quarzit und rote Keuper-Tone
- Überschiebung der Göller Decke (= Teildecke der Otscher Decke) auf die Lunzer Decke
- Schuppung
- - - Störung
- Sch** = Brühl-Maria Enzersdorfer Schürfling
- saiger \times steiles Einfallen \swarrow mittelsteiles Einfallen \searrow
- sanftes Einfallen \swarrow horizontal \times

Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 122, Heft 2	S. 455-511	Wien, Dez. 1979
--------------------	----------------	------------------	------------	-----------------

Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten)

Von Franz R. NEUBAUER*

Mit 12 Abbildungen, 8 Tabellen und 6 Phototafeln

Ostalpen
 Murau
 Altpaläozoikum
 Stratigraphie
 Conodonten
 Lithologie
 Paläogeographie
 Tektonik

Österreich-Karte 1:50.000
 Blätter 158, 159

INHALT

Zusammenfassung	456
Abstract	456
1. Einleitung	456
1.1. Historischer Überblick und Problemstellung	456
1.2. Arbeitsgebiete	457
1.3. Methodik	458
Dank	459
2. Schichtfolgen	459
2.1. Auen-Gruppe	459
2.1.1. Golzeck-Schiefer	459
2.1.2. Golzeck-Quarzporphyr	463
2.1.3. Unterer Auen-Dolomit	464
2.1.4. Mittlerer Auen-Dolomit	464
2.1.5. Haider-Marmor	466
2.1.6. Oberer Auen-Dolomit	467
2.2. Pranker-Gruppe	468
2.2.1. Schattloch-Phyllite	468
2.2.2. Pranker-Metapsammit	473
2.2.3. Ursch-Dolomit	477
2.2.4. Dolomite der Tiefböden	478
2.3. Kaindorf-Dolomit	481
2.4. Murau-Gruppe	484
2.4.1. Profil	484
2.4.2. Gesteinsbeschreibungen	487
3. Diskussion	490
3.1. Die Schichtfolgen im regionalen Rahmen	490
3.2. Tektonische Schlußfolgerungen	494
Literatur	495

* Anschrift des Verfassers: Dr. Franz Neubauer, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

Zusammenfassung

Das schwachmetamorphe Altpaläozoikum südlich und westlich Murau (Steiermark/Kärnten) wurde mit Hilfe von Conodonten und Detailkartierung in drei annähernd gleichaltrige, faziell abweichende Gruppen gegliedert: Die Auen-Gruppe (Abb. 3) umfaßt Schiefer, Quarzporphyre und Dolomite mit ordovizischem Alter sowie verschiedenartige Karbonatgesteine des hohen Wenlock bis Oberdevon. Die Pranker-Gruppe (Abb. 6) gliedert sich in Schattloch-Phyllite (Ordovicium → Silur), Pranker-Metapsammite (Ludlow bis Unterdevon) und Ursch-Dolomit (Ems – Eifel), der mit dem Kaindorf-Dolomit (Ems) vergleichbar ist. Die epimetamorphe Murau-Gruppe (Abb. 11) besteht aus Pelitabkömmlingen mit wenigen Kieselschiefer-, Grüngesteins- und Karbonateinschaltungen (Silur → Unterdevon). Der Kaindorf-Dolomit sowie die Auen- und die Pranker-Gruppe liegen invers. Die drei Gruppen werden in ihrer tektonischen Stellung und in ihrem paläogeographischen Rahmen diskutiert. Die Auen-Gruppe wird mit der Althofener Fazies verglichen, die Pranker-Gruppe mit der Magdalensberg-Fazies in Beziehung gebracht.

Abstract

Three approximately contemporaneous groups differing in facies have been distinguished in the slightly metamorphic Lower Paleozoic series south and west of Murau (Styria/Carinthia) by means of conodonts and detailed mapping: the Auen Group (Abb. 3) containing schists, quartz-porphyrates and dolomites of Ordovician age as well as varied carbonate rocks of the late Wenlockian to Upper Devonian; the Pranker Group (Abb. 6) is derived into the Schattloch Phyllites (Ordovician → Silurian), the Pranker Metapsammites (Ludlovian – Lower Devonian), and the Ursch Dolomite (Emsian – Eifelian), the latter being comparable with the Kaindorf Dolomite (Emsian); the low grade metamorphic Murau Group (Abb. 11) consisting of pelitic descendants bearing few intercalations of cherts, greenstones and carbonate rocks (Silurian → Lower Devonian). The Kaindorf Dolomite, the Auen and Pranker Group lie reverse. Tectonic positions and possible paleogeographic connections are discussed. The Auen Group is compared with the Althofen Facies, the Pranker Group is related to the Magdalensberg Facies.

1. Einleitung

1.1. Historischer Überblick und Problemstellung

Die schwachmetamorphen Schiefergebiete südlich und westlich Murau (Steiermark/Kärnten) entzogen sich infolge ihrer Eintönigkeit und des Fehlens von Makrofossilien lange Zeit einer näheren geologischen Bearbeitung. Die ersten Beobachtungen stammen von ROLLE 1854 und STUR 1871. Erst die Kartierungen von GEYER 1891 a, b erfaßten „Grünschiefer und Phyllite“ im Gebiet der Prankerrhöhe als Westende der Murauer Quarzphyllitmulde. Auf Grund der Crinoidenfunde von TOULA 1893 auf der Grebenze wagt er 1893 eine erste stratigraphische Einordnung der Grebenzenkalke in das Silur, obwohl er bereits den stratigraphischen Wert von Crinoiden bestreitet.

TORNQUIST 1917 unternimmt die ersten tektonischen Gliederungsversuche auf deckentheoretischer Basis in diesem Gebiet, HERITSCH 1921 faßt die bisher vorliegenden Ergebnisse in seiner „Geologie von Steiermark“ zusammen. Der Bearbeitungsstand ändert sich erst durch A. THURNER, welcher von Westen her kommend den gesamten Murauer Raum einer Neukartierung unterwirft. Das Arbeitsgebiet betreffende Publikationen erscheinen ab 1931 (THURNER 1931, 1932, 1933 a, b). Er erkennt erstmals unter den Ackerlglimmerschiefern Phyllite, die von „Arkoseschiefern“ unterlagert werden. Diese Phyllite und Arkoseschiefer faßt er unter dem 1933 b das einzige Mal gebrauchten Begriff „Prankerserie“ zusammen und betrachtet diese auf Grund der Lagerungsverhältnisse auf der Frauental als unteren Teil der Metadiabasserie. Für beide Serien nimmt er ein karbonates Alter an.

Ein erster gesicherter stratigraphischer Anhaltspunkt in diesem Gebiet schien durch die HERITSCH & THURNER 1932 beschriebenen Graptolithen von Olach gewonnen zu sein, welche in jüngerer Zeit häufig bezweifelt wurden (BECK-MANNAGETTA 1959, THURNER 1959, GRÄF 1966, JAEGER 1969).

1935 beschreibt THURNER erstmals im Zusammenhang mit möglichen triadischen Gesteinen die Dolomite von Kaindorf, 1936 legt er eine detaillierte Gliederung der Frauentalm vor. Einzelne Dolomitzüge gewinnen offenbar auf Grund der Publikation von THURNER 1935 für tektonische Überlegungen eine gewisse Bedeutung als Deckenscheider. 1956 erwähnt THURNER erstmals die Dolomite von Laßnitzau in diesem Zusammenhang. STOWASSER 1956 übernimmt die Dolomite von Kaindorf als triasverdächtige Gesteine an der Basis der altpaläozoischen Gurktaler Decke ähnlich TOLLMANN 1959, 1977, während THURNER 1960 dieser Ansicht kritisch entgegentritt.

Das Phyllitgebiet südlich des Ackerlkristallins wird von BECK-MANNAGETTA 1959 und THURNER 1958, 1961 näher dargestellt. Auf Grund lithologischer Vergleiche nimmt letzterer für die Arkoseschiefer ein unter- bis mitteldevonisches Alter an.

Ebenso werden die phyllitischen Glimmerschiefer im Norden des Paaler Konglomerates von einigen Autoren wie THURNER 1935, 1956 und METZ 1965 zum Paläozoikum gestellt, während andere diese dem Altkristallin zuordnen (THEYER 1969, TOLLMANN 1975, 1977).

1972 fassen FLÜGEL & SCHÖNLAUB die auf lithostratigraphischen Vergleichen basierenden Ansichten über die stratigraphische Einordnung der Gesteinsfolgen des Paläozoikums des Murauer Raumes zusammen.

Die ersten Conodontenfunde in den Eisenhutschiefern durch HÖLL 1970 etwa 20 km westlich vom Arbeitsgebiet regten auch im Murauer Raum erste stratigraphische Gliederungsversuche mit Hilfe von Conodonten an. Bisher liegen der Nachweis von höherem Ems durch BUCHROITHNER 1978 und des Grenzbereichs Unter-/Mitteldevon durch SCHÖNLAUB 1979 in den Grebenzenkalken vor. Letzterem Autor gelang auch der Nachweis eines silurisch-unterdevonischen Alters in der Murauer Teildecke (TOLLMANN 1963) nördlich Murau.

Die eigenen Arbeiten verfolgten einerseits das Ziel, das Alter verschiedener triasverdächtiger Karbonatgesteine festzulegen, und andererseits durch eine detaillierte Neuaufnahme der schwachmetamorphen Schiefergebiete diese lithologisch und stratigraphisch zu untergliedern.

1.2. Arbeitsgebiete

Untersucht wurden (vergl. Abb. 1):

- (1) Das Gebiet Auen (ÖK 159 Murau) am Westabfall des Golzecks (südlich Murau),
- (2) das Kammergebiet um den Talschluß des Lorenzgrabens zwischen Meterhöhe und Ursch (ÖK 158 Stadl und 159 Murau),
- (3) das Gebiet südlich Kaindorf (ÖK 159), westlich Murau,
- (4) die tieferen Nordabhänge des Kreischberges bzw. Georgenberges und der unterste Nordwesthang des Birkleitenkogels (westlich Murau; ÖK 158 und 159).

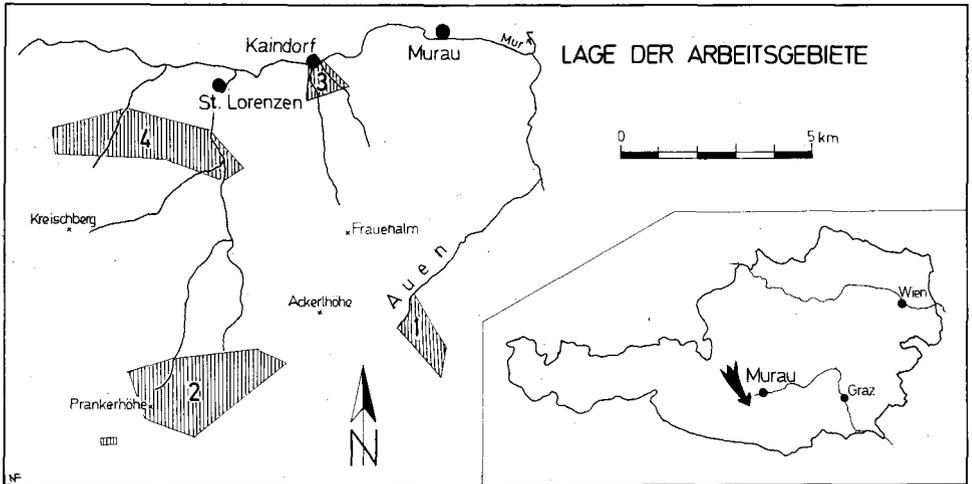


Abb. 1: Die Lage der Arbeitsgebiete: Arbeitsgebiet 1 – Auen, Arbeitsgebiet 2 – Prankerhöhe, Arbeitsgebiet 3 – Kaindorf, Arbeitsgebiet 4 – Georgenberg.

1.3. Methodik

Von allen im Arbeitsgebiet auftretenden Karbonaten wurden Proben mit stark verdünnter Essigsäure aufgelöst. Stratigraphisch gut verwertbare Ergebnisse brachten vor allem Dolomitproben. Die dabei aufgefundenen Conodonten liegen allerdings in sehr unterschiedlichen Erhaltungszuständen vor, welche sich mit der CAI-Skala von EPSTEIN et al. 1975 und SCHÖNLAUB & ZEZULA 1975 beschreiben lassen, und Farbveränderungen von CAI 5 (schwarz) bis sehr selten CAI 8 (durchsichtig) umfassen.

Die ersten Conodontenfunde bestimmte und überprüfte Herr Doz. Dr. F. EBNER, Joanneum Graz (siehe EBNER et al. 1977). Die Conodonten wurden nach der Formtaxonomie bestimmt. Zur Zonengliederung wurde für das Ordoviciem v. a. SERPAGLI 1967, FLAJS & SCHÖNLAUB 1976, für das Silur WALLISER 1964, 1971 herangezogen. Die Gliederung des Devons beruht v. a. auf den Arbeiten von BULTYNCK 1971, CARLS & GANDL 1969, KLAPPER et al. 1978, WEDDIGE 1977, WEDDIGE & ZIEGLER 1977 a, ZIEGLER 1960, 1962, 1965, 1971.

Das Belegmaterial wird am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz unter den UGP-Nummern 2882–2884 aufbewahrt.

Bei der Dünnschliffpetrographie wurde in den meisten Fällen die Unterscheidung der Karbonate durch Anfärben mit Alizarin Rot S (MÜLLER 1964: 176–178), die der Feldspäte nach MÜLLER 1964: 178–180 getroffen.

In der Nomenklatur der kristallinen Schiefer folge ich den Vorschlägen von FRITSCH et al. 1967.

Trotz der schwachmetamorphen Überprägung und der starken tektonischen Zerlegung wie schlechter Aufschlußverhältnisse werden die neugegliederten Schichtfolgen nach HEDBERG 1976, den Vorschlägen der „Schweizerischen Geologischen Kommission“ 1973 und den „Stratigraphischen Richtlinien“ des „Code-Committee der Stratigraphischen Kommission der DUGW“ 1977 gegliedert.

Dank

Ich danke Herrn Prof. K. METZ (Graz) für die Themenstellung und Anleitung zur Dissertation, in deren Rahmen diese Arbeit entstand. Ebenso bin ich Herrn Prof. H. W. FLÜGEL für die Anregungen und die Förderung dieser Untersuchungen zu großem Dank verpflichtet. Wichtige Hinweise und Ratschläge gaben mir die Herren J. PISTOTNIK (Wien), M. BUCHROITHNER, A. FENNINGER, H. L. HOLZER, K. STATTEGGER (alle Universität Graz), Herr F. EBNER (Joanneum Graz) bestimmte mir in entgegenkommender Weise die ersten Conodontenfunde, wofür ich ihm herzlich danke. Die Stereoscan-Aufnahmen der Conodonten konnten am Zentrum für Elektronenmikroskopie in Graz (Leitung: Hofrat F. GRASENICK) aufgenommen werden.

2. Schichtfolgen

Die Bearbeitung erlaubt eine Gliederung in die drei folgenden annähernd altersgleichen, faziell aber voneinander abweichenden Gruppen, nämlich in die Auen-Gruppe, die Pranker-Gruppe und die Murau-Gruppe.

2.1. Auen-Gruppe

Die Auen-Gruppe umfaßt v. a. die seit THURNER 1956, 1958 bekannten „Dolomite von Laßnitzau“ unmittelbar nordöstlich des Trogschartenbruches. Ein durchgehendes Profil fehlt zufolge quartärer Verhüllung. Die Kartierung (siehe Abb. 2) und die stratigraphischen Einstufungen erlauben jedoch eine Korrelation der Einzelaufschlüsse, wie sie in Abb. 3 dargestellt ist. Das „Profil“ liegt invers. Es umfaßt vom tektonisch Hangenden gegen das Liegende folgende Formationen:

- Golzeck-Schiefer
- Golzeck-Quarzporphyr
- Unterer Auen-Dolomit
- Mittlerer Auen-Dolomit
- Haider-Marmor
- Oberer Auen-Dolomit

2.1.1. Golzeck-Schiefer

Nach THURNER 1958 wird der Westhang des Golzecks von „Arkoseschiefern“ aufgebaut. Von diesen wurden bisher nur die tektonisch liegendsten Anteile näher untersucht. Es handelt sich im wesentlichen um intensiv isoklinal gefaltete und geschieferte, gebänderte, feinkörnige, graue bis graugrüne Schiefer bzw. Metapsammite, phyllitische Tonschiefer und selten pyrit- und/oder graphitführende Schiefer, die in wenigen Aufschlüssen an den Forststraßen besser aufgeschlossen sind.

Diese Schiefer beinhalten mehrere geringmächtige, als Leithorizonte verfolgbare Einlagerungen (siehe Abb. 2, 3). Vom tektonisch Hangenden gegen das Liegende finden sich:

(a) 550 m NE Gehöft Haider stehen an der Abzweigung einer neuen Forststraße dunkle bis schwarze, brekziöse, an den Schichtfugen serizitbelegte Eisendolomite an. Sie sind stark tektonisch zerrüttet und verwittert. Sie lieferten

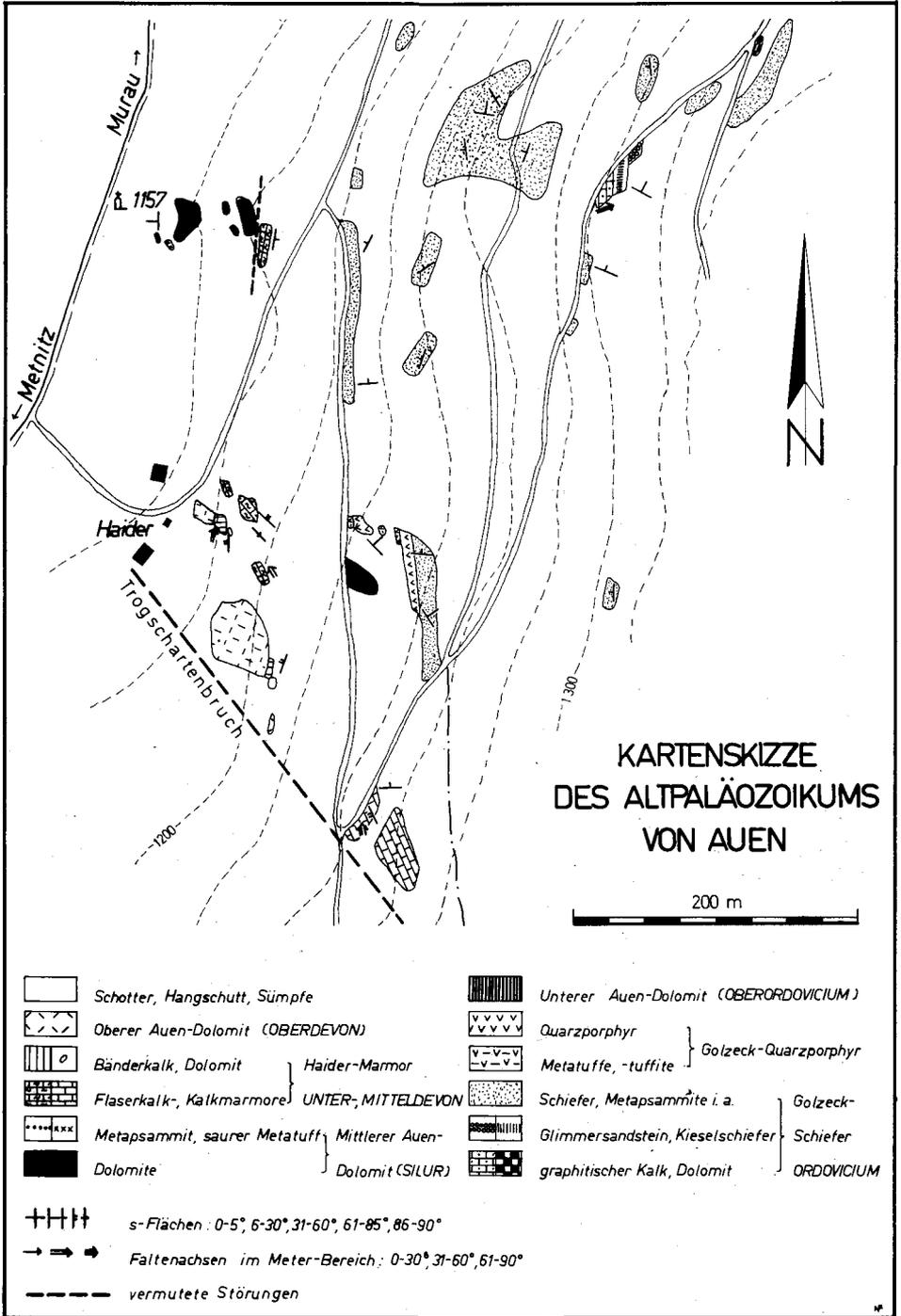


Abb. 2: Aufschlußkarte von Auen.

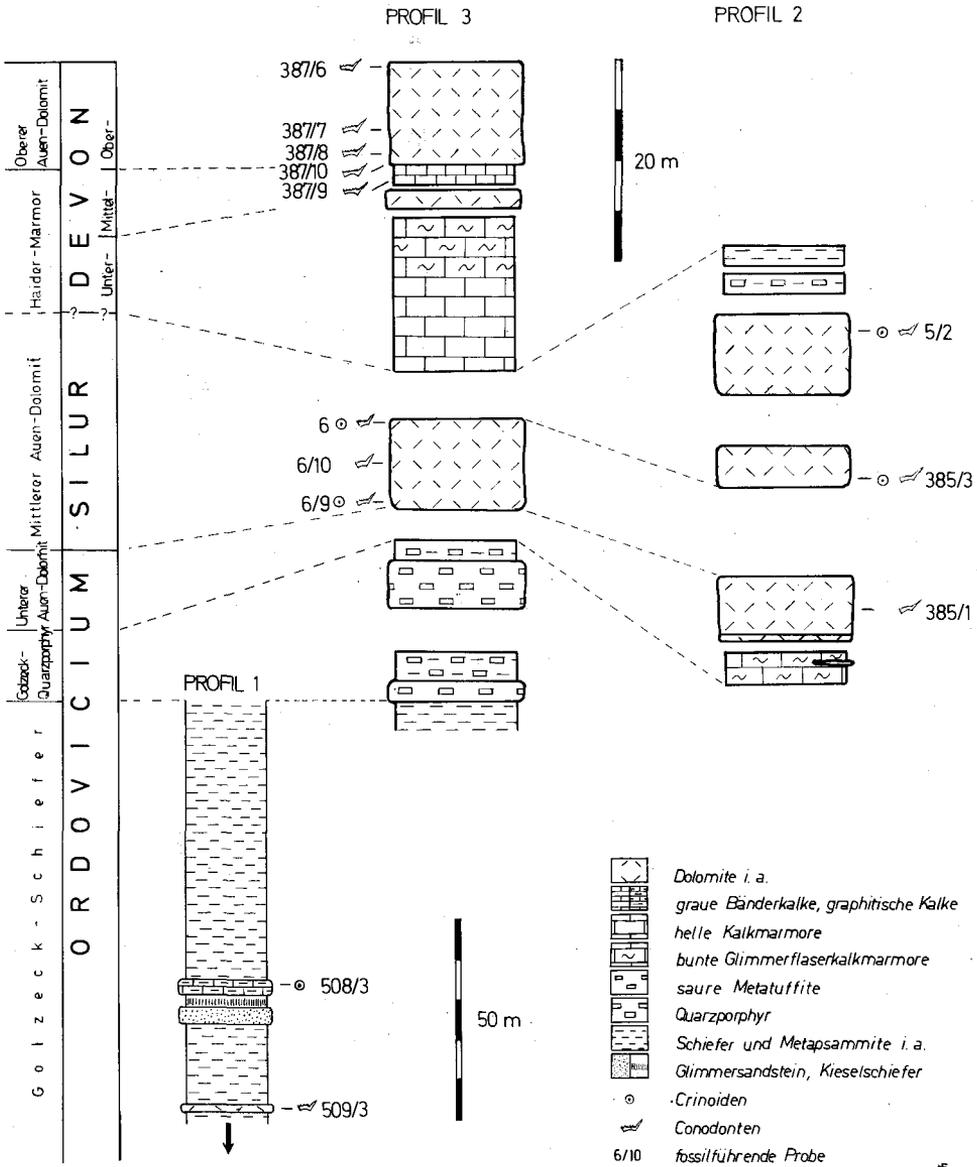


Abb. 3: Säulenprofile der Auen-Gruppe.

Acodus sp.

Acontiodus cf. *minutus* SERPAGLI 1967

Amorphognathus? sp. (Bruchstück eines Seitenlappens)

Belodella cf. *erecta* (RHODES & DINELEY 1957)

Nordiodus cf. *proclinatus* SERPAGLI 1967

Ozarkodina cf. *alpina* SERPAGLI 1967

Diese Formen erlauben nach WALLISER 1964, SERPAGLI 1967 eine Einstufung in das Ashgill bis Llandovery.

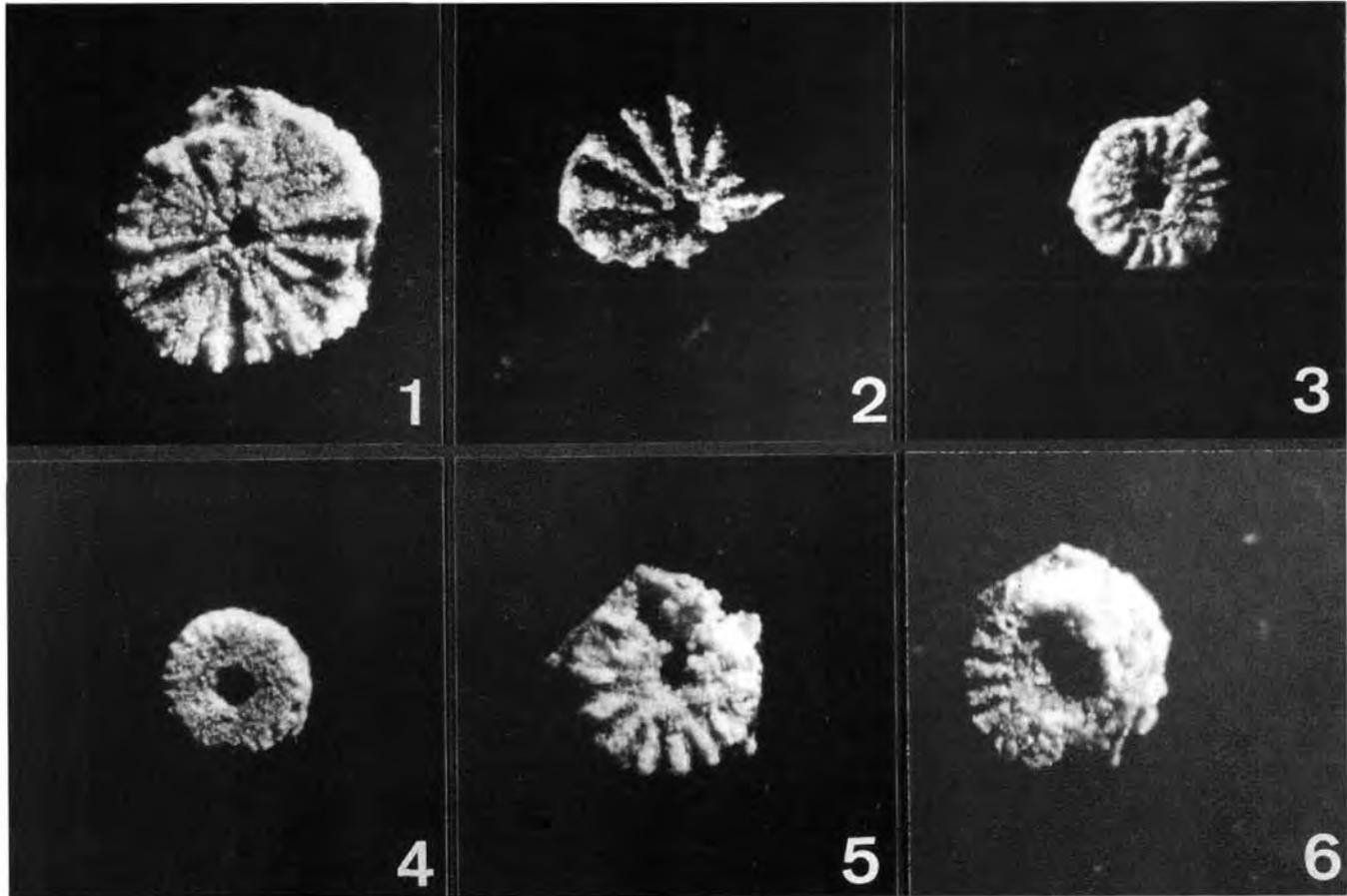


Abb. 4: Crinoidenstielglieder aus dem graphitischen Kalk 400 m nordöstlich Gehöft Haider. Alle Vergrößerungen 27fach. Fig. 1, 2: Formgattung „*Pentagonocyclicus*“ sp., forma A. Fig. 3, 4: Formgattung „*Pentagonocyclicus*“ sp., forma B. Fig. 5, 6: Formgattung „*Pentagonopentagonalis*“ sp.

(b) Etwa 150 m SSW von diesem Aufschluß sind an derselben Forststraße innerhalb der Schiefer vom tektonisch Hangenden gegen das Liegende aufgeschlossen:

Ca. 4 m mächtige, bräunliche, sehr harte, massive, teilweise pyritführende Glimmersandsteine,

4–5 m mächtige, dunkelgraue bis schwarze, graphitisch abfärbende, streng laminierte Kieselschiefer, die in 2 bis 3 cm dicken Platten brechen,

ca. 4 m mächtige, laminierte, cm-plattige, dunkle bis schwarze, graphitische Kalke.

Conodontentests in den letztgenannten Kalken verliefen negativ. Relativ gut erhaltene Crinoidenstielglieder gehören zur Formgruppe der Pentameri und lassen sich formtaxonomisch nach YELTSHEVA 1955 (wiedergegeben in MOORE & JEFFORDS 1968), DUBATOLOVA & YELTSHEVA 1969 und nach DUBATOLOVA 1971 zwei Formgattungen zuordnen (siehe Abb. 4):

Pentagonocyclicus sp., forma A

Pentagonocyclicus sp., forma B

Pentagonopentagonalis sp.

2.1.2. Golzeck-Quarzporphyr

Die Schiefer werden ca. 200 m ESE Gehöft Haider von Quarzporphyren unterlagert. Eine Grenze zwischen beiden Gesteinen läßt sich schwer ziehen. Die Quarzporphyre gliedern sich in einen mindestens 2 Meter mächtigen, tektonisch hangenden Zug, welcher durch einen 2,6 Meter mächtigen Tuffitschieferhorizont unterlagert wird, und, durch eine Aufschlußlücke getrennt, einen etwa 4,5 Meter mächtigen liegenden Quarzporphyrzug. Mit einem deutlichen Kontakt schließt sich im Liegenden eine etwa 10 cm mächtige, glimmerreiche, linsige Übergangszone an, die zu dunklen, manchmal deutlich violetten, feingeschieferteten Metavulkaniten überleitet.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß beide Quarzporphyrzüge einem Niveau angehören, dessen SW-Teil als Rutschmasse abgeglitten ist.

Die Quarzporphyre sind hell bis weiß und auffallend würfelig geklüftet. Bereits makroskopisch erkennbar sind ca. 1–2 mm, max. 4 mm große, gleichmäßig in einer feinkörnigen Grundmasse verteilte Quarz- und Feldspat-Einsprenglinge. Das Gestein ist deutlich geschiefert, wobei die Schieferungsflächen mit Serizit belegt sind.

U. d. M.: Das porphyrische Gefüge mit Quarz- und Alkalifeldspat-Einsprenglingen und die Fließtextur sind deutlich ausgebildet.

Quarz-Einsprenglinge: \varnothing 0,2–max. 2,2 \times 1,2 mm. Sie sind auf Grund tektonisch bedingter Zerbrechung und s-paralleler Zergleitung meist recht schlecht erhalten, wobei die Druckschattenräume mit Quarz aufgefüllt sind. Undulöses Auslöschen und eine schwache Felderteilung sind weitere Folgen dieses Vorgangs. Gut erhaltene Dihexaederquarze mit Korrosionsschläuchen sind selten (siehe Taf. 1, Fig. 1).

Alkalifeldspat-Einsprenglinge: \varnothing 0,2–max. 1,8 \times 1,8 mm, opt. –, Achsenwinkel zwischen 60–70°. Sie löschen flau aus, sind bereichsweise getrübt und lassen sich teilweise als Fleckenperthite ansprechen (opt. positive, gleich orientierte Entmischungszonen mit höherer Lichtbrechung als die umgebenden Alkalifeldspatdomänen – Albit). Andere Alkalifeldspate sind häufig von einer vom Rand her in das Korninnere übergreifenden, unregelmäßig begrenzten Schachbrettabitisierung betroffen. An Verzwilligungen sind Manebacher, Bavenoer und Karlbadergesetz nachzuweisen (siehe Taf. 1, Fig. 2). Die Einsprenglinge sind meist xenomorph und randlich mit der Grundmasse verzahnt sowie analog den Quarz-Einsprenglingen an Spaltflächen s-parallel zerglitten, wobei die Risse mit Quarz verheilt sind.

Die Grundmasse setzt sich aus Quarz/Feldspat (meist kleiner als 0,01 mm) und Serizit zusammen. Alkalifeldspat ist darin manchmal an der Trübung, niedrigen Lichtbrechung und durch Färbemethoden nachzuweisen.

Diese Quarz/Feldspatgrundmasse ist in serizitreicheren Partien stärker rekristallisiert. Serizit (0,01–0,05 mm lang) bildet das Fließgefüge um die Einsprenglinge nach und ist zonenweise nach Schieferungsflächen in einem Winkel von 30–45° zur Fließtextur geregelt. Diese Zonen sind mit Rotationen der Einsprenglinge und randlicher Auflösung dieser im Druckschatten verbunden.

Bräunlich pleochroitische, feinblättrige Schichtsilikate in wenigen Körnern deuten auf Stilpnomeln oder Biotit. An Akzessorien können zerbrochene Zirkone und ein in Schnüren angeordnetes Erz nachgewiesen werden. Limonitgefüllte, rhomboederförmige Pseudomorphosen nach Eisenkarbonat sind selten.

Weitere Ausführungen über diese Quarzporphyre sind einer in Vorbereitung befindlichen Publikation zu entnehmen.

2.1.3. Unterer Auen-Dolomit

Als nächstjüngeres Schichtglied wird die Karbonatentwicklung 100 m nördlich Gehöft Haider betrachtet (siehe Abb. 3, Profil 2). Hier läßt sich eine Dreigliederung vornehmen:

(a) In der kleinen Mulde zwischen oberer Kuppe und Forstweg stehen in ca. 3,5 Meter Mächtigkeit blaßrosa bis grünliche, glimmerreiche, cm-plattige Glimmerkalkmarmore an, die eine etwa 8 cm mächtige Eisendolomitlinse beinhalten. Sie ähneln den weiter unten beschriebenen bunten Flaserkalkmarmoren. Möglicherweise handelt es sich hier um eine an einer N–S verlaufenden Störung hierher verschleppte Scholle dieser bunten Flaserkalkmarmore.

(b) An der oberen Kuppe folgen gegen das tektonisch Liegende 0,5 m mächtige, helle, grobkörnige Dolomite, die

(c) in 5,5 m mächtige, massige bis selten bankige, mittelgraue, feinkristalline, schwach brekziöse Dolomite überleiten.

U. d. M.: Ist ein Großteil des Dolomits als feinkörniges, pigmentiertes Karbonat ausgebildet. Größere pigmentfreie Dolomitekristalle scheinen durch Sammelkristallisation entstanden zu sein (vergl. BATHURST 1971).

Etwa aus der Aufschlußmitte konnte eine Conodontenfauna gewonnen werden. Sie umfaßt

Acodus curvatus BRANSON & BRANSON 1947

Acodus similaris RHODES 1953

Amorphognathus? sp.

Icriodina sp.

Oistodus sp.

Oistodus? sp.

Panderodus gracilis BRANSON & MEHL 1933

Panderodus similaris (RHODES 1963)

Panderodus unicastatus (BRANSON & MEHL 1933)

Scantodus zermulaensis SERPAGLI 1967

EBNER et al. 1977 ordnen diese Formen der *Amorphognathus ordovicicus*-Zone zu (Oberes Ordoviciem).

2.1.4. Mittlerer Auen-Dolomit

Die unter dem Begriff „Mittlerer Auen-Dolomit“ zusammengefaßten Dolomite lassen sich auf Grund der Lithologie und Stratigraphie zweiteilen: Der stratigraphisch tiefere Teil ist im Liegenden der Quarzporphyre aufgeschlossen (siehe Abb. 3, Profil 3). Nach einer Aufschlußlücke von mehreren Metern, welche von dem ordovizischen Unteren Auen-Dolomit vertreten werden dürfte, folgen hier ca. 8–9 Meter mächtige, dunkle, massige, quarzdurchhäderte, limonitisch anwitternde Eisendolomite. Drei Proben lieferten Conodonten

Tab. 1: Fauna des Mittleren Auen-Dolomits

	6/9	6/10	6	385/3	5/2
Crinoidea indet.	x		x	x	x
<i>Acodus mutatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)		x			
<i>Acodus</i> cf. <i>curvatus</i> BRANSON & BRANSON 1947			x		
„ <i>Acodus</i> “ sp. (sensu SERPAGLI 1970)			x		
<i>Belodella resima</i> (PHILIP 1965)			x		
<i>Belodella triangularis</i> (STAUFFER 1940)			x		
<i>Distacodus obliquicostatus</i> BRANSON & MEHL 1933			x		
<i>Hindeodella equidentata</i> RHODES 1953	x	x		x	x
<i>Hindeodella</i> sp.	x			x	x
<i>Neoprioniodus latidentatus</i> WALLISER 1964			x		x
<i>Neoprioniodus</i> cf. <i>multiformis</i> WALLISER 1964			x		
<i>Neoprioniodus</i> sp.			x	x	
<i>Ozarkodina edithae</i> WALLISER 1964		x			
<i>Ozarkodina zieglerei</i> ssp. indet.			x		
<i>Ozarkodina</i> sp.			x	x	x
<i>Panderodus recurvatus</i> RHODES 1953		x		x	
<i>Panderodus unicosatus</i> ssp. indet.	x	x		x	x
<i>Plectospathodus extensus</i> RHODES 1953		x	x	x	
<i>Spathognathodus incl. inclinatus</i> (RHODES 1953)		x			x
<i>Spathognathodus inclinatus</i> ssp. indet.				x	
<i>Spathognathodus</i> sp.	x	x			x
<i>Trichonodella excavata</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x		x	x	
<i>Acodus</i> sp.				x	
<i>Belodella</i> sp.					x
<i>Ligonodina salopia</i> RHODES 1953					x
<i>Ligonodina silurica</i> BRANSON & MEHL 1933					x
<i>Ligonodina</i> sp.				x	
<i>Lonchodina greilingi</i> WALLISER 1957					x
<i>Neoprioniodus excavatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)				x	
<i>Neoprioniodus</i> cf. <i>latidentatus</i> WALLISER 1964					x
<i>Oneotodus</i> sp.				x	
<i>Ozarkodina media</i> WALLISER 1957					x
<i>Ozarkodina</i> cf. <i>media</i> WALLISER 1957					x
<i>Panderodus gracilis</i> (BRANSON & MEHL 1933)				x	
<i>Panderodus</i> sp.				x	
<i>Spathognathodus</i> cf. <i>inclinatus</i> ssp. indet.				x	
<i>Spathognathodus steinbornensis</i> ssp. indet.					x
<i>Trichonodella</i> cf. <i>excavata</i> (BRANSON & MEHL 1933)					x
<i>Trichonodella symmetrica</i> (BRANSON & MEHL 1933)				x	
„plate“ sensu BISCHOFF 1973					x

und Crinoiden (siehe Tab. 1), wobei die teilweise individuenreichen Faunen überwiegend aus Einzahnformen bestehen (v. a. Probe 6/10). Zur stratigraphischen Einstufung eignet sich besonders die Probe 6/10, wo durch das Auftreten von *Ozarkodina edithae* nach WALLISER 1964, 1971 die *sagitta*-Zone (Grenzbereich Wenlock-Ludlow) angezeigt wird. Die Fauna der Probe 6 ist auf den Zeitraum *ploeckensis*- bis *siluricus*-Zone beschränkt, während sich in der Probe 6/9 nur obersilurisch-unterdevonische Durchläufer finden.

Der stratigraphisch höhere Anteil der dunklen Dolomite konnte in einem Aufschluß etwa 9 Meter unter der Liegendgrenze des Unteren Auen-Dolomits gefunden werden (siehe Abb. 3, Profil 2). Die Conodontenfauna (siehe Tab. 1, Probe 385/3) beinhaltet typi-

sche Obersilur/Unterdevon-Durchläuferformen. Durch das Auftreten von *Trichonodella symmetrica* kann die Reichweite dieser Fauna nach WALLISER 1964, 1971 auf *crispus*-Zone (hohes Silur) bis Unterdevon eingengt werden.

Etwas anders ausgebildet sind die Dolomite an der unteren Kuppe 100 Meter nördlich Gehöft Haider. Es handelt sich um meist sehr harte, splittrige, feinkristalline, mittelgraue Dolomite, die in einem Aufschluß an der Südseite der Kuppe Echinodermatenreste, insbesondere Crinoidenstielglieder beinhalten (siehe Taf. 1, Fig. 3). Eine Probe aus diesem Liegendanteil lieferte Conodonten (vgl. Tab. 1, Probe 5/2) mit einer Reichweite von der *crispus*-Zone (hohes Silur) bis Unterdevon.

Am Südfall der letztgenannten Kuppe steht ein mm-lagiges, stark gefälteles und transversalgeschiefertes, grünliches bis helles, porphyroidähnliches Gestein an, welches offenbar unter die Dolomite einfällt. Die Lagigkeit scheint primär zu sein und wird durch löchrige, limonitverkrustete Auswitterungserscheinungen parallel dazu verstärkt. Durchgehend ist ein höherer Feldspatgehalt festzustellen, der in gewissen Lagen in größeren Kristallen vorliegt (bis zu Korngrößen von ca. 2 mm).

U. d. M. liegen rundliche, selten leistenförmige Mikrokline in einem feinkörnigen serizitischen Glimmergewebe gleichmäßig verteilt. Die häufig verzwilligten Mikrokline (\varnothing 0,2–1,3 mm, opt. –, Achsenwinkel ca. 70–85°) besitzen entweder eine deutlich ausgebildete Mikroklingitterung oder löschen flau aus, sind häufig mit Serizitfitterchen besetzt und werden teilweise randlich von Serizit angegriffen, wobei ebenso wie in Rissen Quarz aufsprößt. Außerdem konnte ein einsprenglingsartiges Plagioklaskorn im Glimmergewebe nachgewiesen werden. Das stark limonitisch durchtränkte Glimmergewebe besteht v. a. aus Helglimmern (\varnothing 0,05 mm, blaßgrünlicher Pleochronismus in der Längsrichtung) und selten Stilpnomelan oder Biotit (brauner Pleochronismus, keine deutliche Basis-spaltung), untergeordnet auch Quarz, Alkalifeldspat in kleineren Korngrößen (\varnothing 0,05 mm). Es ist im mm-Bereich unter Ausbildung von Transversalschieferungsflächen mit Drucklösungserscheinungen (siehe LANGHEINRICH 1977) feingefältelet.

Chlorit (grüner Pleochroismus, anomal braune Interferenzfarben) ist nur an Klüftchen gebunden. Akzessorien: Stark getrübt Apatit, selten Turmalin und kubisches Erz.

Zusammensetzung: 10% Mikroklineinsprenglinge, 60% Phyllosilikate, 30% Quarz und Alkalifeldspäte in der Grundmasse.

Dieses Gestein wird als Kristalltuff gedeutet. Dafür sprechen

- (1) das alleinige Auftreten von Alkalifeldspäten als „Auswürflinge“,
- (2) der Wechsel in der Korngröße der Alkalifeldspäte senkrecht zur Schieferung,
- (3) die lagenweise Anreicherung großer Alkalifeldspäte.

Seitlich liegend des vorher beschriebenen Aufschlusses folgen graue, mm-gebänderte Metapsammite mit knapp über ein Meter (aufgeschlossener) Mächtigkeit.

U. d. M. ähnelt das in cm-Bereich isoklinal verfaltete Gefüge mit den Phyllosilikatbändern und den Quarz-Feldspatlagen den Metapsammiten der Pranker-Gruppe (siehe Kap. 2.2.2.). An den Phyllosilikatbändern ist neben Serizit sehr selten Stilpnomelan (?) und Chlorit beteiligt.

Klastische Komponenten (\varnothing ca. 0,1 mm): Quarz, Quarzaggregate, ungefüllte und unverzwilligte Plagioklase, mit Serizit gefüllte Plagioklase. Die Plagioklase liegen als Albite ($An_{0,5}$) vor und machen mehr als 50% der Komponenten aus. Die feinkörnige Matrix setzt sich aus Quarz/Plagioklas, Chlorit, Serizit, opaker Substanz und Limonit zusammen (Korngrößen um 0,03 mm).

Klastische Schwerminerale: V. a. Zirkon, daneben Apatit, Rutil, Turmalin.

Nach PETTIJOHN et al. 1972 handelt es sich um eine Arkosewacke.

2.1.5. Haider-Marmor

Als stratigraphisch höheres Schichtglied folgen gegen das tektonisch Liegende verschieden ausgebildete Kalkmarmore, denen im Hangendanteil möglicherweise ein geringmächtiger Dolomithorizont eingeschaltet ist. Vom tektonisch Hangenden gegen das Lie-

gende läßt sich folgendes Profil rekonstruieren (Abb. 3, Profil 3): Den stratigraphisch tieferen Horizont vertreten mindestens 12 (max. vielleicht bis 20) Meter mächtige, glimmerarme, gelbliche, alabasterartig durchscheinende Kalkmarmore, die an der Verzweigung der Forstwege 250 m SE Gehöft Haider aufgeschlossen sind. Sie zeigen ca. 0,5 bis 1 m dicke, an den Bankungsfugen serizitführende Bänke. Die Mächtigkeit kann wegen der Verfaltung im 10-m-Bereich und der Zerstückelung durch Störungen nur schwer angegeben werden.

Sie dürften in die steilstehenden bis saiger gelagerten, hellrosa bis grünlichen Glimmerflaserkalkmarmore überleiten, welche unmittelbar östlich des Gehöftes Haider anstehen und mit mindestens 6 m Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Die Flaserung ist teils gleichmäßig verteilt, teils leitet sie zu durchgehenden Glimmerbändern, ähnlich Kalkphylliten, über.

U. d. M.: Die Grundmasse besteht aus gleichkörnigem Kalzit (\varnothing 0,15–0,25 mm) in einem granoblastischen Gefüge. In Faltenkernen von cm-Falten sind häufig bis 0,8 mm große, xenomorphe Einzeldolomitkristalle eingelagert, während amöboide Quarze (\varnothing 0,05–0,4 mm) in Nestern angereichert sind. Die Glimmerfasern bestehen v. a. aus stark verbogenen Serizitsträhnen (bis 0,2 mm lang), opaker Substanz und einer leukoxenartigen, gelblich-bräunlichen, hochlichtbrechenden, mikroskopisch unauflösbaren Substanz. Diese Fasern sind stark deformiert und in schlierenartige Schlingen gelegt.

Zusammensetzung: 89% Kalzit, 10% Flasern (Quarz, Serizit, opake Substanz), 1% Dolomit.

Stratigraphisch über den Flaserkalkmarmoren dürften etwa 1,5 bis 2 Meter mächtige, hellgraue, ockerig anwitternde, brekziöse Dolomite folgen. Solche Dolomite sind unmittelbar östlich Gehöft Haider und an der Kuppe ca. 120 m ESE dieses Gehöftes aufgeschlossen (siehe Abb. 2).

An sie schließen in beiden Aufschlüssen graue bis helle Bänderkalke (2,1 m mächtig, cm-plattig, stark verschiefert) an. Während weder die hellen Kalkmarmore noch Glimmerflaserkalkmarmore und Dolomite Biogenreste lieferten, konnten unmittelbar östlich des Gehöftes in den hier saiger bis stratigraphisch aufrecht gelagerten Bänderkalken wenige unvollständig erhaltene Conodonten gefunden werden:

Polygnathus ex gr. *P. trigonocus* – *laticostatus* – *kluepfeli*

Polygnathus sp.

Auf Grund des *Polygnathus* ex gr. *P. trigonocus* – *laticostatus* – *kluepfeli* (gerade Carina; wenige kräftige Rippen auf breiter, flacher Plattform; kleine Basalgrube etwa unter der Plattformmitte) kann die Einstufung auf das tiefere Mitteldevon beschränkt werden.

2.1.6. Oberer Auen-Dolomit

Aus den grauen und weißen Bänderkalken entwickeln sich Dolomite. Sie sind mit mindestens 8 m Mächtigkeit an der bewaldeten Kuppe östlich des Gehöftes sowie beim Gehöft selbst aufgeschlossen. Die Ausbildung reicht von mittelgrauen, massigen, eisenschüssigen Dolomiten über gut geschichteten in der Aufschlußmitte bis zu dunklen, sehr harten, massigen, brekziösen Dolomiten im stratigraphisch Hangenden.

U. d. M. ist wieder der Gegensatz von Flecken feinkörniger, stark pigmentierter Dolomitkristalle (\varnothing 0,02–0,10 mm) zu Bereichen großer, pigmentfreier Dolomitkristalle (\varnothing bis 1,5 mm) deutlich. Die großen Kristalle zeigen verbogene und an Rissen geschleppte Spaltflächen und Zwillingslamellen, undulöses Auslöschchen und Felderteilung als Zeichen kräftiger tektonischer Beanspruchung. Dabei fällt auf, daß nur die kleineren Dolomitkristalle suturierte Korngrenzen besitzen. Ebenso sind limonitisch belegte Styrolithen an die feinkörnigeren Bereiche gebunden. Untergeordnet sind amöboide, undulöse, oft zerbrochene Quarze (\varnothing 0,05–1,2 mm) mit Karbonateinschlüssen in der Karbonatmatrix verteilt.

Zusammensetzung: 93% Dolomit, 7% Quarz und Limonit.

In einem Schriff aus dem Hangendbereich treten regelmäßig angeordnete, netzartige Styrolithen parallel zur Schichtung auf. Andererseits sind hier „birds eye“-Strukturen ähnelnde Gefüge zu sehen (siehe Taf. 1, Fig. 4).

Die Fauna zeigt Tab. 2. Die Probe 386/10 stammt aus der liegendsten Bank im Aufschluß östlich Gehöft Haider, die Proben 387/6, 7, 8 von den Aufschlüssen an der Kuppe. Die Probe 387/8 markiert das Liegende, während die Probe 387/6 dem stratigraphischen Hangendanteil entnommen ist (siehe Abb. 3).

Tab. 2: Die Conodentenfauna des Oberen Auen-Dolomites

	386/10	387/8	387/7	387/6
<i>Ancyrodella buckeyensis</i> STAUFFER 1938 vel				
<i>Ancyrodella curvata</i> (BRANSON & MEHL 1934)		x		
<i>Ancyrodella</i> cf. <i>buckeyensis</i> STAUFFER 1938				x
<i>Hindeodella</i> sp.		x		x
<i>Icriodus</i> sp.				x
<i>Icriodus?</i> sp.			x	
<i>Nothognathella</i> sp.	x			
<i>Palmatolepis subrecta</i> MILLER & YOUNGQUIST 1947				x
<i>Palmatolepis subrecta</i> MILLER & YOUNGQUIST 1947 vel <i>Palmatolepis provera</i> ZIEGLER 1958		x		x
<i>Palmatolepis</i> sp.	x			
<i>Polygnathus</i> cf. <i>decorosus</i> STAUFFER 1938				x
<i>Polygnathus</i> cf. <i>webbi</i> STAUFFER 1938			x	x
<i>Polygnathus</i> sp.	x	x	x	x

Die Reichweite der Faunen der Proben 387/6 und 387/8 umfaßt den Zeitraum von der mittleren *Polygnathus asymmetricus*-Zone bis zur oberen *Palmatolepis gigas*-Zone. Nach HOUSE & ZIEGLER 1977 kommt diesen Zonen ein Alter von $\text{to I } \alpha$ bis $\text{to I } \delta$ zu.

2.2. Pranker-Gruppe

Der fast rein karbonatischen Auen-Gruppe kann eine schwachmetamorphe, schiefrig-sandige Schichtgruppe gegenübergestellt werden. Sie wurde im Kammgebiet um den Tal-schluß des hinteren Lorenzengrabens (Kamm von Meterhöhe über Prankerhöhe und Schwarmbrunnhöhe bis Ursch) näher untersucht.

Bereits THURNER 1933 a, 1958, 1961 und BECK-MANNAGETTA 1959 stellten innerhalb der Phyllite eine mächtige sandige Einschaltung („Arkoseschiefer“ nach THURNER 1933 a) fest, wobei im Liegenden der Arkoseschieferliegendgrenze Karbonateinschaltungen auf-treten.

Die Neugliederung läßt eine Einteilung in drei Formationen zu. Auch diese Schichtfolge liegt invers. Die Pranker-Gruppe besteht vom Liegenden zum Hangenden aus den Schatt-loch-Phylliten, den Pranker-Metapsammiten und dem Ursch-Dolomit.

2.2.1. Schattloch-Phyllite

Als stratigraphisch tiefste Formation werden jene Phyllite samt Einlagerungen verstanden, welche den Kamm von der Meterhöhe über das Schattloch gegen den Nordan-stieg der Prankerhöhe aufbauen. Der Kontakt gegen die hangenden Ackerlglimmerschiefer ist tektonisch (NEUBAUER, in Vorbereitung). Im gegebenen Fall handelt es sich um eine steile Abschiebung der Nordscholle.

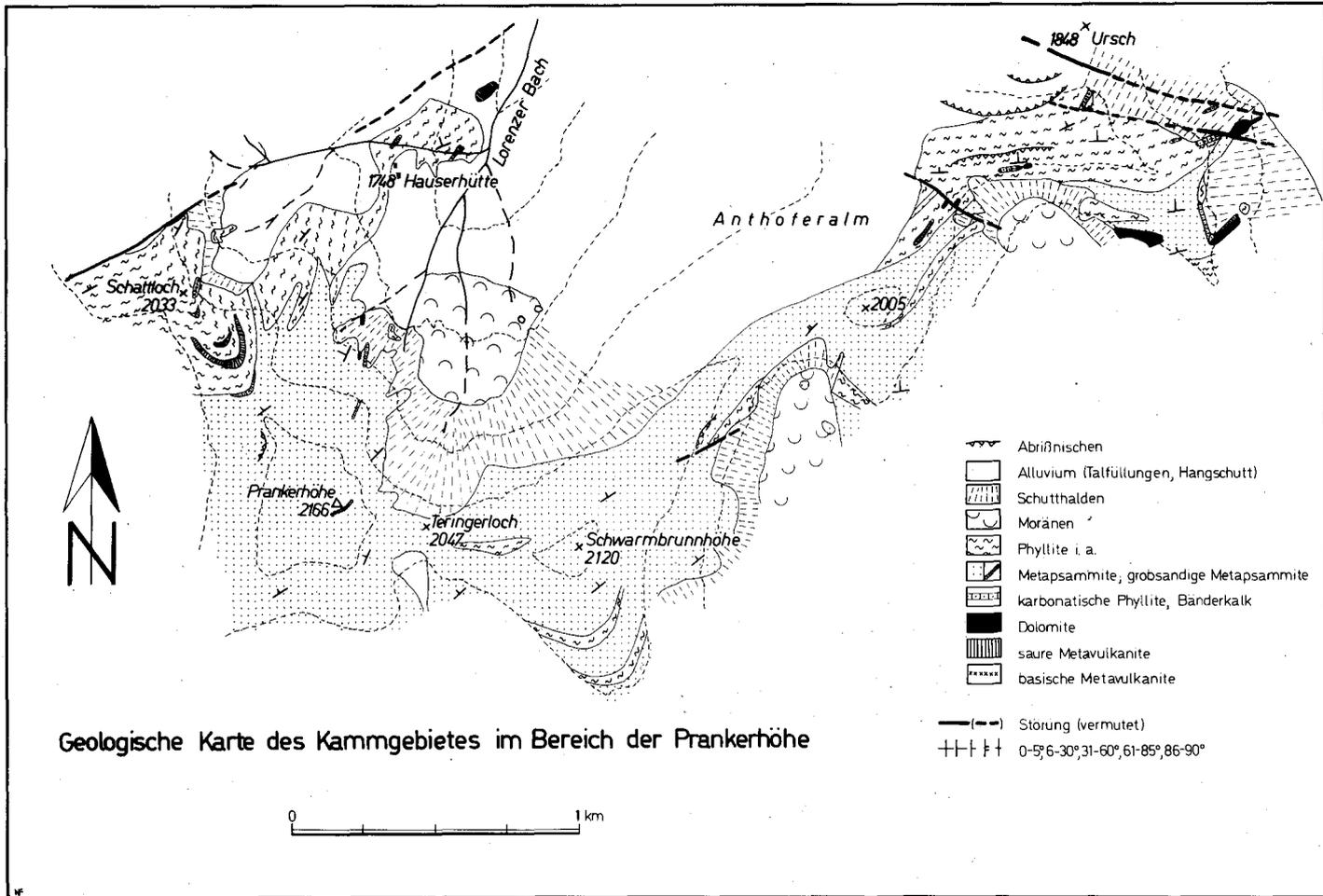


Abb. 5: Geologische Karte der Pranker-Gruppe.

Das Profil beginnt im tektonisch Hangenden mit 1 bis 1,5 m mächtigen Karbonatphylliten. Dieser Horizont dürfte mit grauen, hellockerig anwitternden, etwas geschieferten dolomitischen Kalken verbunden gewesen sein, wovon in den Schutthalden unterhalb dieses Aufschlusses zahlreiche Blöcke zu finden sind. Unter diesem Karbonatphyllithorizont folgen hier zunächst schwach grünliche, chloritführende Phyllite, die gegen das Liegende zu in graue, serizitreiche, feingeschiefterte Phyllite übergehen. Sie zeigen einen unterschiedlichen Gehalt an meist isoklinal gefalteten und geschieferten Quarzschwielen und -knauern, welche vor allem in den Phylliten nördlich des Schattloches mit größeren Prozentsätzen hervortreten und häufig auch mit Quarz-Eisenkarbonatnestern in Verbindung stehen.

U. d. M. Mineralbestand: 50–60% Quarz, 33–50% Serizit, 2–5% Plagioklas, 1–5% Akzessorien (opake Substanz).

Diese Phyllite beinhalten verschiedene, geringmächtige Einlagerungen von Vulkanitabkömmlingen, welche sich in intermediäre und in saure Metavulkanite untergliedern lassen.

Im tektonisch Hangenden eines dünnen Bänderkalkhorizontes befindet sich im Bach nördlich der Hauserhütte ein 7–8 m mächtig anstehender Metatuffit, der durch helle, silbrig glänzende Schieferungsflächen, bedingt durch bereits makroskopisch unterscheidbare Hellglimmer, und durch seinen plattigen Bruch auffällt.

U. d. M.: In dem im mm- bis cm-Bereich gefalteten Gestein sind klar, ähnlich den Metapsammiten, Quarz/Feldspat- und Glimmerbänder zu erkennen. Auffällig sind gleichmäßig Feldspat- und Porphyrquarzklasten (\varnothing 0,3–0,7 mm), wobei die Feldspäte überwiegen und sich in zwei Gruppen unterteilen lassen:

(1) Gefüllte Plagioklase mit manchmal orientiert eingelagertem Serizit bzw. seltener Karbonat, radialstrahlig angeordnete feine Nadeln (Klinoisit?) und auch Apatit. Verzwilligungen nach dem Albit-, seltener nach dem Periklingesetz.

(2) Ungetrübte, einschlußfreie Schachbrettalbite. Die Feldspäte sind gelängt, mit der Längsachse in die Schieferung eingeregelt, randlich stets aufgelöst bzw. in Teilkörner zerlegt. Analoge Erscheinungen sind an den Quarzen zu beobachten.

Das Grundgewebe besteht aus einem feinkörnigen Quarz/Plagioklasgewebe, in welches Chlorit und Hellglimmer eingelagert sind. Letztere treten zu Bändern zusammen, in denen selten Zoisite aufsprössen. Isometrische Erzkörner, idiomorphe Zirkone und nesterförmig eingelagertes Karbonat treten akzessorisch auf.

Im Handstück vergleichbar ist ein grünliches, schwach karbonatisches Gestein, welches als ca. 3 bis 4 m mächtige Linse am Schattloch zusammen bzw. im tektonisch Hangenden der unten angeführten Metaporphyrite auftritt.

U. d. M. treten in bezug auf den Mineralbestand folgende Unterschiede zum oben beschriebenen Gestein hervor: Schachbrettalbite fehlen, Chlorit ist häufiger, Hellglimmer fehlt. Selten tritt Stülpnomelan (n_x goldgelb gegen n_y , n_z dunkelolivbraun) in ca. 0,1 mm langen Büscheln auf.

Bei beiden Typen könnte es sich auf Grund des Auftretens von großen gefüllten Plagioklasen bzw. Schachbrettalbiten um Metakristalltuffite handeln, wobei das genetisch nicht geklärte Problem der Porphyrquarzklasten eine Zuordnung zu einem bestimmten Chemismus erschwert. Sie müssen daher vorläufig als Abkömmlinge eines Vulkanismus bezeichnet werden, wobei über die Art des Chemismus nichts mit zwingender Sicherheit gesagt werden kann. Der Metatuffit am Schattloch könnte vielleicht aus einem eher basischen Edukt herzuleiten sein.

Im Liegenden dieses Metatuffites treten am Kamm südlich des Schattloches innerhalb der Phyllite graue bis hellgrünliche, plattige, stärker verwitternde Gesteine auf, die durch Serizitbestege auf den Schieferungsflächen noch durchaus einen phyllitischen Habitus besitzen. Helle bis weißliche Lagen deuten auf einen größeren Feldspatgehalt hin. Diese Gesteine finden sich als max. gegen ein Meter mächtige, linsige Einlagerungen in den grauen, hier manchmal auch etwas grünlichen Phylliten auf und sind schwer von diesen abzugrenzen.

U. d. M. treten in einem porphyrischen Gefüge, 0,3–2 mm große, hypidiomorphe bis idiomorphe, nach dem Albit- und Periklingesetz verzwilligte Plagioklase auf (teils reiner Albit, teils solche mit größeren Anortititge-

halten). Eine schwache Fülle besteht aus Serizit und Klinozoisit, daneben ist wurmartig in den Plagioklas hineinwachsender Geldrollenchlorit zu sehen. Häufig sind Zerbrechungen und Zergleitungen in mehrere Subkörner festzustellen; undulöses Auslöschchen, Verbiegungen der Zwillingslamellen gehen stets damit einher. Reaktionssäume mit der Grundmasse in Druckschattenräumen sind häufig. Die „Grundmasse“ besteht aus einem feinkörnigen, amöboid verzahnten Quarz/Feldspatgemenge, wobei Plagioklas nur selten an seiner Verzwilligung erkennbar ist. Quarz kann lokal durch Kornvergrößerung (?) zu über 2 mm großen Körnern heranwachsen, die immer gefeldert und durch Subkornbildung rekristallisiert sind (Taf. 2, Fig. 1). Dasselbe gilt für große Quarze von Quarzgängchen, welche dieses Gestein durchschlagen. In dieses Quarz/Feldspatgrundgewebe sind Chlorit und Hellglimmer (ca. 0,01 mm lang) eingestreut, was zusammen mit einem rhythmischen Korngrößenwechsel der Quarze der Grundmasse zur Andeutung einer Schieferung führt. Stilpnomelan (?) tritt immer an den Korngrenzen der Plagioklas-Einsprenglinge auf. Rundliche Zoisitkörner, kubisches Erz (Magnetit) und selten Leukoxenaggregate bzw. idiomorphe Zirkonsäulchen ergänzen den Mineralbestand.

Auf Grund der Plagioklas-Einsprenglinge wie des noch deutlich erhaltenen Gegensatzes zwischen Einsprenglingen und Grundmasse ist ein Porphyrit als vormetamorphes Ausgangsgestein anzunehmen.

Damit vergleichbar, aber im Handstück wie mikroskopisch unterscheidbar, sind etwas weiter südlich anstehende Gesteine, welche auf der Karte damit zusammengezogen wurden. Hier entwickeln sich aus den Phylliten helle bis weiße, relativ serizitarmer, dagegen quarzreiche, fein gebänderte Gesteine, welche intensiv mit den grauen Phylliten wechseln.

U. d. M.: Hauptbestandteil ist äußerst feinkörniger Quarz (ca. 0,01 mm) der in Lagen etwas gröber wird (ca. 0,03 mm). In unterschiedlichem Abstand parallel laufende Serizitbänder ergänzen das Bild einer strengen Schieferung. Dieses Gefüge ist gefaltet, die Serizitlagen in den Faltenkernen sind fein gefaltet und von Schieferungsflächen in hol-Stellung (Achsenflächenschieferung) durchsetzt. Speziell in den Faltenkernen sind (hyp-)idiomorphe Plagioklase (An_{0-5} , \varnothing ca. 0,5–1 mm, Verzwilligungen nach Albit- und Periklingesetz) erhalten. Ein Korn zeigt einen monoklinen Querschnitt mit einer Zwillingsnaht parallel zur Achsenebene (Manebacher Zwillings?).

Hier liegt die Vermutung nahe, daß es sich um quarzreiche Metatuffe handelt (eventuell Staubtuffe?).

Am Steig zur Hauserhütte treten im Hangschutt ca. 300 m nördlich des Baches noch innerhalb der Phyllite helle, deutlich plattige, linsig-augige Gesteine auf, die einen höheren Feldspatgehalt vermuten lassen. Auf den Schieferungsflächen ist eine deutliche Lineation zu erkennen, die auf eine Auslängung der „Augen“, die durch feine Glimmerhäute getrennt werden, zurückzuführen sein dürfte.

U. d. M. zeigt der Mineralbestand alle Zeichen starker Durchbewegung. Als Augeninhalte treten v. a. bis ca. 3 mm große Reste von Alkalifeldspäten auf (Taf. 2, Fig. 2), die teils mit Mikroklingitterung, teils mit flauem Auslöschchen vorliegen und perthitähnliche Strukturen und eine randliche Schachbrettabitisierung zeigen (vergl. FRITSCH 1961, THIEDIG 1966, HURLER 1972). Die Feldspatporphyroklasten sind häufig in mehrere Teilindividuen zerbrochen, die Zwischenräume sind von einem mörteligen Quarz/Feldspat(?) Gemenge aufgefüllt. Der Rest der Augenfüllung wird von feinkörnigen, gelängten (ca. 0,1 x 0,5 mm), stark suturierten Quarzen aufgebaut, die nach der Trener'schen γ -Regel in einem Winkel von ca. 30° zur Schieferung geregelt sind. Dazu treten noch Hellglimmer und selten auch Plagioklas. Die Matrix zwischen den Augen wird von kataklastisch zerriebenen Hellglimmern aufgebaut, in welche xenomorphe wie kubisch kristallisierte Erzkörner, selten stark pigmentierte Apatite und Zirkon eingelagert sind.

Für dieses Gestein drängt sich der Vergleich mit den als „Serizit-Albit-Schiefer“ bzw. als Metakeratophyre beschriebenen Gesteinen der südlichen Saualpe und des Gebietes nordwestlich St. Veit auf (FRITSCH 1961, THIEDIG 1966, HURLER 1972).

Als weitere Einlagerungen in den Phylliten konnten am Bach nördlich der Hauserhütte zwei biogenfreie Karbonatlinsen festgestellt werden:

(1) In Seehöhe 1720 m steht nordseitig des Baches eine stark in Pinolitmagnesit umgewandelte, ockerig verwitternde, ca. 1,5 m mächtige Eisendolomitlinse an.

(2) Ebenfalls nordseitig des Baches findet sich im Liegenden des oben beschriebenen Metatuffites ein feinkörniger, verschieferter, heller Bänderkalk in ca. 1 m Mächtigkeit.

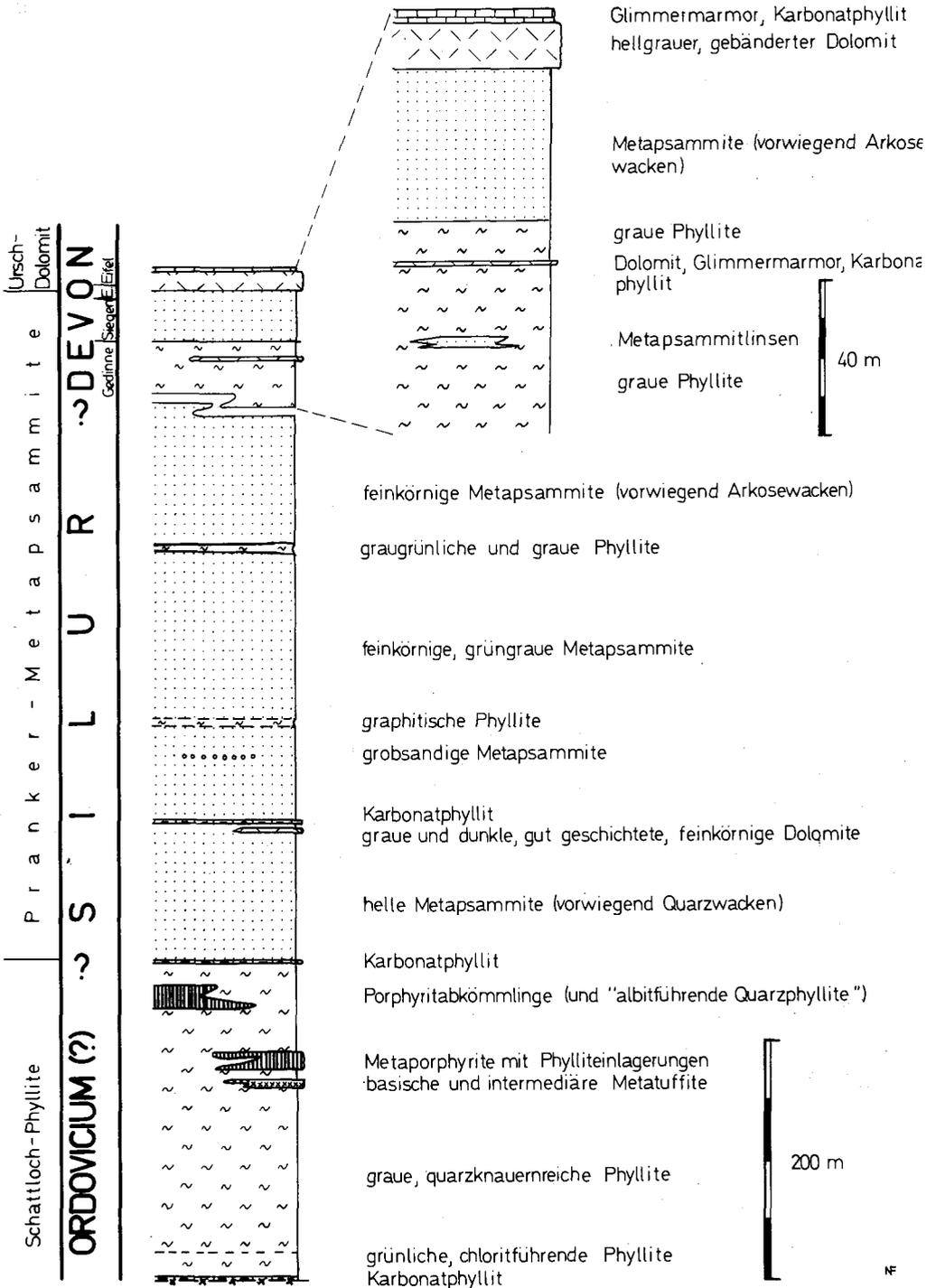


Abb. 6: Schematisiertes Säulenprofil der Pranker-Gruppe. Die Mächtigkeitsangaben der stratigraphisch tieferen Teile sind nur als Größenordnung zu betrachten.

An der Grenze zwischen den Phylliten zu den unterlagernden Metapsammiten liegt am Kamm zwischen Schattloch und Prankerhöhe ein etwa 1,5 m mächtiger Karbonatphyllithorizont. Er ist bräunlich gefärbt, wittert eisenschüssig an und ist streng im mm-Bereich geschiefert.

U. d. M. wird die Schieferung durch strenge Parallelanordnung der nichtkarbonatischen Komponenten angedeutet: Karbonat ist in zwei Generationen vorhanden: Das nie verzwilligte Karbonat I (\varnothing ca. 0,2 mm) ist stets limonitisch durchtränkt bzw. gepanzert. Limonit tritt daneben auch streifenförmig in dem Karbonat II/Quarz-Grundgewebe auf. Karbonat II (\varnothing 0,04–0,1 mm, max. 0,5 mm) zeigt polygonale Korngrenzen, Quarz (\varnothing 0,02–0,1 mm) ist zusammen mit Hellglimmersträhnen (0,03–0,1 mm lang) in Lagen angeordnet.

2.2.2. Pranker-Metapsammit

Unter dem oben genannten Karbonatphyllithorizont folgen mehrere 100 m mächtige Metasandsteine.

Es handelt sich meist um graue, grünliche, graugrünliche bis helle Gesteine, deren Färbung in Abhängigkeit vom Serizit/Chlorit-Gehalt steht. Sie sind meist im mm-Bereich regelmäßig gebändert, seltener ist eine solche im cm-Bereich unter Ausbildung eines plattigen Habitus vorhanden. Die hellen Lagen bestehen dabei aus Quarz/Feldspat, während die sie trennenden dunklen, phyllitischen Häute aus Chlorit und Serizit zusammengesetzt sind. Abhängig vom Quarzgehalt treten manchmal mehrere Meter mächtige Bänke morphologisch als Härtlinge hervor, die von geringmächtigen Horizonten grau gefärbter Phyllite getrennt werden. Die Phylliteinlagerungen können im Profil wie auch lateral wechseln, mächtigere Einlagerungen wurden bei lateraler Verfolgbarkeit auskartiert.

Die Metapsammiten sind meist feinkörnig, nur in wenigen Fällen konnten grobkörnige Metapsammiten gefunden werden (Korngrößen bis über 2 mm), nämlich lose unmittelbar auf der Prankerhöhe selbst, wo die Komponenten Korngrößen bis 1,5 und 2 mm erreichen, und weiters am Kamm östlich der Anthoferalm, hier ebenfalls nur im Schutt (Korndurchmesser von 2–3 mm bei gut erhaltener Rundung). Soweit makroskopisch erkennbar, bestehen die grobkörnigen Metapsammiten beider Vorkommen nur aus dunkelgrauen Quarzen, welche sich nie berührend in einer feinkörnigen Phyllosilikatmatrix schwimmen.

Die rein klastische Natur der Metasandsteine geht aus Schliiffuntersuchungen eindeutig hervor. Die Komponenten heben sich durch Korngrößenunterschiede von der vergrößerten Quarz/Phyllosilikatmatrix deutlich ab. Die Korngrößen sind wegen der starken Rekristallisationserscheinungen (vgl. Taf. 2, Fig. 3) nicht mehr eindeutig festzulegen. Eine Abgrenzung gegen die Matrix bzw. rekristallisiertem Grundgewebe liegt bei 0,1 mm, im Durchschnitt liegen die Korngrößen der klastischen Komponenten zwischen 0,2–0,35 mm; maximale Korngrößen wurden im groben Metapsammitenhorizont am Kamm westlich Ursch beobachtet, wo die durchschnittliche Korngröße in Schliiffen bei ca. 1 mm, die maximale bei 2,7 mm liegt.

Nach Untersuchung der Komponenten setzen sich die Metapsammiten aus folgenden Gesteinsbruchstücken und Mineralen zusammen (vgl. Tab. 3): Am häufigsten sind klastische Quarze vertreten. Porphyroquarze und Schachbrettalbite deuten auf Quarzporphyre im Liefergebiet, Hellglimmerklüster und Glimmerquarzitgeröllchen auf ein Kristallin. Neben Quarz sind gefüllte Plagioklase am häufigsten. Die Fülle besteht aus unregelmäßig eingelagerten winzigen Hellglimmern, andere Minerale konnten in der Fülle nicht beobachtet werden. Manchmal sind diese Plagioklase nach dem Albitgesetz verzwilligt, wobei die Verzwilligung meist etwas verwaschen ausgebildet ist. Diese Plagioklase lassen keine ein-

Tab. 3: Klastischer Inhalt der Pranker-Metapsammiten. Leichtminerale bzw. Gesteinsbruchstücke: +1–2; Körner/Schliff, ++3–30 K./Schliff, +++ mehr als 30 K./Schliff

Schliffnummer	367	364	505/2	505/1	360	349/2	459	578	577
Quarz	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
Porphyroquarz	++					+	++		
Quarzaggregat	++				+	++	++	++	+
ungefüllter Plagioklas	++	++	+++	+++	++	++		+++	++
gefüllter Plagioklas	++	+++	+++	+++	+++	++		+++	++
Schachbrettalbit	++	+	++	+	++	++		++	
Alkalifeldspat						+		++	+
Hellglimmer			++	++	++	+		++	+
Plagioklas-Hellglimmer-Verwachsung					+				
Serizitquarzit	++					+	+		
durchsichtige Schwerminerale/Schliff	37	38	34	72	26	37	36	94	59
Zirkon	62	71	74	35	65	14	36	73	25
Turmalin	24	–	21	21	8	24	14	21	53
Apatit in Prozent	11	29	5	39	4	57	47	6	22
Rutil	–	–	–	5	23	2,5	–	–	–
Zinnstein (?)	3	–	–	–	–	2,5	3	–	–

deutigen Aussagen über das Liefergebiet zu. Ungefüllte und unverzwillingte Albite können meist ziemlich sicher als Neubildungen angesprochen werden.

Zur weiteren Charakterisierung wurden die Schwerminerale im Schliff ausgezählt, soweit sie ihre klastische Herkunft erkennen lassen (Kriterien siehe bei VOLL 1969): Die Anzahl der durchsichtigen, klastischen Schwerminerale schwankt zwischen 26 und 94 pro Schliff. Am häufigsten ist Zirkon vertreten. Dieser ist immer gerundet und weist oft Sprünge auf. Selten wurden solche mit zonaren Anwachssäumen beobachtet, manchmal ist eine starke Trübung im Kern festzustellen.

Zweithäufigstes Mineral ist Apatit, der stets eine feine Pigmentierung im Kern aufweist. Turmalin tritt gegenüber Zirkon und Apatit zurück. Sie zeigen im Kern häufig einen blau-grünen, selten braunen Pleochronismus, die Anwachssäume bzw. neugesprossenen Turmaline sind olivgrün bis -braun. Selten tritt Rutil und eventuell Zinnstein (?) auf.

Die Matrix bzw. das Grundgewebe der Metapsammiten besteht v. a. aus feinkörnigem, rekristallisiertem Quarz unter geringer Beteiligung von Plagioklas, Chlorit und Phyllosilikaten (Taf. 2, Fig. 2). In den Druckschattenräumen der klastischen Komponenten sind häufig „stachelförmige Quarz-Phyllosilikataggregate“ parallel zur Schieferung ausgebildet, wie sie THUM & NABHOLZ 1972 beschreiben. Zwischen diesen Lagen liegen Serizit-Chlorit-Biotit(? oder Stilpnomelan)-Bänder, in denen die Phyllosilikate durch Drucklösung an den klastischen Quarzen angereichert erscheinen, wobei letztere eine „Auslängung“ erfahren. In diesen Bändern sind vermutlich auch aus demselben Grund opake Substanzen (Graphit, Erz) und durchsichtige Schwerminerale angereichert (vgl. THUM & NABHOLZ 1972, Fig. 36). Diese Bänder treten in Abständen von ca. 1 mm auf, halten meist über die gesamte Schliffhöhe aus und sind selten von einer Scherung in einem Winkel von ca. 10° zur Bänderung betroffen.

Ob es sich bei dem olivgrün bis bräunlich pleochroitischen Mineral um Biotit und/oder Stilpnomelan handelt, kann wegen der Feinkörnigkeit (ca. 0,05 mm lange Strähnen) mikroskopisch nicht entschieden werden. Die Basisspaltung ist meist nur sehr undeutlich ausgebildet.

Weitere Neubildungen stellen rundliche, xenomorphe Zoisite dar (\varnothing um 0,1 mm), die häufig innerhalb der Phyllosilikatbänder auftreten.

Nach der Klassifikation von PETTIJOHN et al. 1972 handelt es sich bei diesen Klastika auf Grund des hohen Matrixanteiles (etwa 50–75%) in den stratigraphisch tieferen Niveaus meist um Quarzwacken, in den höheren um Arkosewacken.

Diese Metapsammite werden durch Phyllit-, Karbonatphyllit-, Glimmermarmor- und besonders Dolomiteinlagerungen litho- und biostratigraphisch gliederbar. Unter den mächtigeren Phyllithorizonten sind besonders ein mehrere Meter mächtiges Graphitphyllitband am Südhang der Prankerhöhe und grau-grünliche Phyllite östlich des Teringerloches hervorzuheben. Ob letztere mit dem mächtigeren Phyllitpaket (ca. 15–30 m), welches am Kämm südöstlich Ursch aufgeschlossen ist, identisch sind, erscheint bei den derzeitigen Aufschlußverhältnissen ungewiß.

Die Dolomitlinsen sind durch ihre Conodontenführung biostratigraphisch wichtig.

(1) Am Nordosthang der Prankerhöhe zieht von Seehöhe ca. 1930 m, etwa 20 Meter unter dem Jagdsteig, ein ca. 2,5 m mächtiger Dolomit in wenigen Aufschlüssen bis zur Rinne in Seehöhe 1850 m hinunter. Dieser Dolomit ist deutlich zweigeteilt. Tektonisch hangend ist er unregelmäßig bis knöllig geschichtet, manchmal etwas brekziös, grau gefärbt und besitzt eine helle Anwitterungsfarbe, während er liegend in einen eher massigen, dunklen bis schwarzen Dolomit übergeht, der häufig von mm bis cm breiten Quarz-Karbonatgängen durchzogen wird. Dieser Dolomit lieferte im Aufschluß 20 m unterhalb des Jagdsteiges eine Conodontenfauna:

- Acodus curvatus* BRANSON & BRANSON 1947
- Distacodus obliquicostatus* BRANSON & MEHL 1933
- Hindeodella equidentata* RHODES 1953
- Hindeodella priscilla* STAUFFER 1938
- Hindeodella* sp.
- Neoprioniodus bicurvatus* (BRANSON & MEHL 1933)
- Neoprioniodus* sp.
- Ozarkodina* cf. *jaegeri* WALLISER 1964
- Ozarkodina media* WALLISER 1957
- Ozarkodina* cf. *media* WALLISER 1957
- Panderodus gracilis* (BRANSON & MEHL 1933)
- Panderodus recurvatus* RHODES 1953
- Plectospathodus extensus* RHODES 1953
- Plectospathodus* sp.
- Spathognathodus inclinatus inclinatus* (RHODES 1953)
- Spathognathodus inclinatus* ssp. indet.
- Spathognathodus crispus* WALLISER 1964
- Spathognathodus* sp.

Einstufung: *crispus*- bis untere *eosteinbornensis*-Zone (hohes Silur).

(2) Im Kar östlich Punkt 2005 m tritt etwa in Seehöhe 1955 m innerhalb von Phylliten eine ca. 80 cm mächtige, lateral nicht verfolgbare Dolomitlinse auf. Dieser Dolomit ist mittelgrau gefärbt, unregelmäßig bankig und wittert hell an. Fauna siehe Tab. 4, Probe 526. Die Einstufung wird bei Punkt (3) diskutiert.

(3) Etwa 15 Höhenmeter tiefer und etwas nach Osten versetzt ist eine ca. 3 m mächtige Dolomitlinse aufgeschlossen. Sie ist massig bis unregelmäßig dickbankig ausgebildet (etwa 0,5 m mächtige Bänke), von mittelgrauer Farbe und in den tieferen Partien stark verquarzt.

Tab. 4: Die Conodontenfauna der Dolomitlinsen im Kar südwestlich Ursch (unterdevonischer Anteil der Pranker-Metapsammite)

	526	347/1	347/2
<i>Hindeodella equidentata</i> RHODES 1953		x	
<i>Hindeodella priscilla</i> STAUFFER 1938		x	
<i>Hindeodella</i> sp.	x		
<i>Hindeodella</i> sp. vel <i>Ligonodina</i> sp.		x	
<i>Ozarkodina media</i> WALLISER 1964		x	
<i>Ozarkodina typica denckmanni</i> ZIEGLER 1956	x	x	x
<i>Plectospathodus alternatus</i> WALLISER 1964			x
<i>Scutula</i> ? sp.	x		
<i>Spathognathodus inclinatus</i> ssp. indet.	x	x	
<i>Spathognathodus</i> cf. <i>primus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x	x	
<i>Spathognathodus steinhornensis</i> cf. <i>remscheidensis</i> ZIEGLER 1960	x		
<i>Spathognathodus steinh. telleri</i> SCHULZE 1968			x
<i>Spathognathodus steinh.</i> cf. <i>telleri</i> SCHULZE 1968		x	
<i>Spathognathodus steinhornensis</i> ssp. indet.	x	x	
<i>Spathognathodus</i> ex aff. <i>Sp. transitans</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	x		
<i>Trichonodella excavata</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x		

Tab. 5: Fauna des Ursch-Dolomites

	458/2	458/1	528/3	528	528/2
<i>Acodina</i> sp.	x				
<i>Hindeodella equidentata</i> RHODES 1953		x			
<i>Hindeodella</i> sp.	x				
<i>Ligonodina</i> sp.	x				
<i>Neoprioniodus bicurvatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x				
<i>Ozarkodina media</i> WALLISER 1957			x		
<i>Ozarkodina typica denckmanni</i> ZIEGLER 1956	x				
<i>Polygnathus debiscens</i> PHILIP & JACKSON 1967			x		
<i>Polygnathus debiscens</i> PHILIP & JACKSON 1967 vel <i>P. gronbergi</i> KLAPPER & JOHNSON 1975	x	x			
<i>Polygnathus</i> sp.		x	x		
<i>Spathognathodus steinhornensis</i> st. ZIEGLER 1956	x	x			
<i>Spathognathodus steinhornensis</i> ssp. indet.				x	
<i>Spathognathodus steinhorn. telleri</i> SCHULZE 1968		x			
<i>Spathognathodus</i> sp.			x		
<i>Trichonodella</i> sp.			x		
<i>Ligonodina silurica</i> BRANSON & MEHL 1933					x
<i>Neopanderodus</i> sp.					x
<i>Polygnathus costatus</i> ssp. indet.					x
<i>Polygnathus</i> cf. <i>costatus</i> ssp. indet.					x
<i>Polygnathus linguiformis linguiformis</i> HINDE 1879					x
<i>Polygnathus trigonicus</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957					x
<i>Tortodus kockelianus</i> k. (BISCHOFF & ZIEGLER 1957)					x

U. d. M. ist durch markante Korngrößenunterschiede eine grobkörnige Matrix (vermutlich Dolomit mit verbogenen Spaltrissen, \varnothing bis 0,8 mm) mit einem granoblastischen Gefüge von feinkörnigem, häufig pigmentierten Karbonat (\varnothing 0,02–0,08 mm zu trennen, in welches Quarz und Plagioklas eingestreut sind. Die Plagioklase (An_{0-7}) zeigen Verzwilligungen nach dem Albit- und Periklingesetz, Quarz- und Karbonateinschlüsse; Risse sind mit Karbonat verheilt. Serizit ist selten.

Zusammensetzung: 75% Karbonat, 20% Quarz, 5% Plagioklas und Serizit.

Zwei Proben lieferten Conodonten (siehe Tab. 4, Probe 347/1,2). Dieser Dolomit dürfte gegen Westen durch eine Störung abgegrenzt sein und in dem unter Punkt (2) beschriebenen Dolomit seine Fortsetzung finden. Gegen Osten ist er vermutlich mit dem hellen, ca. 1 m mächtigen Karbonatphyllit- bis Glimmermarmorband identisch, welches östlich von diesem Aufschluß in ca. derselben Höhe in den Phylliten steckt. In den östlichen Aufschlüssen tritt zu dem hier 30 cm mächtigen Glimmermarmor ein 1,2 m mächtiger gebänderter Dolomit, welcher keine Conodonten lieferte.

Einstufung: In der Probe 526 tritt *Spathognathodus steinhornensis* cf. *remscheidensis* vergesellschaftet mit *Spathognathodus* aff. *transitans* und *Sp. st. telleri* auf. Auf Grund des gemeinsamen Auftretens ist nur eine Einstufung in die *Ancyrodelloides* – *Icriodus*-Einheit (oberes Untergedinne – Obergedinne) nach ZIEGLER 1971 möglich (vgl. dazu SCHULZE 1968, TESSEN-SOHN 1975). Die Proben 347/1, 2 sind wegen des Auftretens von *Spathognathodus steinhornensis telleri* bzw. *Sp. st. cf. telleri* in das höhere Gedinne bis Ems einzustufen (TESSEN-SOHN 1975). Daraus kann gefolgert werden, daß der Dolomit (2) und der Dolomit (3) identisch sein könnten.

2.2.3. Ursch-Dolomit

Der tektonisch tiefste Dolomithorizont ist jener, der antiklinalartig am Rücken südlich Ursch beidseitig von diesem auftritt. Er folgt, wie westlich des Rückens zu sehen ist, nach einer Aufschlußlücke von 1–2 Metern unmittelbar unter dem tektonisch liegendsten, markanten, würfelig geklüfteten Metapsammitband. Die Antiklinale besteht außen aus etwa 10 m mächtigen, grauen, hellgelblich anwitternden, gebänderten Dolomiten. Sie sind äußerst feinkörnig, manchmal etwas brekziös und besitzen Bankungsfugen im Abstand von 40 bis 60 cm. Die Schichtflächen sind mit Hellglimmern belegt. Der Dolomit fehlt ostseitig des Rückens im Hangendschenkel der Antiklinale. Im Faltenkern sind, soweit erkennbar, 3–5 m mächtige Karbonatphyllite bzw. gut geschieferte Glimmermarmore aufgeschlossen.

Der aufrechte Liegendschenkel der Antiklinale konnte etwa 400 m nördlich etwa um Seehöhe 1730 m wiedergefunden werden. Aus diesem stark verfalteten Aufschluß stammt die Probe 528 etwa aus Seehöhe 1720 m, 528/3 etwa aus der Aufschlußmitte, 528/2 aus dem Südteil des Aufschlusses unmittelbar aus dem hier Liegenden von isoklinal gefalteten Glimmerkalkmarmoren (etwa 8 Mächtigkeitsmeter von 528/3 entfernt).

Zwei weitere Proben kommen aus dem Liegendschenkel der Antiklinale ostseitig des Rückens, aus einem Aufschluß etwa in Seehöhe 1750 m (458/1,2; vgl. EBNER et al. 1977, P. 5 und 6). Die Fauna aller Proben ist in der Tab. 5 zusammengestellt. Während sich die Proben 458/1, 2 nach KLAPPER & JOHNSON 1975 bzw. WEDDIGE & ZIEGLER 1977 in die *debiscens*- oder *gronbergi*-Zone einstufen lassen, gehört 528/3 in die *debiscens*-Zone (oberes Unterems). Die Fauna der Probe 528/2 belegt nach WEDDIGE 1977 und KLAPPER et al. 1978 die *kockelianus*-Zone (mittleres Eifel). Sie gibt auf Grund ihrer Lage unmittelbar im Liegenden von den Glimmermarmoren die stratigraphische Obergrenze des Dolomits an. Im Schliff lassen sich im Wechsel von gröberen und feineren Karbonatlagen Biogenstrukturen vermuten (Stromatoporen oder Stromatolithen?; siehe Taf. 3, Fig. 1).

2.2.4. Dolomit der Tiefböden

Zum Vergleich wurden die beiden Dolomitvorkommen der Tiefböden (THURNER 1958: 87, THURNER 1961: 133) unter „Sengerböden“) auf dem von der Prankerhöhe gegen Westen verlaufenden Rücken untersucht. Die Lage der Probenpunkte ist Abb. 7 zu entnehmen. Beide Dolomitlinsen gehören demselben stratigraphischen Niveau an.

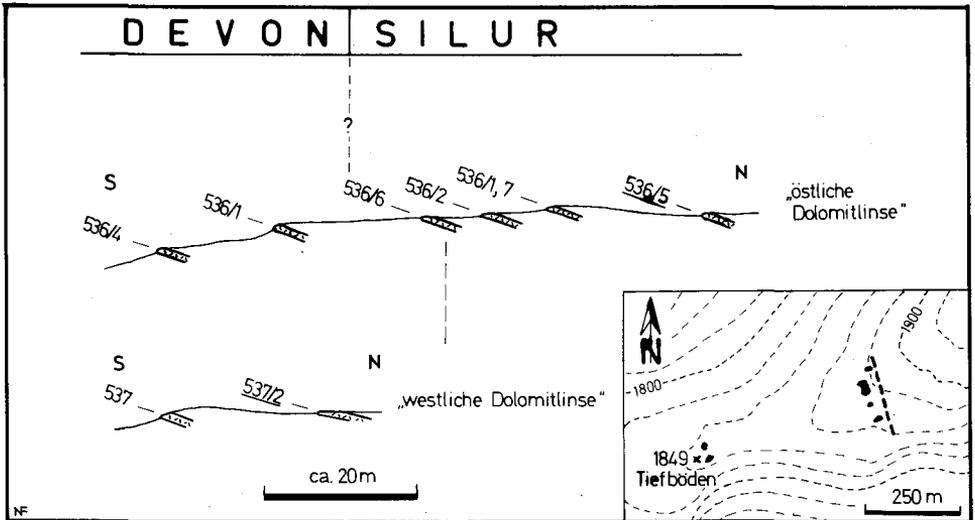


Abb. 7: Lage der beiden Dolomitlinsen der Tiefböden und deren profilmäßige Situation.

Im tektonisch Hangenden finden sich phyllitische Metapsammite, welche ebenso wie die Dolomite flach gegen N einfallen. Im jeweils hangendsten Aufschluß im östlichen wie westlichen „Profil“ sind stark brekziöse, mittelgraue Dolomite aufgeschlossen, welche eine Conodontenmischfauna führen (siehe unten, Proben 536/5 und 537/2). Im Schriff sind trotz Sammelkristallisation Strukturen erkennbar, die ohne Schwierigkeit als Gerölle in einer feinkörnigen Matrix gedeutet werden können (siehe Taf. 3, Fig. 2).

Im Liegenden folgen feinkristalline, unregelmäßig plattig bis knollig geschichtete Dolomite, welche häufig mit Kalzitadern durchsetzt sind. Die Gesamtmächtigkeit der Dolomite dürfte zwischen 5 und 10 Metern liegen.

Liegend der Dolomitlinsen sind erneut phyllitische Metapsammite und Phyllite aufgeschlossen.

Die östliche Dolomitlinse grenzt gegen E mit Störungskontakt an Metapsammite (Verwugelungszone mit über ein Meter mächtigen Quarzgängen). Eine Fortsetzung dieses Dolomithorizontes gegen Osten konnte bisher nicht aufgefunden werden.

Der hangendste Aufschluß (Probe 536/5) in der östlichen Linse führt

Neoprioniodus triangularis tenuirameus WALLISER 1964

Ozarkodina zieglerei tenuiramea WALLISER 1964

Ozarkodina zieglerei ssp. indet.

Im hangendsten Aufschluß (Probe 537/2) der westlichen Dolomitlinse konnte folgende individuen- und artenreiche Fauna gefunden werden:

- Belodella* sp.
- Hindeodella priscilla* STAUFFER 1938
- Hindeodella* sp.
- Kockelella* sp.
- Ligonodina salopia* RHODES 1953
- Ligonodina silurica* BRANSON & MEHL 1933
- Ligonodina?* sp. b WALLISER 1964
- Lonchodina walliseri* ZIEGLERI 1960
- Neoprioniodus bicurvatus* (BRANSON & MEHL 1933)
- Neoprioniodus* cf. *latidentatus* WALLISER 1964
- Ozarkodina edithae* WALLISER 1964
- Paltodus* sp.
- Plectospathodus* sp.
- Polygnathoides siluricus* BRANSON & MEHL 1933
- Spathognathodus inclinatus posthamatus* WALLISER 1964
- Spathognathodus* cf. *primus* (BRANSON & MEHL (1933)
- Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER 1960
- Spathognathodus steinhornensis* n. ssp.
- Spathognathodus* cf. *stygius* FLAJS 1967
- Spathognathodus* sp.
- Trichonodella symmetrica* (BRANSON & MEHL 1933)

Tab. 6: Die stratigraphische Verbreitung einiger Conodonten der Proben 536/5 und 537/2 (Dolomitlinsen der Tiefböden)

ZONEN		<i>celloni</i>	<i>amorphognathoidea</i>	<i>patula</i>	<i>sagitta</i>	<i>crassa</i>	<i>plöckensis</i>	<i>siluricus</i>	<i>crispus/latal.</i>	<i>steinhornensis</i>	<i>woschmidtii</i>
536/5	<i>Neoprioniodus triangularis tenuirameus</i>										
	<i>Ozarkodina zieglerei tenuiramea</i>										
	<i>Ozarkodina zieglerei</i> ssp. indet.										
	<i>Kockelella</i> sp.										
537/2	<i>Ozarkodina edithae</i>										
	<i>Spathognathodus inclinatus posthamatus</i>										
	<i>Polygnathoides siluricus</i>										
	<i>Hindeodella priscilla</i>										
	<i>Neoprioniodus bicurvatus</i>										
	<i>Trichonodella symmetrica</i>										
	<i>Ligonodina ?</i> sp. b										
	<i>Ozarkodina</i> cf. <i>ortuformis</i>										
<i>Spathognathodus steinhornensis remscheidensis</i>											

Die stratigraphische Reichweite einiger wichtiger Conodonten ist in Tab. 6 zusammengestellt. Demnach können in diesen Mischfaunen die *celloni-*, *patula-*, *sagitta-*, obere *ploeckensis-*, *siluricus-* und *easteinornensis-*Zone nachgewiesen werden. Als jüngste Formen treten in der Probe 537/2 *Spathognathodus st. remscheidensis* und *Sp. cf. stygius* auf und belegen damit das Gedinne (WALLISER 1971, FLÜGEL et al. 1977), was mit der Einstufung der darunterliegenden Dolomite übereinstimmt. Es erscheint unsicher, ob beide Mischfaunen demselben Niveau angehören, da im östlichen „Profil“ ein größerer vertikaler Abstand zwischen der Mischfauna und dem sicher als Gedinne eingestufteten Proben vorhanden ist als in der westlichen Linse.

Die vollständige Fauna der tektonisch tieferen Dolomitaufschlüsse ist in der Tab. 7 zusammengestellt. Im östlichen „Profil“ sind die Proben 536/1, 7 durch das Auftreten von

Tab. 7: Die Conodontenfaunen des Dolomits der Tiefböden (ausgenommen Mischfaunen)

	536/1,7	536/2	536/6	536/3	536/4	537
<i>Hindeodella equidentata</i> RHODES 1953	x		x		x	x
<i>Hindeodella prisilla</i> STAUFFER 1938	x				x	
<i>Ligonodina silurica</i> BRANSON & MEHL 1933		x				x
<i>Ligonodina</i> sp.	x	x	x			
<i>Neoprioniodus excavatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x				x	
<i>Neoprioniodus latidentatus</i> WALLISER 1964		x				
<i>Ozarkodina media</i> WALLISER 1957		x			x	x
<i>Ozarkodina ortiformis</i> WALLISER 1964	x					
<i>Ozarkodina typica denckmanni</i> ZIEGLER 1956	x	x	x		x	
<i>Ozarkodina</i> sp.	x	x	x			
<i>Panderodus</i> sp.		x				
<i>Plectospathodus alternatus</i> WALLISER 1964	x				x	
<i>Plectospathodus extensus</i> RHODES 1953	x	x	x		x	
<i>Spathognathodus inclinatus</i> ssp. indet.	x		x			
<i>Spathognathodus primus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x		x			
<i>Sp. cf. primus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x				x	
<i>Spathognathodus steinhornensis</i> ssp. indet.	x	x				
<i>Spathognathodus</i> sp.	x	x	x		x	
<i>Trichonodella excavata</i> (BRANSON & MEHL 1933)	x		x		x	
<i>Tr. cf. symmetrica</i> (BRANSON & MEHL 1933)		x				
<i>Drepanodus</i> sp.						x
<i>Hindeodella</i> sp.				x		
<i>Lonchodina greilingi</i> WALLISER 1957			x		x	
<i>Lonchodina</i> sp.			x			
<i>Neoprioniodus bicurvatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)			x	x		
<i>Neoprioniodus cf. latidentatus</i> WALLISER 1964						x
<i>Neoprioniodus</i> sp.					x	
<i>Ozarkodina typica</i> ssp. indet.			x			x
<i>Paltodus</i> sp.					x	
<i>Plectospathodus</i> sp.						x
<i>Spathognathodus incl. inclinatus</i> (RHODES 1953)					x	x
<i>Sp. steinhornensis remscheid.</i> ZIEGLER 1960			x			
<i>Sp. st. cf. remscheidensis</i> ZIEGLER 1960				x	x	x
<i>Spathognathodus</i> sp. ex aff. <i>Sp. steinhornensis</i>			x			
<i>Spathognathodus stygius</i> FLAJS 1967				x		
<i>Spathognathodus cf. stygius</i> FLAJS 1967			x			
<i>Synprioniodina silurica</i> WALLISER 1964						x

O. ortuformis nach WALLISER 1964 in die *eosteinhornensis*-Zone (höchstes Silur) einzustufen, während die Probe 536/2 eine zeitlich nicht näher zu begrenzende Obersilur/Unterdevon-Fauna führt. Wegen *Sp. st. remscheidensis* läßt sich darunter die Probe 536/6 nach WALLISER 1964, 1971, ZIEGLER 1971, BARNETT 1971, 1972 auf die höchste *eosteinhornensis*-Zone (höchstes Silur) bis Untergedinne beschränken, während die Proben 536/3, 4 wegen des Auftretens von *Sp. stygius* bzw. *Sp. cf. stygius* bereits Gedinne anzeigen (vgl. WALLISER 1971, FLÜGEL et al. 1977).

Weitere Arbeiten sollen in besseren Aufschlüssen den zeitlichen Umfang, die Stellung und Genese der Mischfaunen innerhalb des Dolomits und vor allem die Stellung dieses Dolomits zu den Pranker-Metapsammiten zu erklären versuchen.

2.3. Kaindorf-Dolomit

Die erstmals von THURNER 1935 näher beschriebenen „Dolomite von Kaindorf“ sind als Inselberg zwischen der Eisenbahnhaltestelle Kaindorf und Mur aufgeschlossen und bauen die Kuppe 500 m NE der vorher genannten Eisenbahnhaltestelle auf (siehe Abb. 8). Von hier aus streichen sie, in wenigen Aufschlüssen aus den Schottern eines zur Mur parallel verlaufenden älteren Tales aufragend, gegen SW und lassen sich bis zur Forststraße 400 m ESE Gehöft Schafflinger (südlich St. Lorenzen ob Murau) verfolgen.

Das näher untersuchte Gebiet liegt zwischen Rothofer- und Schaffergaben südlich Kaindorf (siehe Abb. 8).

Im Hangenden werden die Kaindorf-Dolomite von mannigfaltig ausgebildeten Schiefen begleitet. Ihre Variationsbreite reicht von bräunlichen, ebenflächigen, dünnblättrigen Serizit-schiefen über grünliche phyllitische Tonschiefer bis zu feinkörnigen, glimmerigen Sandsteinen. Sie wurden auf Grund der intensiven Tektonik vorläufig nicht näher untergliedert.

Der Kontakt zu den unterlagernden Dolomiten ist zurzeit nirgends aufgeschlossen. Lediglich am neuen Weg in der Wiese westlich des Schaffergabens grenzen die Schiefer mit einer Harnischfläche unmittelbar an die Dolomite.

Der Kaindorf-Dolomit erlaubt an der Kuppe westlich des Rothofergrabens folgende Untergliederung (siehe Abb. 9): Im tektonisch Hangenden finden sich ca. 5 m mächtige, ebenflächige, violett bis hellgrün gefärbte, flaserige bis knollige Dolomite. Die Färbung ist stets an die in mm- bis cm-Abständen auftretenden Serizitfasern gebunden. Es ist unsicher, ob die Knollen sedimentär-diagenetischen Ursprungs sind. Eine Entstehung durch Zerschierung oder Schieferung wäre ebenfalls denkbar.

U. d. M.: Parallel zur Flaserung erstrecken sich Linsen mit gröberen, unverzwillingten, amöboiden Dolomitkristallen (\varnothing 0,1–0,15 mm) mit stark beanspruchten Korngrenzen. Sie umschließen Flecken stark, mit Serizit und Quarz, an den Korngrenzen pigmentierten Karbonats (Dolomit ?; \varnothing 0,03 mm; neomorphe Kristallisation des Dolomits im Sinne von FOLK 1965). Die Fasern setzen sich im wesentlichen aus Serizit (ca. 0,3 mm lang), fein verteilter opaker Substanz, seltener auch Quarz, Hämatit und Stilpnomelan (?)-Schüppchen zusammen.

In einem Straßenaufschluß konnte aus einer etwa ein Dezimeter dicken, weniger verunreinigten Dolomitbank im vermutlichen, aber etwas verrutschten Übergang zu den grauen Dolomiten (siehe unten) eine kleine Conodontenfauna gewonnen werden (Probe K 3, siehe Tab. 8; vgl. auch EBNER et al. 1977, P. 9). Sie ist nach ZIEGLER 1971 in das obere Unterems bis untere Oberems einzustufen.

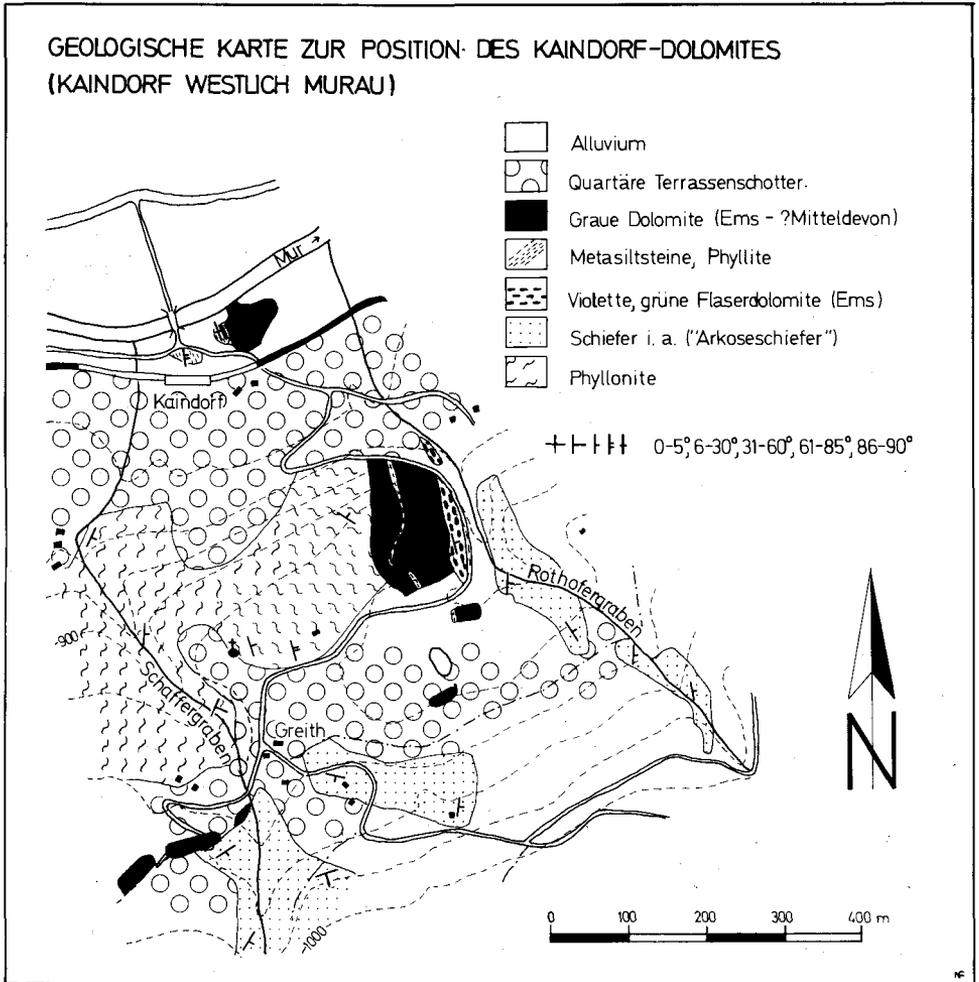


Abb. 8: Geologische Karte von Kaindorf.

Die unter den Flaserdolomiten folgenden grauen Dolomite werden durch eine 6 bis 7 m mächtige Phylliteinlagerung in einen ca. 15 m mächtigen tektonischen Hangendanteil und einen ca. 8 m mächtigen Liegendanteil zweigeteilt, wie aus den Straßenaufschlüssen an der Nordseite der Kuppe ersichtlich ist. Die Dolomite beginnen im tektonisch Hangenden mit mittelgrauen, feinkörnigen, etwas brekziösen, dickbankigen, serizitführenden Dolomiten, die in eher massige, dunkle Typen überleiten. Diese werden von schmutzig dunklen, blättrigen, stark zerbrochenen Phylliten und Metasiltsteinen abgelöst.

U. d. M. ist das ursprünglich sedimentäre Gefüge noch gut erhalten. 0,03–0,05 mm große, rundliche, sich nie berührende Quarzkörner schwimmen in einer äußerst feinkörnigen Quarz-Serizit-Chlorit-Graphit-Matrix. Korngrößenwechsel und der Wechsel des Komponenten/Matrix-Verhältnisses quer zur Schichtung rufen eine feine Lamination hervor. Akzessorien: Erz, Turmalin, Zirkon.

Im Liegenden dieses Horizontes finden sich in isolierten Aufschlüssen auffallend helle, gebänderte und stark metasomatisch umgesetzte, massige Dolomite.

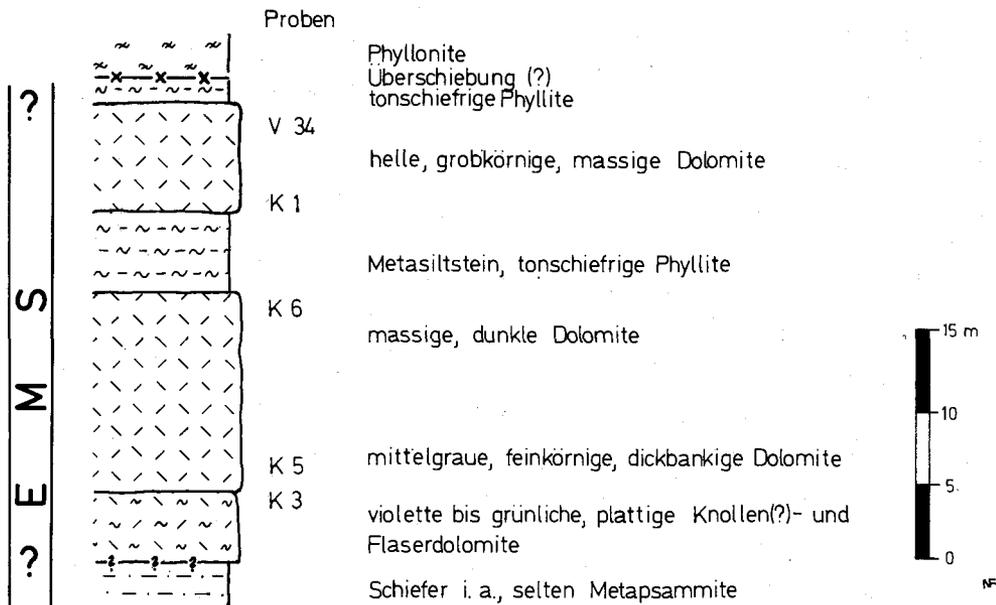


Abb. 9: Säulenprofil des Kaindorf-Dolomits, aufgenommen an der Kuppe westlich des Rothofergrabens.

Tab. 8: Die Conodontenfauna des Kaindorf-Dolomites

	K 3	K 5	K 6	K 1	V 34	V 33
<i>Belodella triangularis</i> STAUFFER 1940		x				
<i>Hindeodella equidentata</i> RHODES 1953			x			
<i>Ozarkodina typica denckemanni</i> ZIEGLER 1956	x		x			
<i>Ozarkodina typica</i> ssp. indet.			x			
<i>Plectospathodus extensus</i> RHODES 1953		x	x			
<i>Spathognathodus steinbornensis miae</i> BULTYNCK 1970		x				
<i>Spathognathodus steinbornensis steinbornensis</i> ZIEGLER 1956		x				
<i>Spathognathodus steinbornensis cf. telleri</i> SCHULZE 1968		x				
<i>Spathognathodus</i> sp.	x					x
<i>Ozarkodina</i> sp.						x
<i>Pelekysgnathus?</i> sp.						x
<i>Polygnathus linguiformis</i> ssp. indet.				x		
<i>Polygnathus</i> sp.				x	x	x
<i>Spathognathodus cf. carinthiacus</i> SCHULZE 1968						x

Eine detaillierte Beschreibung der Dolomite nördlich der Eisenbahnhaltestelle Kaindorf gibt THURNER 1935, der nichts wesentliches hinzugefügt werden muß.

Die Dolomite führen an etlichen Stellen Conodonten. Die Proben stammen aus dem vorher beschriebenen Straßenprofil (Verteilung siehe Abb. 8, 9) und aus der Mitte eines kleinen Steinbruches am Nordabfall der Kuppe nahe der Grenze Dolomite/Phyllonite

(V 34) sowie unmittelbar von der Mur (V 33), etwa 40 m östlich der Brücke (P. 10 in EBNER et al. 1977). Die Fauna ist aus Tab. 8 ersichtlich.

Die Probe K 5 belegt durch das Auftreten von *Sp. st. steinhornensis* den Grenzbereich Unterems/Oberems. Die Proben aus dem tektonisch Liegenden lassen sich dagegen nur auf den Zeitraum oberes Unterems bis Oberems einengen.

Auffallend ist, daß Vertreter von *Polygnathus* sp. nur in den Proben vom tektonisch Liegenden des Phyllithorizontes und aus dem Dolomitmörper an der Mur auftreten. Leider sind diese Conodonten stark mit Dolomit überkrustet, so daß die Artzuordnung nicht eindeutig getroffen werden kann. Nur *P. linguiformis* in K 1 deutet auf ein hohes Oberems- bis Mitteldevon-Alter. V 33 erlaubt nur eine Abgrenzung in den Zeitraum oberes Unterems bis Oberdevon. Die Angabe in EBNER et al. 1977 ist dementsprechend zu berichtigen.

Insgesamt gesehen sind die violetten und grünlichen Flaserdolomite, wie auch die darunter folgenden grauen Dolomite in ihrer Gesamtheit in das Ems zu stellen, wobei allerdings eine Erweiterung des stratigraphischen Umfangs vor allem gegen das Mitteldevon hin möglich erscheint.

An der Kuppe 500 m NE der Eisenbahnhaltestelle Kaindorf treten im Liegenden der Dolomite verschiedene Phyllonite auf, welche nicht mehr dieser Schichtfolge zugeordnet werden können und hier nicht näher behandelt werden.

2.4. Murau-Gruppe

Unter dem Begriff „Murau-Gruppe“ wird eine epimetamorphe Abfolge von Phylliten, (teilweise Graphitschmitzen führenden) feinkörnigen Glimmerschiefern, Biotitkarbonatglimmerschiefern, Kieselschiefern, „Lyditen“, Abkömmlingen basischer Vulkanite, Dolomiten und Glimmermarmoren zusammengefaßt, die auf Grund von Conodontenfunden in den Dolomiten des Hangendanteils ins Silur bis Unterdevon zu stellen ist.

Diese Folge wurde von den untersten Abfällen des Birkleitenkogels (unter Seehöhe 1100 m) über die Nordost- und Nordabfälle des Georgenberges bis zum Bodendorfer Ochsenriegel verfolgt. Die untere Kartierungsgrenze wurde etwa mit dem Niveau der „Graphitschmitzen führenden feinkörnigen Glimmerschiefer“ (siehe unten) gezogen, da von dieser Höhe abwärts das Gebiet von Quartär (Sümpfe, Schotter) verhüllt ist. Im Hangenden wird die Murau-Gruppe tektonisch durch invers liegende Permotrias bzw. Phylloniten nach metablastischen Gneisen abgeschnitten.

Die Murau-Gruppe nimmt den Raum der „phyllitischen Glimmerschiefer“ und eines Teiles der Phyllonite nach THURNER 1935, 1958 ein. Eine durchaus vergleichbare, altpaläozoische Gesteinsgesellschaft baut in analoger tektonischer Position in vollständigeren Profilen nach THURNER 1958 den Kramerkogel und auch die unteren Abfälle der Stolzalpe auf (THURNER 1958, SCHÖNLAUB 1979).

2.4.1. Profil

Am vollständigsten ist die Schichtfolge im Bach nördlich Gehöft Konrad aufgeschlossen. Ein schematisiertes Idealprofil (Abb. 11) gibt die Verhältnisse in diesem Bereich wieder, wobei die „Lydite“ und Kieselschiefer aus dem Raum des Reichenauer Baches und des Nordabfalles des Georgenberges miteinbezogen wurden, da diese im ersten Profil nicht

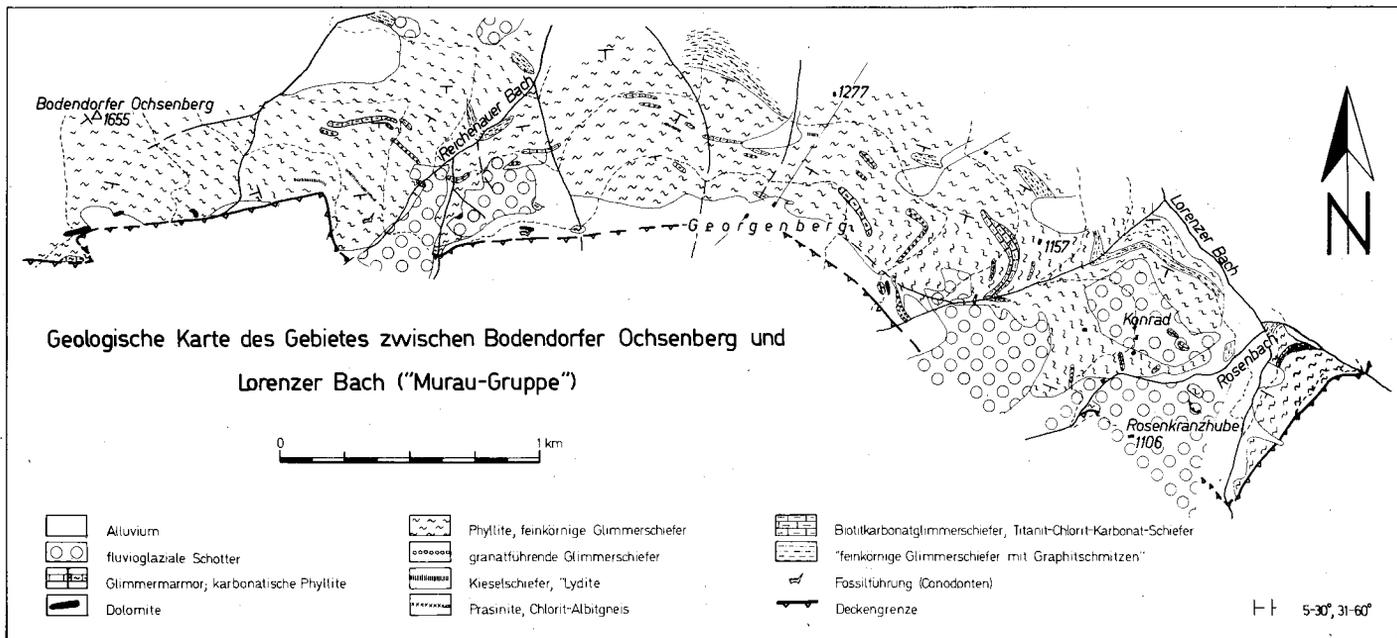


Abb. 10: Geologische Karte der Murau-Gruppe zwischen Bodendorfer Ochsenberg und Westabfall des Birkleitenkogels.

aufgeschlossen sind. Die Mächtigkeitsangaben stellen Abschätzungen dar, die durch Verfaltungen bedingt etwas reduziert werden mußten.

Im unteren Profilabschnitt dominieren feinkörnige Glimmerschiefer mit den eingelagerten „Graphitschmitzen führenden Glimmerschiefern“. In der Profilmitte tritt ein markanter Biotitkarbonatglimmerschieferhorizont auf, welcher im Hangenden Titanit-Chlorit-Karbonat-Schiefer beinhaltet. Diesem folgen im Hangenden dunkel gefärbte Phyllite mit zwei eingelagerten Grüngesteinszügen – im Liegenden ein Prasinitzug, im Hangenden ein

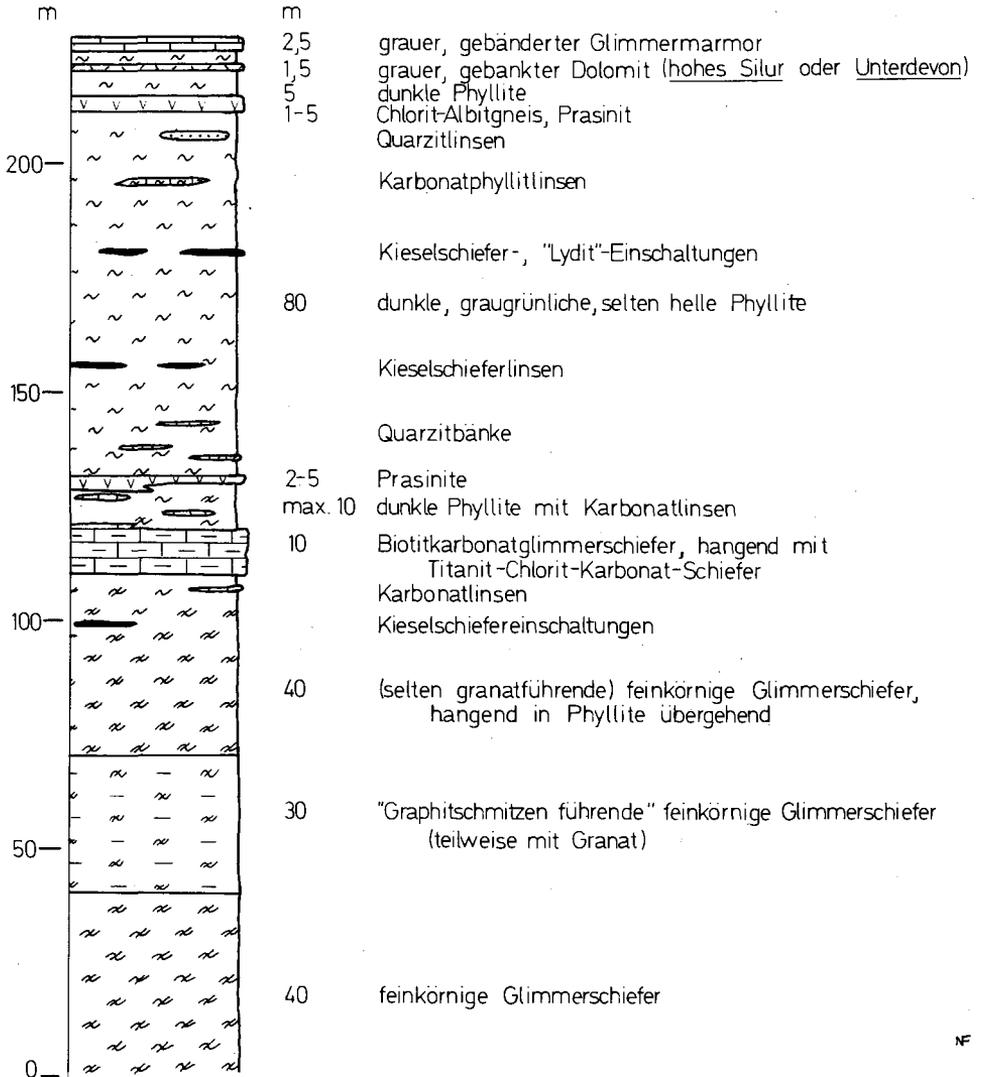


Abb. 11: Idealprofil der Murau-Gruppe im Bach nördlich Gehöft Konrad, mit Ergänzungen aus dem Raum Georgenberg.

Chlorit-Albitgneiszug, welcher lokal von Prasiniten begleitet wird – und geringmächtigen „Lydit“- und Kieselschiefereinlagerungen sowie geringmächtigen karbonatischen und quarzitischen Bänken.

Die nächste Einschaltung, ein geringmächtiger Dolomithorizont, markiert mit großer Sicherheit ein Oberludlow- bis Unterdevonalter. Die Karbonatentwicklung wird noch durch einen mindestens 2,5 m mächtigen Glimmermarmor fortgesetzt, worauf das Profil tektonisch endet.

2.4.2. Gesteinsbeschreibungen

Die im Liegendanteil dominierenden feinkörnigen Glimmerschiefer lassen sich durch auf den Schieferungsflächen erkennbaren Biotit und makroskopisch unterscheidbare Hellglimmer von den darüber folgenden dunklen Phylliten unterscheiden. Die meist quarzreichen, hellen bis grauen Gesteine sind mm-lagig mit welligen Schieferungsflächen entwickelt und zeigen häufig offene und isoklinale Verfaltungen im cm-Bereich.

U. d. M.: In einem gut geschieferten, lepidoblastischen Hellglimmer-Biotit-Grundgewebe treten als Hauptkomponente bis ca. 0,35 mm lange Hellglimmerscheiter parallel zur Schichtung (siehe unten) und auch parallel zur Schieferung auf. Sie werden manchmal von einem sigmoidalen, opaken s_1 durchzogen. Selten sind bei diesen wie auch bei Biotiten opazitische Ränder zu beobachten. Biotit (brauner Pleochroismus, 0,4 mm lange Scheiter) tritt auch als Querbiotit und in Rosetten auf (Herkunft aus Chlorit?). Undulöser Quarz (\varnothing 0,15–0,2 mm) kommt ebenso wie nicht näher bestimmbarer Plagioklas (mit unverstärktem, sigmoidalem, aus Hellglimmern und opaker Substanz bestehendem s_1) in Zwickeln vor.

An Akzessorien sind Erz, Apatit? und Turmalin (1 mm lange, geknickte Kristalle) vertreten.

Im Schliß tritt eine primäre Schichtung, erkennbar v. a. durch Erzanreicherungen, auf, die in einem Winkel von ca. 30° zur Schieferung verläuft.

An wenigen Stellen ist in den feinkörnigen Glimmerschiefern und vor allem in den „Graphitschmitzen führenden feinkörnigen Glimmerschiefern“ das Aufsprossen von Granat in ca. 1 bis 2 mm großen idiomorphen Kristallen zu sehen.

U. d. M.: In einem postkristallin gefalteten Quarz/Glimmerlagengefüge sprossen 1–1,5 mm große, idiomorphe Granatkristalle auf. Sie besitzen v. a. im Kern Erzeinschlüsse, wovon aber nur schwer eine s_1 abzuleiten ist. Deutlich ist manchmal randlich bzw. in den Spaltrissen eine retrometamorphe Umwandlung über Biotit in Chlorit oder auch nur in Biotit zu erkennen. Innerhalb des Glimmergrundgewebes treten 0,1–0,4 mm lange, dünne Hellglimmerscheiter vergesellschaftet mit schwach grünlich pleochroitischem Chlorit (entenblaue bis rotviolette und graue Polarisationsfarben) und bis 0,8 mm lange, verbogene und geknitterte Biotitscheiter mit rotbraunem Pleochroismus auf. Undulöser Quarz (\varnothing 0,02–0,35 mm, schwach im s_1 gelängt) bildet Lagen mit einem Quarzplastergefüge und ursprünglich granoblastischer Verzahnung, welche nun meist in amöboider und suturierter Überprägung vorliegt. Erz tritt in xenomorphen, rundlichen, skelettierten Körnern wie Turmalin akzessorisch auf.

Die im Liegendanteil der feinkörnigen Glimmerschiefer vorhandenen „Graphitschmitzen führenden feinkörnigen Glimmerschiefer“ stellen ein 10–30 m mächtiges Band innerhalb dieser dar. In ersteren treten cm bis dm mächtige, verdrückte Graphitschmitzen (teilweise mit feinkörnigem Pyrit?) und auch Zonen mit Sulfatausblühungen auf, während eine allgemeine Durchstäubung des Gesteins mit Graphit nicht beobachtet werden kann. Da dieser Horizont selbst in aufschlußlosen Gebieten durch die Dunkelfärbung des Bodens erkannt werden kann, bildet er einen ausgezeichneten Leithorizont.

Die Grenze zwischen den feinkörnigen Glimmerschiefern und den Phylliten ist fließend und vollzieht sich im Profil etwa im Bereich des Biotitkarbonatglimmerschieferhorizontes. Unter den Phylliten werden die meist dunklen, graugrünlichen bis schwarzen abfärbenden, seltener hellgrünlichen, dünnshieferigen Gesteine zusammengefaßt, die makroskopisch weder Granat noch Biotit erkennen lassen, und deren Phyllosilikate kleiner als ca. 0,2 mm bleiben.

Diese Phyllite zeigen gegen das Hangende zu alle Anzeichen einer zunehmenden, starken, postkristallinen Durchbewegung. Das feinlagig-linsige Gefüge, abgebildet durch den Wechsel von Quarz und Phyllosilikaten, wird von zahlreichen, engständigen Scherflächen und Bewegungsbahnen durchzogen, die das Gestein in phakoidförmige Körper zerlegen. Dies verleiht bei besonders starker Zerschering diesen Phylliten nahe der Hangendgrenze der Murau-Gruppe ein phyllonitartiges, selten sogar ein mylonitisches Aussehen (vgl. THURNER 1958).

Die Phyllite können in Dezimeter bis Meter mächtige quarzitishe Bänke übergehen, die jedoch nur in wenigen Aufschlüssen auffindbar sind. Öfters läßt sich ein gewisser Karbonatgehalt erkennen, welcher sich bis in Dezimeter mächtige, stark verunreinigte Bänderkalke bis Karbonatphyllitbänke steigern kann (vgl. Abb. 11).

U. d. M.: In den Phylliten bilden gelängte Quarze (\varnothing 0,6 \times 0,2 mm; undulös bzw. gefeldert) im Wechsel mit Serizit-Chloritlagen eine primäre Wechsellagerung ab. Die Quarze besitzen stark beanspruchte Korngrenzen und sind nach der Trener'schen α -Regel geregelt.

Die Hellglimmer sind ca. 0,2 mm lang, verbogen und ausgeschwänzt. Chlorit tritt in zwei Varietäten auf: Innerhalb der Hellglimmerlagen besitzen die Chlorite einen schwach grünlichen Pleochroismus und eisengraue Polarisationsfarben, während Pennin (anomal blau) v. a. an Klüftchen gebunden ist. In den Glimmerlagen findet sich außerdem Ilmenit und sehr selten Biotit mit olivgrünem Pleochroismus. Akzessorisch vertreten sind Turmalin (olivgrüner Pleochroismus) und Zirkon (?). Plagioklas, Quarz, Chlorit, Apatit füllen Gängchen. Innerhalb der Glimmerlagen konnten zwei Mineralphasen (ca. mit je 1% auftretend) nicht identifiziert werden. Röntgenographisch ließ sich nur Muskowit und Paragonit nachweisen.

Aus den dunklen Phylliten bzw. feinkörnigen Glimmerschiefern geht allmählich durch Zunahme des Karbonatgehaltes ein bis ca. 10 m mächtiger, charakteristisch ocker-limonitisch verwitternder Horizont von Biotitkarbonatglimmerschiefern hervor. Die im Bruch grauen Gesteine sind im mm-Bereich geschiefert, wobei die Schieferungsflächen dicht mit Biotit belegt sind.

U. d. M.: In dem postkristallin gefalteten, linsig-augigen Glimmergewebe tritt Biotit (brauner Pleochroismus) als Hauptkomponente in bis 1,5 mm langen, schwach verbogenen Blättchen in s liegend bzw. als verbogener Querbiorit auf. Sie sind mit Chlorit verwachsen und zeigen selten „kink bands“. Rundliche, undulöse Quarze (\varnothing 0,2 mm) treten mit nach dem Albitgesetz verzwilligten Plagioklasen zu linsigen Kornaggregaten zusammen. Im karbonatischen Grundgewebe sind zwei Karbonatgenerationen vertreten (siehe Taf. 2, Fig. 4). Die ca. 2 mm große, polysynthetisch verzwilligte Generation I (breite Zwillingslamellen) ist limonitisch durchtränkt bzw. opazitisch gesäumt und führt zahlreiche Epidot-, untergeordnet Quarzeinschlüsse. Die Kristalle sind randlich korrodiert und werden stets von Karbonat II der jüngeren Generation umgeben (Kalzit), wobei das Karbonat II eine höhere Lichtbrechung als Karbonat I besitzt. Im Biotit-Chlorit-Glimmergewebe liegt außerdem noch oft verzwilligter Epidot (\varnothing ca. 0,15 mm) in einer Fe-reicheren und einer Fe-ärmeren Varietät vor.

Akzessorisch tritt Zoisit mit Biotiteinschlüssen, Ilmenit und sehr selten Apatit auf.

Dieser Horizont wird liegend wie hangend von mehreren Dezimeter mächtigen ähnlichen karbonatischen Einschaltungen begleitet.

Vor allem im Hangendanteil des Biotitkarbonatglimmerschieferhorizontes treten in mehrere Zentimeter mächtigen Lagen dichtgepackte, ca. 1–3 mm große Titanitporphyroblasten auf. Solche titanitführende Schiefer konnten sowohl im Bach nördlich Kotschiedl in ca. Seehöhe 1160–1165 m wie auch an der Schiabfahrt nördlich Georgenberg in Seehöhe 1135 m gefunden werden.

U. d. M.: In einem aus Hellglimmer, Chlorit, Quarz, Karbonat und Plagioklas bestehenden Grundgewebe sprossen bis max. 4,3 \times 1 mm große hypidiomorphe Titanitporphyroblasten auf. Sie beinhalten zahlreiche Einschlüsse (Leukoxen, Karbonat, Quarz, Hellglimmer, Chlorit, Epidot), die ein sigmoidales s_1 abbilden, das in manchen Fällen etwa gegen das s_c verstellt ist (Taf. 3, Fig. 3). Zahlreich sind Korrosionspuren und die Spuren einer postkinematischen Verheilung von Rissen und anderen Zerbrechungszonen mittels Karbonat, Quarz, Hellglimmer. Die Porphyroblasten zeigen stets dicke Leukoxen- bzw. opazitische Säume.

Im Grundgewebe dominieren bis 0,35 mm lange, verbogene und geknitterte Hellglimmersträhnen, welche oft mit Chlorit verwachsen sind und gemeinsam mit diesem eine Schieferung abbilden. 0,02–0,2 mm große Quarz-

körner und selten einfach verzwilligte Plagioklase treten zwickelfüllend auf, daneben Klinozoisit/Epidot (Fe-reicher Kern, Ca-reicher Rand). Letztere führen wirbelig angeordnete opazitische Einschlüsse im Kern und sind randlich korrodiert. 0,1–0,25 mm große Karbonatkristalle mit Druckverzwilligungen ergänzen den Mineralbestand des Grundgewebes. Selten ist eine korrodierte, ältere, Fe-reiche (opazitisch-limonitische Säume) Karbonat-IGeneration.

Als Einlagerung in die dunklen Phyllite treten fast stets im Hangenden der Biotitkarbonatglimmerschiefer Dezimeter bis etwa ein Meter mächtige Einschaltungen von metamorphen Kieselschiefern und „Lyditen“ auf. Sie sind streng feinlagig (im mm-Bereich), färben schwach schwarz ab und lassen auf den Schichtflächen einen feinsten Serizitbelag erkennen.

U. d. M. wird das streng feinlagige Gefüge der Kieselschiefer durch Graphitschnüre und Serizit abgebildet bzw. durch 0,1 mm lange, zeilig angeordnete Quarze (undulös, feinste Graphitsäume an den Kornrändern, \varnothing 0,1–0,3 mm). Die Kornränder zeigen die Anzeichen einer starken Beanspruchung.

Die Kieselschiefer sind meist verfaultet, während die davon unterscheidbaren massigen „Lydite“ stark zerschert sind. Die dabei entstandenen Fugen sind durch Kalzit verheilt, häufig aber unter Ausbildung limonitischer Rückstände ausgewittert.

Grüngesteine, welche bereits von THURNER 1932 a genannt werden, treten in zwei makro- wie mikroskopisch unterscheidbaren Horizonten auf (vgl. Abb. 10, 11).

Der liegende Horizont besteht aus mehreren durch Phylliteinschaltungen getrennten Prasinitlagen, wird insgesamt max. 5 m mächtig und folgt wenige Meter über der Hangendgrenze des Biotitkarbonatglimmerschiefers. Das grünliche, ebenflächige Gestein ist stets gut geschiefert, und meist schwach karbonatisch. Auf Grund des hohen Quarzgehaltes und des ausgeprägten, durch stofflichen Wechsel bedingten Lagengefüges ist dieses Gestein wohl als Metatuffit zu deuten.

U. d. M. sind zwei Amphibol-Generationen zu erkennen: Eine im Schnitt senkrecht c um 0,25 mm große, kurzstengelige und an den Enden ausgefranzte, vermutlich ältere Generation, die selten uralitähnliche Umrisse zeigt, bzw. eine jüngere und kleinere (\varnothing senkrecht c max. 0,15 mm), langstengelige Generation. Optische Daten beider Amphibolvarietäten: Winkel n_z ca. 20° , n_x hellgelblich, n_y schmutzgrün, n_z bläulichgrün (im Kern häufig hellgelblich), max. Doppelbrechung um 0,023, $2V$ um 90° . Selten sind Verzwilligungen nach (100). Nach diesen Daten dürfte es sich um eine Fe²⁺-reiche barroisitische Hornblende handeln.

Quarz (\varnothing max. 0,06 mm) bildet deutliche Lagen ab (Schichtung ?). Akzessorisch finden sich geringe Mengen Leukoxen in unregelmäßigen Schlieren, Epidot, Chlorit, rundliche Plagioklase (Albit ?) und Klinozoisit.

Der ebenfalls mehrere Meter mächtige, hangende Grüngesteinshorizont (Mächtigkeit max. etwa 5 Meter) weist eine gewisse Differenzierung auf. Die Hauptmasse wird von einem dunkelgrüngrauen, meist massigen, sehr zähen Gestein aufgebaut, das nur selten durch perlschnurartig angeordnete Feldspäte eine gewisse lagige Textur enthält.

U. d. M.: In einer Grundmasse aus Chlorit (Pennin – rotviolette Polarisationsfarben, grüner Pleochroismus, max. 0,2 mm lang), die zusammen mit Erzschnüren (Magnetit ?) eine Schieferung abbilden, schwimmen sich nie berührende Albite (An_{0-5} , \varnothing 0,05–0,25 mm). Sie weisen meist Karbonateinschlüsse auf und sind nur sehr selten verzwilligt. Selten sind auch Deformationserscheinungen in Form von undulösem Auslösen und Felderung. Karbonat füllt Risse und findet sich als feinste Fülle in den Interstitien. Häufig tritt (hyp-)idiomorpher Magnetit (?), max. 0,3 mm groß, in Schnüren auf. Er führt häufig Hämatit im Kern oder als Saum. Leukoxen ist in feinsten Aggregaten im Grundgewebe verteilt, zerbrochene und verbogene Ilmenite finden sich in karbonatischen Klüften.

Petrographisch läßt sich dieses Grüngestein als Chlorit-Albitgneis (Spilitabkömmling ?) beschreiben.

Manchmal begleitet diesen Horizont ein ölgrüner Prasinit (z. B. an der Straße Gehöft Konrad – Georgenberg). Starke Zerschörungen, die ähnlich wie bei den „Lyditen“ mit Kalzit verheilt sind, vermitteln wegen der Verwitterungsanfälligkeit ein löchrig-brekziöses Aussehen, deren unregelmäßig verteilte Poren mit Limonit überkrustet sind.

U. d. M.: Die Scherrisse sind mit Karbonat verheilt, welches innerhalb der Komponenten dieser tektonischen Brekzie vollständig fehlt. Dazu treten noch stark gefelderter Quarz und Ilmenit.

Das eigentliche Gestein besteht aus einem feinkörnigen Filz von Epidot, Chlorit, Plagioklas, Hornblende und Biotit. Die Hornblende ist kurzsäulig ausgebildet (\varnothing ca. 0,3 mm, Winkel cn_z 16,5°, n_x farblos, n_y schwach grünlich, n_z schwacher Blaugrünstich, max. Doppelbrechung ca. 0,020), führt Karbonateinschlüsse und wird von Chlorit angegriffen. Chlorit (Pennin) erreicht nur an den Scherflächen Größen über 0,1 mm, wo er büschelförmig in das Karbonat hineinwächst. Locker eingestreute Epidote (\varnothing 0,07 mm) sind manchmal verzwilligt, Klinozoisit ist selten. Rundliche Plagioklase (\varnothing 0,10 mm, optisch) sind stets gefüllt (Klinozoisit?/Epidot), unverzwilligt oder nur einfach verzwilligt. Biotit (olivgrüner Pleochroismus) ist stets mit Chlorit verwachsen. Leukoxenaggregate sind feinst verteilt, Quarz tritt im Inneren der tektonischen Komponenten nicht auf.

Als stets hangendstes Schichtglied treten über den Phylliten in niveaubeständigen Aufschlüssen vom Sumpf südlich Bodendorfer Ochsenriegel (vgl. THURNER 1935) bis zur Ostseite des Georgenberges Eisendolomite auf. Sie erreichen eine Mächtigkeit von 1–1,5 m, zeigen eine Bankung im dm-Bereich, sind im Bruch dunkelgrau gefärbt und wittern limonitisch an.

An zwei Punkten konnten daraus bestimmbare Conodonten gewonnen werden (vgl. auch EBNER et al. 1977, P. 7, 8):

(a) Forstweg 1150 m NE Esebeckhütte. Hier liegt eine allseitig tektonisch begrenzte, winzige Dolomitlinse innerhalb der Phyllite vor. Sie lieferte

Hindeodella cf. *equidentata* RHODES 1953

Datierung: *sagitta*-Zone (Obersilur) bis Unterdevon.

(b) Aufschlußmäßig isolierte Dolomitlinse ca. 1250 m N 10°E Rieglerhütte (Seehöhe 1400 m) Stichweg, welcher vom Zubringerweg des Kreischbergesselliftes abzweigt. Leider zeigt sie keinen unmittelbaren Zusammenhang mit den Phylliten, liegt aber im selben Niveau wie ähnliche Dolomitlinsen im Hangendanteil der Murau-Gruppe (vgl. Abb. 10, 11). Sie brachte folgende Fauna:

Belodella sp.

Hindeodella sp.

Lonchodina cf. *greilingi* WALLISER 1957

Lonchodina sp.

Neoprioniodus bicurvatus (BRANSON & MEHL 1933)

Ozarkodina media WALLISER 1957

Plectospathodus alternatus WALLISER 1964

Spathognathodus inclinatus ssp. indet.

Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL 1933)

Einstufung: *crispus*-Zone (hohes Silur) bis Unterdevon

Gebänderte, plattige Glimmermarmore treten in zwei isolierten Aufschlüssen an der Ostseite des Georgenberges noch über dem Dolomithorizont auf. Sie werden max. etwa 2,5 m mächtig, sind grau gefärbt und wittern hell an. Mit Hellglimmern belegte Schieferungsflächen verleihen dem Marmor eine gut ausgebildete Spaltbarkeit. Conodontentests verliefen negativ.

3. Diskussion

3.1. Die Schichtfolgen im regionalen Rahmen

Die Stratigraphie des Murauer und Gurktaler Raumes stützte sich lange Zeit auf lithologische Vergleiche (siehe z. B. THURNER 1933 b, 1958, 1959, 1970; FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972, z. T. SCHÖNLAUB 1979). In den letzten Jahren wird dies durch Mikrofossilfunde er-

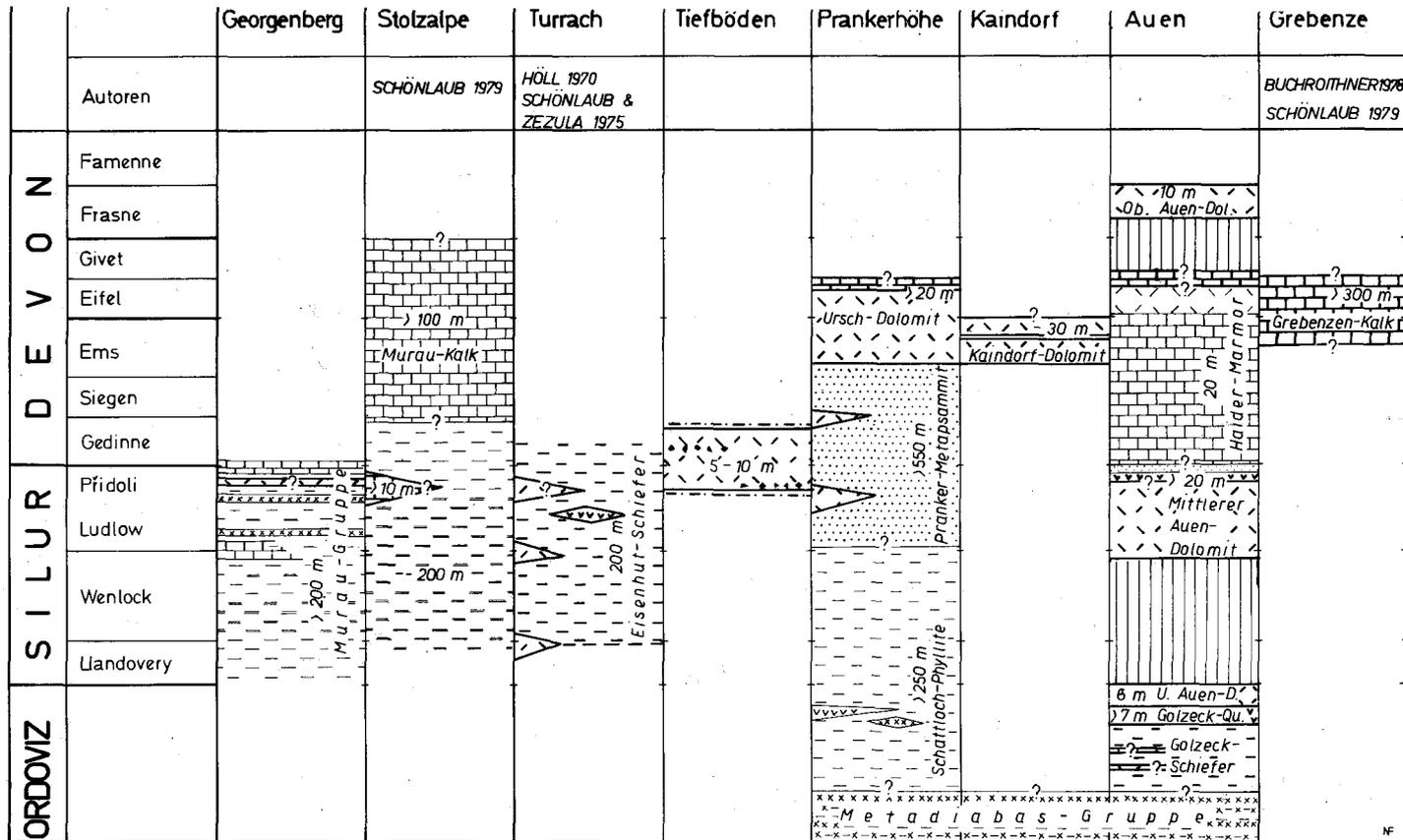


Abb. 12: Übersicht über das stratigraphisch fixierte Altpaläozoikum des Murauer und westlichen Gurktaler Raumes. Dicke Signaturen: Biostratigraphische Daten sind zur Einstufung verfügbar; schwache Signaturen: Einstufung beruht nur auf lithologischen Vergleichen. Fragezeichen: Nicht fixierte Grenzen bzw. zeitlich nicht genau fixierte Karbonatlinsen.

gänzt (HÖLL 1970, EBNER et al. 1977, BUCHROITHNER 1978, SCHÖNLAUB 1979). Den heutigen Kenntnisstand soll eine Zusammenstellung der gesicherten Ergebnisse (Abb. 12) aufzeigen.

Danach lassen sich im Murauer Raum nunmehr mindestens drei altersgleiche, faziell voneinander abweichende Schichtfolgen unterscheiden, welche teilweise auch unterschiedlichen tektonischen Einheiten angehören.

Von der ab dem höheren Ordovicium fast rein karbonatischen Auen-Gruppe ist der Schichtumfang am vollständigsten bekannt (hohes Ordovicium bis tiefes Oberdevon), wobei die gegenüber vergleichbaren altpaläozoischen Profilen geringe Mächtigkeit der Schichten über dem Golzeck-Quarzporphyr (max. 60 m) ins Auge springt. Wenn man auch Mächtigkeitsreduktionen infolge Aufschuppung am Trogschartenbruch annimmt, bleibt dennoch dieses Problem bestehen. Sicher dürften hier Schichtlücken ähnlich anderen ostalpinen Karbonatprofilen (vgl. FLAJS & SCHÖNLAUB 1976, SCHÖNLAUB 1979) auftreten, wie zum Beispiel zwischen Unterem und Mittlerem Auen-Dolomit unter Ausfall des tieferen Silurs, oder zwischen den grauen Bänderkalken der Haider-Marmore und dem Oberen Auen-Dolomit (Ausfall des Givets?).

Sicher scheint auch der primärstratigraphische Zusammenhang zwischen den Golzeck-Schiefern und der geschlossenen Karbonatabfolge auf Grund der altersmäßigen Einstufungen zu sein. Eine eventuelle tektonische Grenze wäre nur im Liegenden des Quarzporphyrs möglich. Da die Golzeck-Schiefer im Gipfelbereich des Golzecks von Chlorit-schiefern der Metadiabas-Gruppe überlagert werden, bedeutet dies, daß der Diabasvulkanismus zumindest in diesem Profil im Ordovicium endet.

Regional gesehen bietet sich für die karbonatischen Anteile der Auen-Gruppe der Vergleich mit der Althofener Fazies Mittelkärntens an (SCHÖNLAUB 1971, BUCHROITHNER 1979, Begriff von TOLLMANN 1977). Vergleichbar sind vor allem die Mächtigkeiten, der zeitliche Umfang, der allerdings in Auen nach unten erweitert ist, wengleich nach neuesten Ergebnissen (BUCHROITHNER 1979) auch die Althofener Gruppe ab dem Obersilur bekannt ist (Mölblingkalk und -dolomit der *easteinbornensis*-Zone). Wie in Althofen scheint auch in Auen das Givet zu fehlen. Allerdings dürften abzüglich der Dolomitisierung in Auen v. a. im Oberdevon starke fazielle Unterschiede bestehen.

Der Auen-Gruppe steht die mehrere hundert Meter mächtige Pranker-Gruppe im krassen Gegensatz gegenüber. Ihre stratigraphische Untergrenze ist unbekannt, könnte aber Äquivalenten der Metadiabas-Gruppe entsprechen. In diesem Zusammenhang sei kurz auf die Verwendung des Begriffs „Metadiabas-Gruppe“ eingegangen. Er wurde von THURNER ab 1929 mit schwankendem Begriffsinhalt verwendet und z. B. 1935 für die Vergesellschaftung von Metadiabasen, grobkörnigen Diabasen und Tonschiefern gebraucht, dabei aber „Tonschiefern und Arkoseschiefern“ gegenübergestellt, die mit ihr „im sedimentären Verband“ stehen und eine tektonische Einheit bilden. Nach der Einstufung des Diabasvulkanismus der mit der „Metadiabasserie“ vergleichbaren Magdalensbergserie (Begriff von KAHLER 1953) in das Ordovicium durch SEELMEIER 1939 und RIEHL-HERWISCH 1970 wurde der Begriff „Magdalensbergserie“ von verschiedenen Autoren auch auf die höheren Schichtglieder (Silur – Devon) ausgedehnt (z. B. STREHL 1962), was rückwirkend wegen der lithologischen Vergleichbarkeit auch auf die biostratigraphisch nicht fixierte Metadiabasserie und Arkoseschiefer angewandt wurde (z. B. TOLLMANN 1977). Es wird daher vorgeschlagen, den Begriff Metadiabas-Gruppe im Sinne THURNER's (1935) auf die ordovizische (?) Vergesellschaftung von Diabasen, Tonschiefern usw. zu verwenden.

Zur zeitlichen Einstufung der Schattloch-Phyllite an der Basis der Pranker-Gruppe sind die Metavulkanite mit saurem Chemismus von großer Bedeutung. Wie SCHÖNLAUB & ZE-ZULA 1975 und SCHÖNLAUB 1979 ausführen, ist gegenüber älteren Ansichten an zwei solche vulkanische Ereignisse zu denken. Der tiefere, weit verbreitete und mächtige Horizont (Blasseneck-Porphyr) ist an die Grenze Caradoc/Ashgill bzw. Caradoc gebunden (FLAJS & SCHÖNLAUB 1976), während der höhere Horizont im Obersilur der Eisenhutschiefer erstmals entdeckt wurde (SCHÖNLAUB & ZE-ZULA 1975, vgl. HÖLL 1970). Zu diesem Horizont rechnet SCHÖNLAUB 1979 auch die Quarzporphyre beim Gehöft Wartschler innerhalb der Magdalensbergfolge, die in der Nähe von Kalken der siluricus-Zone liegen.

Dieses zweifache Auftreten der sauren Metavulkanite wird durch das Profil in Auen bestätigt. Eine rein petrographische Zuordnung der Metavulkanite der Pranker-Gruppe zu einem der beiden Horizonte ist nach den bisherigen Daten nicht zu treffen, da Quarzporphyre in beiden Horizonten auftreten. Nimmt man die Metakeratophyre der südlichen Saualpe und des Gurktaler Raumes hinzu (FRITSCH 1961, HURLER 1972, v. GOSEN 1978), so treten diese nach lithologischen Vergleichen sowohl im höheren Ordoviciem wie im Obersilur auf. Hier sei besonders auf das Profil des Zauberkogels in der südlichen Saualpe hingewiesen (KLEINSCHMIDT et al. 1975), wo der vermutlich Obersilurische „Marmor mit Keratophyr (Lapillieinstreuung nach NEUGEBAUER 1970, Gerölle nach WEISENBACH in PILGER & WEISENBACH 1970) zwischen Crinoidenmarmoren im Liegenden und hellen Marmoren im Hangenden liegt, und somit dem Auenprofil bemerkenswert ähnelt. Petrographisch abweichend sind innerhalb der Pranker-Gruppe nur die Metaporphyrite, welchen nach bisherigen Kenntnissen nur die Tonalitporphyrite der Eisenhutschiefer (SCHWINNER 1938) und eventuell die Porphyrite südlich Flattnitz (BECK-MANNAGETTA 1959, Karte) gegenübergestellt werden können.

Unsicher bleibt innerhalb der Pranker-Gruppe auch das zeitliche Einsetzen der Pranker-Metapsammite im Silur. Der Mindestumfang der Metapsammite umfaßt nach Karbonateinschaltungen Oberludlow bis max. oberes Unterems. Die Hauptmasse fällt zeitlich in das hohe Silur bis Gedinne, eventuell unter Hinzunahme der Dolomitlinsen der Tiefböden nur in das hohe Silur. Die Nachweislücke des Siegens in weiten Teilen des ostalpinen Devons, auf die BUCHROITHNER 1979 hingewiesen hat, kann hier durch fehlende Karbonatproduktion erklärt werden.

Das völlige Fehlen von *Icriodus* sp. im Unter- und Mitteldevon des untersuchten Raumes wirkt sich erschwerend auf stratigraphische Einstufungen aus. Zwar gibt es keine speziellen Untersuchungen über die Biofazies unterdevonischer Conodonten, die vorliegende Faunenzusammensetzung kann jedoch am ehesten mit den Daten von CHATTERTON 1976, nicht unmittelbar jedoch mit den Modellen von SEDDON & SWEET 1971 und WEDDIGE & ZIEGLER 1976 in Übereinstimmung gebracht werden. Nach CHATTERTON 1976 kann aus dem systematischen Fehlen von *Icriodus* sp. am ehesten auf Flachwasserbedingungen geschlossen werden. Ähnliche Hinweise können eventuell aus dem häufigen Auftreten von *Spatbognathodus steinhornensis remscheidensis* gezogen werden, für welchen BARNETT 1971, 1972 und in Anlehnung daran FEIST & SCHÖNLAUB 1974 einen extremen Flachwasserbiotop annehmen.

Spätestens vor dem oberen Unterems erfolgte eine Umstellung der Sedimentation auf reine Karbonatproduktion. Wie sich die Schichtfolge über den Glimmermarmoren (Ab-

kömmlingen tonreicher Kalke) fortsetzt, ist offen, da im Kern der inversen Antiklinale des Ursch-Dolomits keine Aufschlüsse vorhanden sind.

Im Vergleich mit anderen ostalpinen Gebieten lassen sich verschiedene Räume mit ober-silurisch-unterdevonischen Sandsteinen heranziehen. Abgesehen von weiten, vergleichbaren Sandsteinarealen im Inneren der Gurktaler Decke (BECK-MANNAGETTA 1959), deren altersmäßige Einstufung noch aussteht, läßt sich die Pranker-Gruppe mit der Magdalensbergfolge (RIEHL-HERWISCH 1970), welche von Mittelkärnten (STREHL 1962, BUCHROITHNER 1979) bis in dem Remschnig (MIOC & RAMOVŠ 1973, EBNER 1975, BUGGISCH et al. 1975) und Sausal (BUGGISCH et al. 1975) verfolgbar ist, in Verbindung bringen. Allerdings sind diese Bereiche durch weitaus geringer mächtige Sandsteinhorizonte aus dem Zeitbereich Silur bis Unterdevon charakterisiert, außerdem dürfte nach FLÜGEL 1977 eine Beckenfazies vorliegen. Vergleichbar sind vor allem wenige Karbonateinschaltungen innerhalb der pelitisch-psammitischen Abfolgen, wobei sich das hohe Silur – *eosteinhornensis*-Zone – teilweise, daß Ems in allen Teilbereichen parallelisieren läßt. Dagegen liegen die meisten Dolomithorizonte der Eisenhutschiefer zeitlich tiefer.

Der Bogen mit vergleichbaren Schichtfolgen schließt mit der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums, wo die Schichten von Kher in ähnlicher Lithologie vorliegen (vgl. FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1971, FLÜGEL 1975). Mächtigere Sandsteinhorizonte sind auch von der Basis der Dolomitsandstein-Folge bekannt (FLÜGEL 1975, FENNINGER & HOLZER 1978).

Durch die Neuaufnahme wurde die Kartiereinheit „Arkoseschiefer“ problematisch. Während sie in Auen stratigraphisch unter dem Quarzporphyr liegen, durch ihre Feinkörnigkeit von denen der Pranker-Gruppe abtrennbar sind, und ein ordovizisches Alter haben, konnten sie auf der anderen Seite in das Obersilur bis Unterdevon eingestuft werden, wobei die stratigraphische Untergrenze offenbleibt. Ein ähnliches Ergebnis zeigt der Zusammenhang zwischen Kaindorf-Dolomit und den „Arkoseschiefern“ der Frauenalm, welchen ebenfalls ein Alter zwischen hohem Ordoviz und Unterdevon zukommen dürfte. Ungelöst bleibt in diesem Zusammenhang das unterschiedliche Einsetzen der Karbonate in Auen und in Kaindorf im Liegenden einer sich ähnelnden, inversen Schichtfolge.

Die im studierten Bereich nur unvollständig aufgeschlossene Murau-Gruppe zeigt ein übereinstimmendes Alter mit den von SCHÖNLAUB 1979 vorgelegten Daten. Als das stratigraphisch Hangende dieser Gruppe kann eventuell der Murauer Kalk(-marmor) mit vermutlich devonem Alter angesehen werden (vgl. FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972). Für ein silurisches Alter der pelitischen Anteile der Murau-Gruppe sprechen v. a. Schwarzschiefer, Kieselschiefer und Grüngesteine (vgl. SCHÖNLAUB 1979). Sie zeigt große Anklänge an ähnliche, häufig erzführende, epimetamorphe Schichtfolgen wie z. B. Lisabichlschollenzone (SCHÖNLAUB et al. 1976) und Innsbrucker Quarzphyllit (MOSTLER 1973). Jedoch scheinen die hier sehr geringmächtigen Dolomite später als in diesen Gebieten einzusetzen.

Diesen drei Abfolgen stehen die Grebenzenkalke mit ihrem Oberems- bis Mitteldevonalter (BUCHROITHNER 1978, SCHÖNLAUB 1979) gegenüber, deren Stellung zu den liegenden Phylliten im Detail zurzeit noch ungeklärt ist.

3.2. Tektonische Schlußfolgerungen

Da über regionaltektonische Schlußfolgerungen an anderer Stelle berichtet wird, seien hier nur wenige Anmerkungen getroffen.

Wie aus den räumlichen Beziehungen der untersuchten Schichtglieder hervorgeht, liegen Pranker- und Auen-Gruppe wie der Kaindorf-Dolomit invers. Aus letzterem kann geschlossen werden, daß auch die gesamte Stolzalpendecke (TOLLMANN 1959) auf der Frauenalm invers liegt. Dies läßt sich nach SCHÖNLAUB 1979 auch auf die Phyllite zwischen Frauenalm und Grebenze übertragen. Jedoch stimme ich nicht mit dem Profil in SCHÖNLAUB 1979, Abb. 5 (nach THURNER 1958: 84), überein, da hier zwei Schichtfolgen unzutreffenderweise miteinander verbunden wurden. Hier lassen sich nach meiner Ansicht zwei inverse Schichtfolgen trennen: Hangend treten Äquivalente der Metadiabas- und Pranker-Gruppe (Ordovicium – Mitteldevon), liegend Schwarzschiefer (Silur) und darunter Murauer Kalkmarmor (Devon) auf. An der Grenze „Arkoseschiefer“ zu den Schwarzschiefern wäre auch die Grenze zwischen Murauer Decke und Stolzalpendecke zu suchen (vgl. dazu auch BECK-MANNAGETTA 1959).

Ähnliche Verhältnisse treten am Nordabfall der Frauenalm auf, wo im Gegensatz zu SCHÖNLAUB 1979: 23 im Liegenden des Kaindorf-Dolomits ein deutlicher Metamorphosehiatus zwischen den zur Stolzalpendecke zu zählenden Schiefern und den phyllitischen Glimmerschiefern im Liegenden (siehe THURNER 1958) vorhanden ist. Das unmittelbar Liegende des Kaindorf-Dolomits ist durch eine Zone extremer Phyllonitisation charakterisiert, welche wohl der Deckengrenze zwischen Stolzalpendecke und einem tieferen tektonischen Stockwerk entsprechen dürfte.

Die Existenz der Murauer Decke (TOLLMANN 1959, 1963) ist zuletzt häufig bestritten worden, indem das epimetamorphe Paläozoikum als verschupptes Hangendes des Mittelostalpinen Kristallins aufgefaßt wurde (CLAR 1975, SCHÖNLAUB 1979). Durch den Nachweis der altpaläozoischen Murau-Gruppe über den von THEYER 1969 und TOLLMANN 1975, Abb. 1, als Skyth gedeuteten Quarziten südlich Stadl (siehe THURNER 1958), welche über Gneisen liegen, muß zumindest im Gebiet westlich des Trogschartenbruches mit der Existenz einer solchen Decke gerechnet werden.

Literatur

- BARNETT, St. G.: Biometric Determination of the Evolution of *Spathognathodus remscheidensis*: A Method for precise intrabasinal Time Correlations in the Northern Appalachian. – J. Paleont., 45, 2, 274–400, 17 Abb., 3 Taf., Tulsa 1971.
- BARNETT, St. G.: The Evolution of *Spathognathodus remscheidensis* in New York, New Jersey, Nevada, and Czechoslovakia. – J. Paleont., 46, 6, 900–917, 13 Abb., Tulsa 1972.
- BARRICK, J. E.: Multielement simple-cone conodonts from the Clarita Formation (Silurian), Arbuckle Mountains, Oklahoma. – Geologica et Palaeontologica, 11, 47–68, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Marburg 1977.
- BATHURST, R. G. C.: Carbonate Sediments and their Diagenesis. – Develop. Sedimentology, 12, 620 S., 359 Abb., Amsterdam 1971.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 102, 313–352, 1 Abb., 4 Taf., Wien 1959.
- BISCHOFF, G. C. O.: On the Nature of the Conodont Animal. – Geologica et Paleontologica, 7, 147–174, 1 Abb., 1 Tab., 6 Taf., Marburg 1973.
- BISCHOFF, G. & SANNEMANN, D.: Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenwald. – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., 86, 87–110, 4 Taf., Wiesbaden 1958.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. – Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., 22, 1–136, 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf., Wiesbaden 1957.
- BUCHROITHNER, M. F.: Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 108, 77–93, 2 Abb., 3 Taf., Graz 1978.
- BUCHROITHNER, M. F.: Biostratigraphische und fazielle Untersuchungen im Paläozoikum von Mittelkärnten. – Carinthia II, 169/89, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Klagenfurt 1979 (im Druck).

- BUGGISCH, W., KLEINSCHMIDT, G. & LÜTKE, F.: Die Einstufung von altpaläozoischen Kalken im Sausal und Remschnig (Steiermark, Österreich) aufgrund von Conodonten. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975, 263–278, 3 Abb, 2 Tab, Stuttgart 1975.
- BULTYNCK, P.: Le Silurien Supérieur et le Dévonien Inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). Deuxième Partie: Assemblages de Conodontes à *Spathognathodus*. – Bull. Inst. Roy. Sci. nat. Belg., 47, 1–43, 24 Abb, 5 Taf, Brüssel 1971.
- CARLS, P.: Die Conodonten des tieferen Unter-Devons der Guadarrama (Mittel-Spanien) und die Stellung des Grenzbereiches Lochkovium/Pragium nach der rheinischen Gliederung. – Senckenbergiana lethaea, 50, 303–355, 4 Abb, 4 Tab, 4 Taf, Frankfurt/Main 1969.
- CARLS, P. & GANDL, J.: Stratigraphie und Conodonten des Unterdevons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 132, 2, 155–218, 3 Abb, 1 Tab, 6 Taf, Stuttgart 1969.
- CHATTERTON, B. D. E.: Distribution and Paleocology of Eifelian and Early Givetian Conodonts from Western and Northwestern Canada. – Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 15, 143–157, 5 Abb, Waterloo (Ontario) 1976.
- CLAR, E.: Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. – Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1, 187–198, 2 Abb, Clausthal-Zellerfeld 1975.
- DUBATOLOVA, Y. A.: Morskije Lillii Rannego i Srednego Devona Altai i Kusbassa. – Akad. Nauk. SSSR, Trudji Instituta Geologii i Geofisiki, 124, 1–159, 10 Taf, Moskau 1971.
- DUBATOLOVA, Y. A. & YELTYSHOVA, P. C.: Stebli Krinoidei Devona i Negnego Karbona Armenii. – Akad. Nauk. SSSR, Trudji Instituta Geologii i Geofisiki, 68, 56–79, 3 Taf, Moskau 1969.
- EBNER, F.: Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 1974, 281–287, 2 Abb, Wien 1975.
- EBNER, F.: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, 37, 2 Abb, 5 Tab, 5 Taf, Graz 1976.
- EBNER, F., NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Vorbericht über stratigraphische Untersuchungen im Altpaläozoikum südlich und westlich von Murau. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1977, 21–25, Wien 1977.
- EPSTEIN, A. G., EPSTEIN, J. B. & HARRIS, L. D.: Conodont color alteration – an index to organic metamorphism. – USGS. Open-file report 75–379, 54 S, Washington 1975.
- FEIST, R. & SCHÖNLAUB, H. P.: Zur Silur/Devon-Grenze in der östlichen Montagne Noire Süd-Frankreichs. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1974, 4, 200–219, 8 Abb, 2 Tab, Stuttgart 1974.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. österr. geol. Ges., 69, 109–162, 11 Abb, 8 Tab, 10 Taf, Wien 1978.
- FLAJS, G.: Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, 157–212, 8 Abb, 5 Taf, Wien 1967.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1976, 257–303, 5 Abb, 1 Tab, 4 Taf, Wien 1976.
- FLÜGEL, H. W.: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, 2. Auflage, 288 S, Graz 1975.
- FLÜGEL, H. W.: Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970 bis 1975). – Zbl. Geol. Paläont. Mh., 1977, 656–684, Stuttgart 1976.
- FLÜGEL, H. W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977, 659–674, 4 Abb, Stuttgart 1977.
- FLÜGEL, H. W., JAEGER, H., SCHÖNLAUB, H. P. & VAI, G. B.: Carnic Alps. – In: The Silurian-Devonian Boundary, IUGS Series A, 5, 126–142, 8 Abb, Stuttgart 1977.
- FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Nachweis von tieferen Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Facies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 63, 142–148, Wien 1971.
- FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., 1972, 187–198, 1 Beil, Wien 1972.
- FOLK, R. L.: Some aspects of recrystallization in ancient limestones. – In: PRAY, L. C. & MURRAY, R. C. (Eds.): Dolomitization and limestone diagenesis. – SEPM Spec. Publ., 13, 14–48, 14 Abb, 7 Tab, Tulsa 1965.
- FRITSCH, W.: Saure Eruptivgesteine aus dem Raume nordwestlich von St. Veit an der Glan in Kärnten. – Geologie, 10, 67–80, 7 Abb, Berlin 1961.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. & WIESENEDER, H.: Zur quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. 2. Mitteilung. – N. Jb. Miner. Mh., 1967, 12, 364–376, 6 Abb, Stuttgart 1967.
- GEYER, G.: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des Spezialkartenblattes Murau (Zone 17, Col. X, Steiermark). – Verh. Geol. R.-A. 1891, 108–120, Wien 1891.

- GEYER, G.: Bericht über die geologischen Aufnahmen im oberen Murthale (Phyllitmulde von Murau und Neumarkt). – Verh. Geol. R.-A., 1891, 352–362, Wien 1891b.
- GEYER, G.: Über die Stellung der altpaläozoischen Kalke der Grebenze in Steiermark zu den Grünschiefern und Phylliten von Neumarkt und St. Lambrecht. – Verh. Geol. R.-A., 1893, 406–415, Wien 1893.
- GOSEN, W. von: Geologische Neuaufnahme am Ostrand der Gurktaler Alpen westlich Treibach-Althofen (Bez. St. Veit/Glan, Kärnten, Österreich). – Carinthia II, 168/88, 105–134, 4 Abb., 2 Taf., Klagenfurt 1978.
- GRÄF, W.: Catalogus Fossilium Austriae. Graptolithina. – Österr. Akad. Wiss. Wien, 78 S., Wien 1966.
- HEDBERG, H. D.: International Stratigraphic Guide. – 200 S., New York (John Wiley & Sons) 1976.
- HERITSCH, F.: Geologie von Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 57, 224 S., 60 Fig., 1 Beil., Graz 1921.
- HERITSCH, F. & THURNER, A.: Graptolithenfunde in der Murauer Kalk-Phyllitserie. – Verh. Geol. B.-A., 1932, 92–93, Wien 1932.
- HÖLL, R.: Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 201–224, 4 Abb., Stuttgart 1970.
- HOUSE, M. & ZIEGLER, W.: The Goniatite and Conodont sequences in the early Upper Devonian at Adorf, Germany. – Geologica et Paleontologica, 11, 69–108, 4 Abb., 6 Taf., Marburg 1977.
- HURLER, H.: Geochemie und Petrographie der Metakratophyre in der südlichen Saualpe (Kärnten). – Diss. Univ. Tübingen, 67 S., 22 Abb., 9 Tab., 1 Karte, Tübingen (Blasaditsch) 1972.
- JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 1969, 173–177, Wien 1969.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – Carinthia II, SH. 16, 78 S., 4 Beil., Klagenfurt 1953.
- KLAPPER, G. & JOHNSON, D. B.: Sequence in conodont genus *Polygnathus* in Lower Devonian at Lone Mountain, Nevada. – Geologica et Paleontologica, 9, 65–77, 4 Abb., 3 Taf., Marburg 1975.
- KLAPPER, G., ZIEGLER, W. & MASHKOVA, T. V.: Conodonts and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandium area of Czechoslovakia. – Geologica et Paleontologica, 12, 103–116, 3 Abb., 2 Taf., Marburg 1978.
- KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgebiete in der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1, 11–44, 10 Abb., 1 Taf., Clausthal-Zellerfeld 1975.
- LANGHEINRICH, G.: Zur Terminologie der Schieferungen. – Geol. Rdsch., 66, 336–352, 9 Abb., Stuttgart 1977.
- MASHKOVA, T. V.: *Ozarkodina steinhornensis* (ZIEGLER) Apparatus, its Conodonts and Biozone. – Geologica et Paleontologica, SB 1, 81–90, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Marburg 1972.
- METZ, K.: Grundzüge des geologischen Baues der Steiermark. – In: SUTTER, B. (Ed.): Die Steiermark, Land, Leute, Leistung, 25–73, 33 Abb., 4 Tab., Graz (Styria) 1965.
- MIOC, R. & RAMOVŠ, A.: Erster Nachweis des Unterdevons im Kozjak Gebirge (Possruck) westlich von Maribor (Zentralalpen). – Bull. Sci., 18, No. 7–9, 135–136, 2 Abb., Zagreb 1973.
- MOORE, R. C. & JEFFORDS, R. M.: Classification and nomenclature of fossil crinoids based on studies of dissociated parts of their columns. – Univ. Kansas Paleont. Contr., Echinodermata Art. 9, 3–86, 6 Abb., 28 Taf., Kansas 1968.
- MOSTLER, H.: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnetit unter besonderer Berücksichtigung der Magnetitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Veröffentl. Univ. Innsbruck, 86 (Heißel-Festschrift), 237–266, 11 Abb., Innsbruck 1973.
- MÜLLER, G.: Methoden der Sediment-Untersuchung. – 303 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1964.
- NEUBAUER, F.: Geologische Untersuchungen am Nordrand der Gurktaler Decke im Bereich des Ostabschnittes der Paaler Konglomerate (Lorenzengraben südwestlich Murau, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 263 S., 70 Abb., 18 Tab., 5 Taf., 12 Beil., Graz 1978.
- NEUGEBAUER, J.: Altpaläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphoseablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). – Geotekt. Forsch., 35, 23–93, 18 Abb., 3 Taf., Stuttgart 1970.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand & Sandstone. – 618 S., Berlin (Springer) 1972.
- PILGER, A. & WEISSENBACH, N.: Stand und Aussichten der Forschung über Stratigraphie, Tektonik und Metamorphose in der Saualpe in Kärnten. – Clausth. Geol. Abh., 5, 1–39, 16 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1970.
- POLLOCK, Ch. A. & REXROAD, C. B.: Conodonts from the Salina Formation and the Upper Part of the Wabash Formation (Silurian) in North-Central Indiana. – Geologica et Paleontologica, 7, 77–92, 3 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Marburg 1973.
- REXROAD, C. B. & CRAIG, W. W.: Restudy of Conodonts from the Brainbridge Formation (Silurian) at Lithium, Missouri. – J. Paleont., 45/4, 684–703, 2 Abb., 4 Taf., Tulsa 1971.

- REXROAD, C. B. & NICOLL, R. S.: Conodonts from the Estill Shale (Silurian, Kentucky and Ohio) and their Bearing on Multielement Taxonomy. – *Geologica et Paleontologica*, SB 1, 57–74, 1 Abb, 3 Tab, 2 Taf, Marburg 1972.
- RIEHL-HERWISCH, G.: Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 19, 195–214, 7 Abb, 1 Taf, Wien 1970.
- ROLLE, F.: Ergebnisse der geognostischen Untersuchung des südwestlichen Theiles von Obersteiermark. – *Jb. Geol. R.-A.*, 4, 322–369, 4 Abb, Wien 1854.
- SAVAGE, N. M.: Lower Devonian Conodonts from New South Wales. – *Paleontology*, 16, 307–333, 30 Abb, 3 Taf, London 1973.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Die Althofener Gruppe – eine neue stratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1971, 288–305, 4 Abb, 1 Tab, Stuttgart 1971.
- SCHÖNLAUB, H. P. (mit einem Beitrag von S. SCHARBERT): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. – *Abh. Geol. B.-A.*, 33, 1–124, 79 Abb, 4 Tab, 7 Taf, Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, Ch. & NOVOTNY, W.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1976, 115–145, 3 Abb, 3 Taf, Wien 1976.
- SCHÖNLAUB, H. P. & ZEZULA, G.: Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1975, 253–269, 3 Abb, 2 Taf, Wien 1975.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 130/2, 133–245, 18 Abb, 18 Tab, 5 Taf, Stuttgart 1968.
- Schweizerische Geologische Kommission: Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur in der Schweiz – *Eclogae geol. Helv.*, 66/2, 479–492, Basel 1973.
- SCHWINNER, R.: Das Karbon-Gebiet der Stangalpe. – *Compte rendue II. Karbongr.*, 3, 1173–1257, 6 Abb, Heerlen 1938.
- SEDDON, G. & SWEET, W. C.: An ecologic model for conodonts. – *J. Paleont.*, 45/5, 869–880, 3 Abb, Tulsa 1971.
- SEELMEIER, H.: Die stratigraphische Eingliederung der Diabase und Diabastuffe des Christophberges bei Klagenfurt. – *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, 75, 1938, 110–113, Wien 1939.
- SERPAGLI, E.: I conodonti dell'Ordoviciano superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. – *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 6, 30–111, 8 Abb, 26 Taf, Modena 1967.
- SERPAGLI, E.: Uppermost Wenlockian – Upper Ludlovian (Silurian) Conodonts from Western Sardinia. – *Boll. Soc. Paleont. Italiana*, 9/1, 76–96, 1 Abb, 1 Tab, 4 Taf, Modena 1970.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, 99, 75–199, 11 Abb, 2 Taf, Wien 1956.
- Code-Committee der Stratigraphischen Kommission der DUGW: Stratigraphische Richtlinien. – *Newsl. Stratigr.*, 6, 131–151, Berlin–Stuttgart 1977.
- STRECKEISEN, A.: Die Klassifikation der Eruptivgesteine. – *Geol. Rdsch.*, 55, 478–491, 1 Abb, Stuttgart 1965.
- STREHL, E.: Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten). IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. – *Carinthia II*, 152/72, 46–74, 17 Abb, 1 Beil, Klagenfurt 1962.
- STUR, D.: Geologie von Steiermark. – *Geogn.-montan. Ver. Steiermark*, 654 S., Graz 1871.
- SURENIAN, R.: Die Conodontenfauna des Steinbergkalkes (Oberdevon, Paläozoikum von Graz). – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 108, 121–135, 4 Taf, Graz 1978.
- TESSENHORN, F.: Schichtlücken und Mischfaunen in paläozoischen Kalken der Karawanken. – *Carinthia II*, 164–84, 137–160, 7 Abb, 5 Tab, 1 Karte, Klagenfurt 1975.
- THEYER, P.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Paal- und Lorenzengraben (Oberes Murtal, Steiermark). – *Unveröff. Diss. Univ. Wien*, 146 S., 55 Abb, 5 Beil, Wien 1969.
- THIEDIG, F.: Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins, Teil VIII. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 16, 5–70, 23 Abb, 5 Taf, Wien 1966.
- THUM, I. & NABHOLZ, W.: Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau – Lenzerheide – Oberhalbstein. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F., 144, 1–55, 40 Fig, 1 Tab, 2 Taf, Bern 1972.
- THURNER, A.: Geologie der Stolzalpe bei Murau. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 64/65, 101–134, 2 Beil, Graz 1929.
- THURNER, A.: Aufnahmebericht über Blatt Murau (5152). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1931, 1–5, Wien 1931.
- THURNER, A.: Aufnahmebericht über die geologische Aufnahme des Blattes Murau (5152). – *Verh. Geol. B.-A.*, 1932, 40–43, Wien 1932.

- THURNER, A.: Aufnahmsbericht über die geologische Aufnahme des Blattes Murau (5112). – Verh. Geol. B.-A, 1933, 33–34, Wien 1933 a.
- THURNER, A.: Klärung der stratigraphischen Verhältnisse in der Bergwelt um Murau. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 70, 292–297, Wien 1933 b.
- THURNER, A.: Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 144, 199–229, 26 Fig., Wien 1935.
- THURNER, A.: Geologie der Frauenalpe bei Murau. – Jb. Geol. B.-A, 86, 303–336, 8 Abb., 1 Taf., Wien 1936.
- THURNER, A.: Das Murauer Paläozoikum – eine Schubmasse. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 1956, Sdbd. (Angel-Festschrift), 158–169, 1 Abb., 1 Taf., Graz 1956.
- THURNER, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Stadt-Murau 1:50.000, zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. – Geol. B.-A, 106 S., 24 Abb., Wien 1958.
- THURNER, A.: Die Geologie des Pleschaitz bei Murau. – Mitt. Mus. Bergbau, Geol., Technik Landesmus. „Joanneum“ Graz, 20, 1–27, 1 Abb., 2 Beil., Graz 1959.
- THURNER, A.: Die Gurktaler Decke (Bemerkungen zu TOLLMANNs Deckengliederung in den Ostalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1960, 481–490, 1 Abb., Stuttgart 1960.
- THURNER, A.: Das Phyllitgebiet südlich Murau. – Verh. Geol. B.-A, 1961, 134–155, 1 Taf., Wien 1961.
- THURNER, A.: Geologie des Gebietes Neumarkt/Steiermark – Mühlen. – Jb. Geol. B.-A, 113, 1–72, 5 Abb., 2 Taf., Wien 1970.
- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 1–62, 1 Taf., Wien 1959.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S. Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 150/1, 19–43, 7 Abb., Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke) 1977.
- TORNQUIST, A.: Die westliche Fortsetzung des Murauer Deckensystems und ihr Verhältnis zum Paaler Carbon. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 126, 155–176, 1 Fig., Wien 1917.
- TOULA, F.: Die Kalke der Grebenze und des Neumarkter Sattels in der Steiermark. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., 2, 169–173, Stuttgart 1893.
- VOLL, G.: Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose. – Habilschrift Techn. Univ. Berlin, 207 S., 144 Abb., 14 Tab., Berlin 1969.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. – Abh. hess. Landes-Amt Bodenforsch., 41, 106 S., 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., Wiesbaden 1964.
- WALLISER, O. H.: Conodont Biostratigraphy of the Silurian of Europe. – Geol. Soc. Amer. Mem., 127, 195–206, 3 Abb., Boulder 1971.
- WEDDIGE, K.: Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. – Senckenbergiana lethaea, 58, 271–419, 9 Abb., 20 Tab., 6 Taf., Frankfurt/Main 1977.
- WEDDIGE, K. & ZIEGLER, W.: The Significance of *Icriodus:Polygnathus* Ratios in Limestones from the Type Eifelian, Germany. – Geol. Assoc. Canada Spec. Pap., 15, 187–199, 6 Abb., 1 Tab., Waterloo (Ontario) 1976.
- WEDDIGE, K. & ZIEGLER, W.: Correlation of Lower/Middle Devonian Boundary Beds. – Newsl. Stratigr., 6/2, 67–84, 3 Abb., Berlin–Stuttgart 1977.
- ZIEGLER, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zоргensis-Kalk. – Notizbl. Hess. Landes-Amt Bodenforsch., 84, 93–106, 1 Tab., 2 Taf., Wiesbaden 1956.
- ZIEGLER, W.: Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) des Remscheider Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläont. Z., 34/2, 169–201, 2 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Stuttgart 1960.
- ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. – Abh. hess. Landes-Amt Bodenforsch., 38, 1–166, 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., Wiesbaden 1962.
- ZIEGLER, W.: Eine Verfeinerung der Conodontengliederung an der Grenze Mittel-/Oberdevon. – Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 9, 647–676, 4 Abb., 5 Tab., 6 Taf., Krefeld 1965.
- ZIEGLER, W.: Conodont Stratigraphy of the European Devonian. – Geol. Soc. Amer. Mem., 127, 227–284, 3 Abb., 6 Tab., Boulder 1971.
- ZIEGLER, W. (Ed.): Catalogue of Conodonts. – Vol. 1–3, Stuttgart (Schweizerbart) 1973, 1975, 1977.
- ZIEGLER, W. & LINDSTRÖM, M.: Über *Panderodus* ETHINGTON, 1959, und *Neopanderodus* n. g. (Conodonta) aus dem Devon. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1971, 628–640, 3 Abb., Stuttgart 1971.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. 4. 1979.

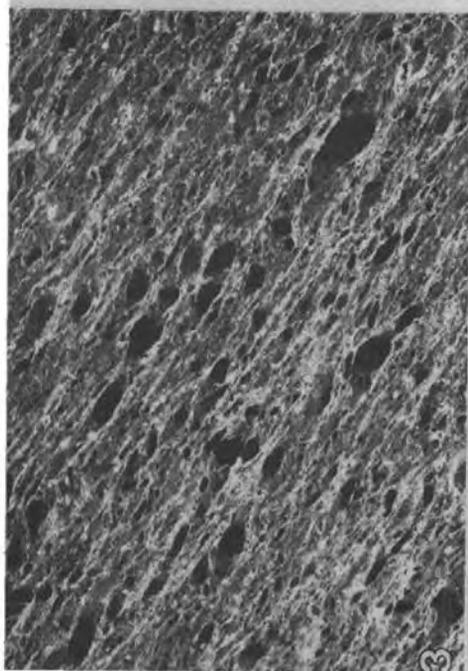
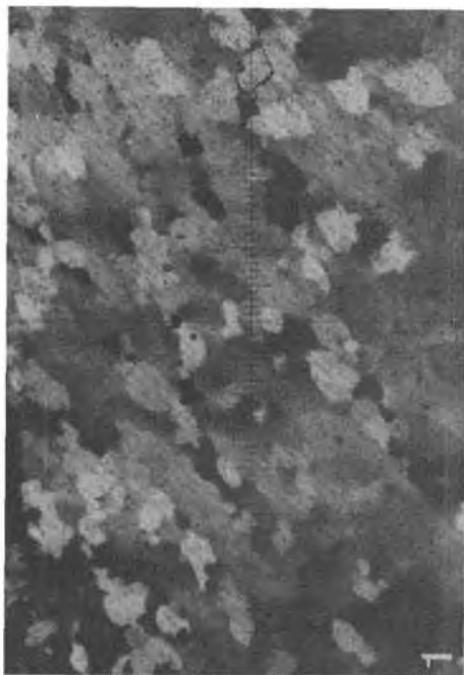
TAFEL 1

- Fig. 1: Dihexaederquarz mit Korrosionsschlauch, Golzeck-Quarzporphyr. Schliff 6/2, gekreuzte Nicols, Vergr. 55fach.
- Fig. 2: Verzwilligter Alkalifeldspat, Golzeck-Quarzporphyr. Schliff 6/2, gekreuzte Nicols, Vergr. 40fach.
- Fig. 3: Schwach rekristallisierter Dolomit mit zahlreichen Echinodermatenresten, Mittlerer Auen-Dolomit. Schliff 5/2, Schliffnegativ, Vergr. 3fach.
- Fig. 4: Feinkörniger Dolomit mit vermutlichen „birds eye“-Strukturen, Oberer Auen-Dolomit. Schliff 387/6, Schliffnegativ, Vergr. 3fach.



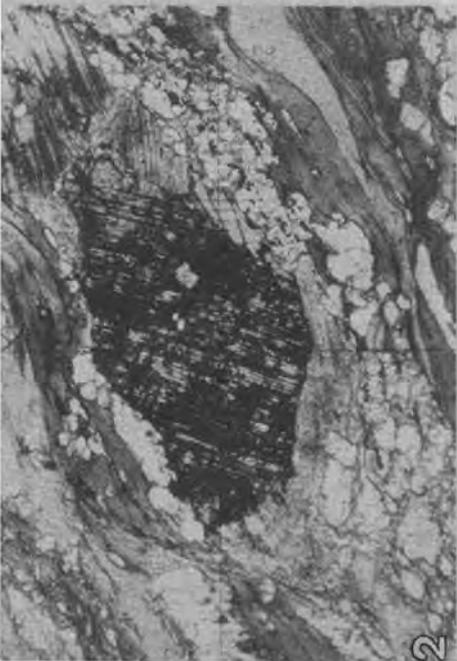
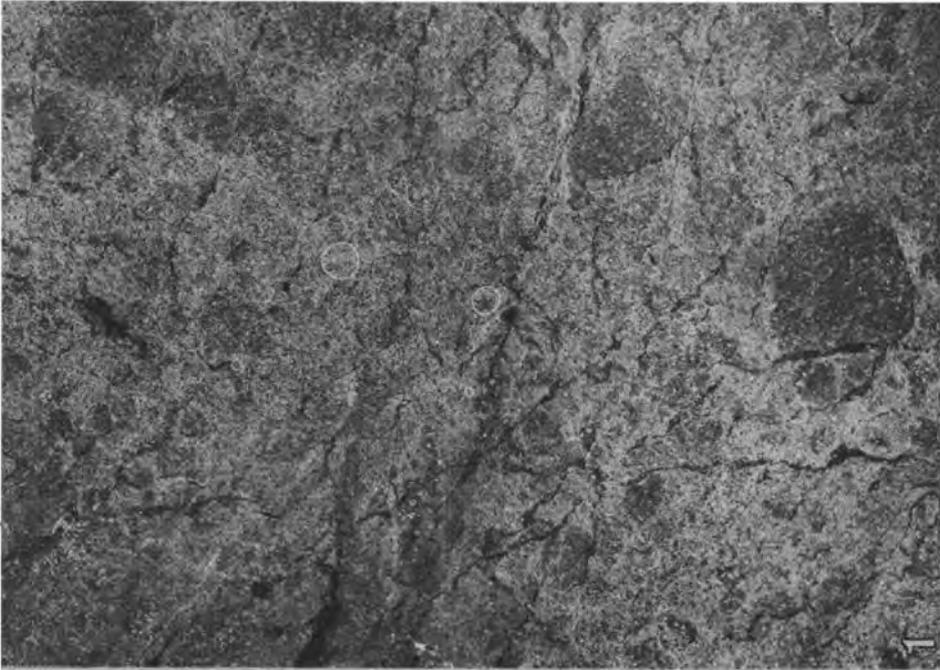
TAFEL 2

- Fig. 1: Subkornbildung in einem deformierten Quarzkorn eines Quarzanges, Metaporphyrit der Schattloch-Phyllite. Schliff 375, gekreuzte Nicols, Vergr. 85fach.
- Fig. 2: Alkalifeldspat mit flau auslöschender Mikroklingitterung (?) im extrem durchbewegten Metakeratophyr (Pranker-Gruppe). Schliff 503 R, gekreuzte Nicols, Vergr. 8fach.
- Fig. 3: Gefüge der Metapsammit mit schwacher Längung der Komponenten, Anlage von Phyllosilikatbändern und „stachelförmigen Quarz-Phyllosilikataggregaten“ in den Druckschattenräumen der Komponenten. Schliff 364, Schliffnegativ, Vergr. 8fach.
- Fig. 4: Biogenreste im Mitteldevon des Ursch-Dolomits (Stromatoporen? oder Stromatolithen?). Schliff 528/2. Schliffnegativ, Vergr. 4fach.



TAFEL 3

- Fig. 1: Geröllstrukturen an der Basis des Dolomits der Tiefböden. Schliff 536/5, Schlifffnegativ, Vergr. 5fach.
- Fig. 2: Korrodiertes, opazitisch durchsetztes Karbonat I-Korn im Biotitkarbonatglimmerschiefer, Murau-Gruppe. Schliff 488/2, parallele Nicols, Vergr. 30fach.
- Fig. 3: Einschlußreicher (Quarz, Erz, Leukoxen), randlich etwas korrodierter Titanitporphyroblast im Titanit-Chlorit-Karbonat-Schiefer, Murau-Gruppe. Schliff 489/1, parallele Nicols, Vergr. 35fach.



TAFEL 4

Murau-Gruppe

- Fig. 1: *Hindeodella* cf. *equidentata* RHODES 1953; Probe 435, Vergr. 42fach.
Fig. 2: *Trichonodella excavata* (BRANSON & MEHL 1933); Probe 395, Vergr. 21fach.
Fig. 3: *Plectospathodus* sp.; Probe 395, Vergr. 21fach.
Fig. 4: *Lonchodina greilingi* WALLISER 1957; Probe 395, Vergr. 21fach.

Pranker-Gruppe

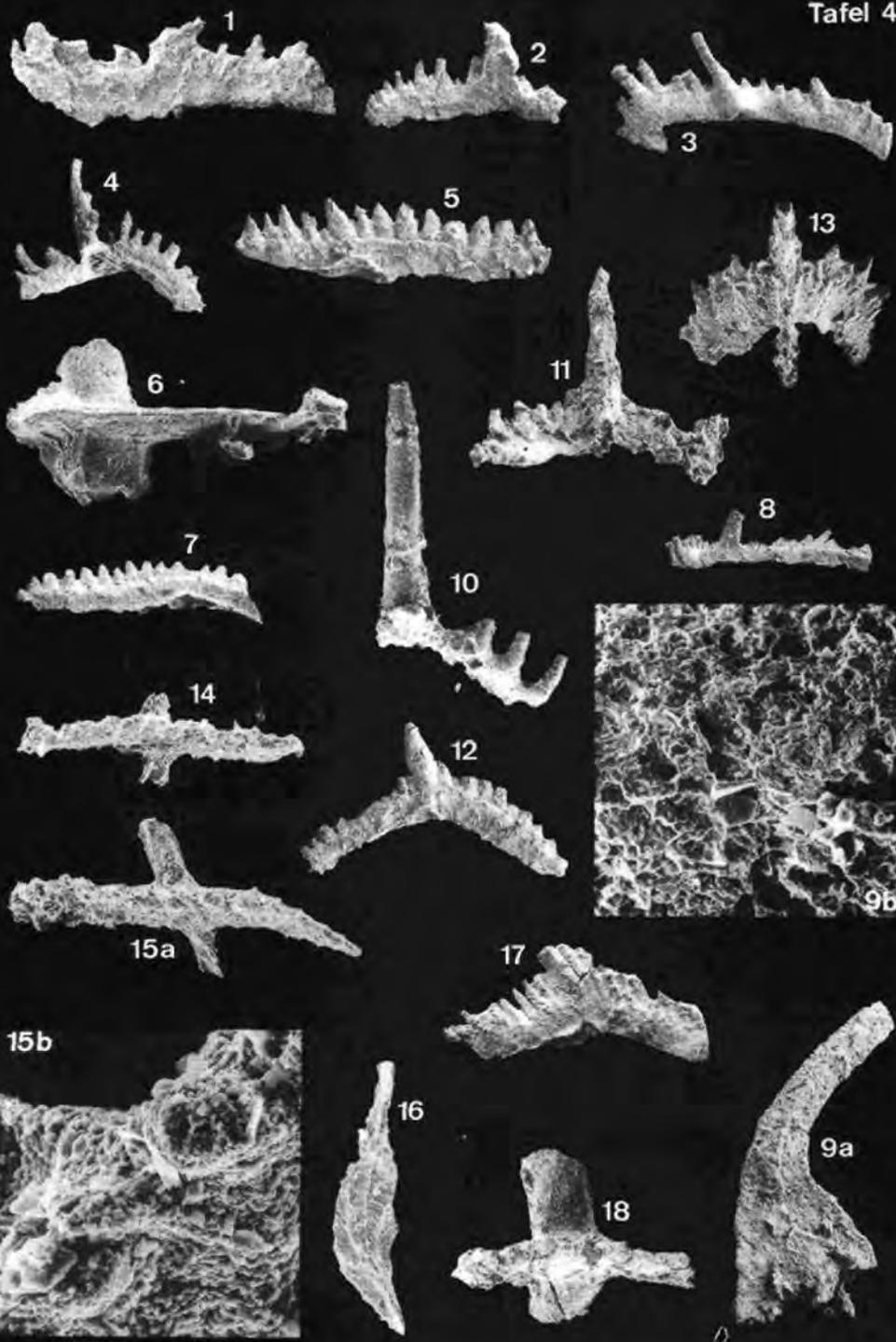
- Fig. 5: *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (RHODES 1953); Seitenansicht, Probe 507, Vergr. 42fach.
Fig. 6: *Spathognathodus crispus* WALLISER 1964; Oberseite, Probe 507, Vergr. 42fach.
Fig. 8: *Hindeodella equidentata* RHODES 1953; Probe 507, Vergr. 21fach.
Fig. 9: *Acodus curvatus* BRANSON & BRANSON 1947; Probe 507,
9 a: Seitenansicht, Vergr. 42fach,
9b: Oberflächendetail, Vergr. 420fach.
Fig. 13: *Scutula?* sp.; Ansicht von schräg oben, Probe 526, Vergr. 42fach.
Fig. 14: *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER 1956; Oberseite, Probe 458/1, Vergr. 21fach.
Fig. 15: *Spathognathodus steinhornensis telleri* SCHULZE 1968; Probe 458/1,
15 a: Oberseite, Vergr. 42fach,
15 b: Oberflächendetail mit rekristallisierten Zähnchen aus dem Bereich des Basalgrubenansatzes;
Vergr. 420fach.
Fig. 16: *Polygnathus debiscens* PHILIP & JACKSON 1967 vel *Polygnathus gronbergi* KLAPPER & JOHNSON 1975; Unterseite, Probe 458/1, Vergr. 42fach.

Dolomit der Tiefböden

- Fig. 7: *Spathognathodus inclinatus* ssp. indet., Seitenansicht, Probe 536/1, Vergr. 21fach.
Fig. 10: *Neoprioniodus* cf. *latidentatus* WALLISER 1964; Probe 537, Vergr. 42fach.
Fig. 11: *Trichonodella* cf. *symmetrica* (BRANSON & MEHL 1933); Probe 536/2, Vergr. 42fach.
Fig. 12: *Ozarkodina media* WALLISER 1957; Probe 536/2, Vergr. 21fach.

Kaindorf-Dolomit

- Fig. 17: *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER 1956; Probe K 6, Vergr. 84fach.
Fig. 18: *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER 1956; Oberseite, Probe K 3, Vergr. 42fach.



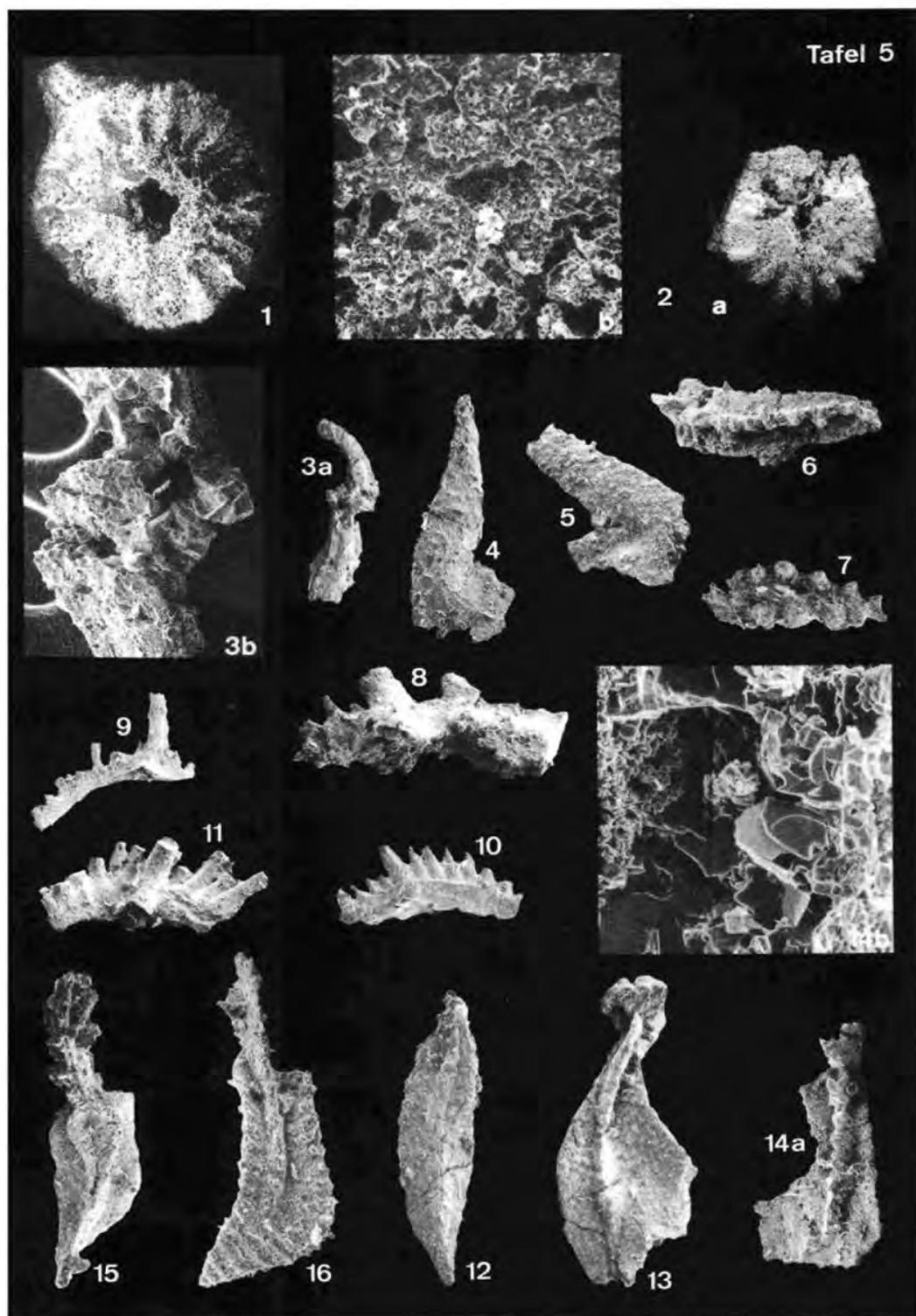
TAFEL 5

Auen-Gruppe

- Fig. 1: Formgattung „*Pentagonocyclicus*“ sp, forma B; Probe 508/3, Vergr. 42fach.
Fig. 2: Formgattung „*Pentagonopentagonalis*“ sp, Probe 508/3,
2 a: Vergr. 21fach,
2 b: Oberflächendetail mit noch erkennbarer, schwach rekristallisierter Mikrostruktur, Vergr. 420fach.
Fig. 3: *Panderodus unicastatus* ssp. indet.; Probe 385/1,
3 a: obverse Seite mit noch erkennbarer, feiner Längsstreifung, Vergr. 21fach,
3 b: Ausschnitt aus dem Bereich der Bruchstelle, Vergr. 84fach.
Fig. 4: *Oistodus*? sp.; Seitenansicht, an Hinterkante abgebrochen, Probe 385/1, Vergr. 42fach.
Fig. 5: *Oistodus* sp.; Seitenansicht, Probe 385/1, Vergr. 42fach.
Fig. 6: *Amorphognathus*? sp., Bruchstück eines Seitenlappens, Probe 385/1, Vergr. 42fach.
Fig. 7: *Icriodina* sp.; Oberseite, stark korrodiert, Probe 385/1, Vergr. 42fach.
Fig. 8: *Ozarkodina ziegleri* ssp. indet.; Probe 6, Vergr. 42fach.
Fig. 9: *Neoprioniodus latidentatus* WALLISER 1964; Probe 5/2, Vergr. 21fach.
Fig. 10: *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (RHODES 1953); Seitenansicht, Probe 5/2, Vergr. 42fach.
Fig. 11: *Lonchodina greilingi* WALLISER 1964; Probe 5/2, Vergr. 42fach.
Fig. 12: *Polygnathus* sp, Unterseite, Probe 387/6, Vergr. 42fach.
Fig. 13: *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST 1947; am Außenlappen beschädigt, Probe 387/6; Vergr. 42fach.
Fig. 14: *Palmatolepis* sp.; Probe 387/7,
14 a: Oberseite, Vergr. 42fach,
14 b: Oberflächendetail aus dem Bereich der Knötchenreihe, Vergr. 420fach.

Kaindorf-Dolomit

- Fig. 15: *Polygnathus* sp.; Unterseite, Probe K 1, Vergr. 42fach.
Fig. 16: *Polygnathus linguiformis* ssp. indet.; Oberseite, Probe K 1, Vergr. 42fach.



TAFEL 6

Auen-Gruppe

- Fig. 1: *Distacodus obliquicostatus* BRANSON & MEHL 1933; Probe 6/10,
1 a: Seitenansicht, Vergr. 42fach,
1 b: Vergrößerung der Vorderkante mit den Streifen in einem Winkel von ca. 15° zur Vorderkante,
Vergr. 420fach.
- Fig. 2: „*Acodus*“ sp. (sensu SERPAGLI 1970); obverse Seite, Probe 6/10, Vergr. 42fach.
- Fig. 3: *Panderodus unicastatus* ssp. indet.; reverse Seite, Probe 6/10, Vergr. 42fach.
- Fig. 4: *Ozarkodina edithae* WALLISER 1964; Probe 6, Vergr. 42fach.
- Fig. 5: „plate“ (sensu BISCHOFF 1973); Oberseite, beschädigt, Probe 5/2, Vergr. 42fach.

Kaindorf-Dolomit

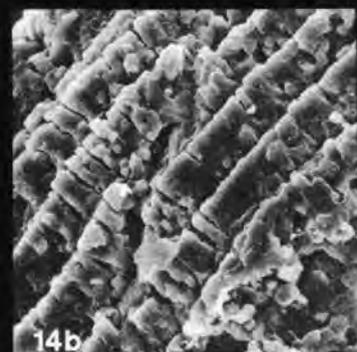
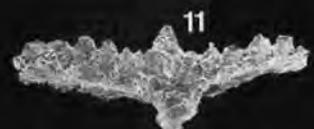
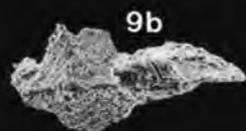
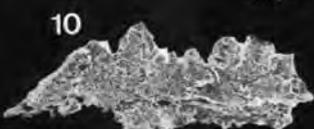
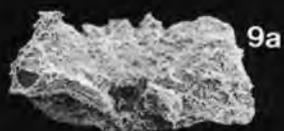
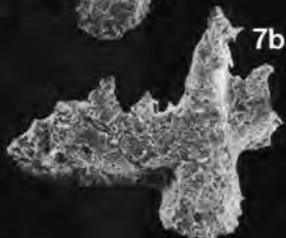
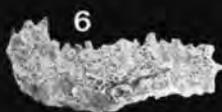
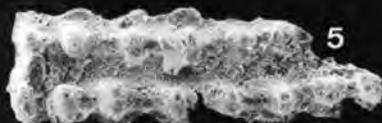
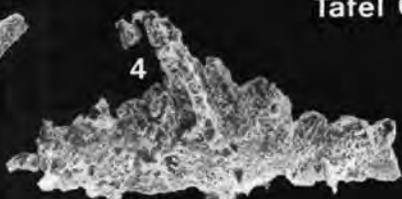
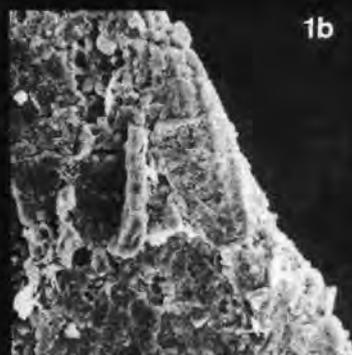
- Fig. 6: *Spathognathodus carinthiacus* SCHULZE 1968; Seitenansicht, Probe V 34, Vergr. 42fach.

Dolomit der Tiefböden

- Fig. 7: *Spathognathodus steinhornensis* n. ssp.; Probe 537/2, Vergr. 42fach. Unvollständig erhaltenes Exemplar einer neuen Subspezies, welche zwischen *Sp. st. telleri* – schräg zum Blatt liegende (asymmetrische) Basalgrube – und *Sp. st. remscheidensis* – ungleichmäßige Bezählung bei äußerst kräftig ausgebildetem Hauptzahn – steht.
7 a: Oberseite,
7 b: Seitenansicht, von schräg oben.
- Fig. 8: *Spathognathodus inclinatus posthamatus* WALLISER 1964; Unterseite, Probe 537/2, Vergr. 42fach.
- Fig. 9: *Spathognathodus* cf. *stygius* FLAJS 1967; Probe 536/6,
9 a: Seitenansicht,
9 b: Unterseite.
- Fig. 10: *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER 1960; Seitenansicht, hinterer Teil des Blattes abgebrochen, Probe 536/6, Vergr. 42fach.
- Fig. 11: *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER 1960; Seitenansicht, Probe 537/2, Vergr. 42fach.
- Fig. 12: *Polygnathoides siluricus* BRANSON & MEHL 1933; im Bereich der Plattform deformiertes und unvollständiges Exemplar, Probe 537/2, Vergr. 21fach.

Ursch-Dolomit/Pranker-Gruppe

- Fig. 13: *Polygnathus debiscens* PHILIP & JACKSON 1967; Unterseite, Probe 528/3, Vergr. 42fach.
- Fig. 14: *Neopanderodus* sp.; Probe 528/2,
14 a: Ansicht der obversen Seite, Vergr. 42fach,
14 b: Der Oberflächenausschnitt aus dem basalen Teil zeigt den Aufbau der Längsstreifung aus regelmäßig angeordneten Kristalliten. Vergr. 420fach.
- Fig. 15: *Tortodus kockelianus kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER 1957); Oberseite, Probe 528/2, Vergr. 42fach.
- Fig. 16: *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE 1879; Oberseite, Probe 528/2, Vergr. 42fach.
- Fig. 17: *Polygnathus trigonicus* BISCHOFF & ZIEGLER 1957; Oberseite, Probe 528/2, Vergr. 42fach.



Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 122, Heft 2	S. 513–540	Wien, Dez. 1979
--------------------	----------------	------------------	------------	-----------------

On the Geology of Western Ladakh

by Gerhard FUCHS*

With 8 plates (= Beilagen 12–19) and 5 figures

Schlüsselwörter
NW-Himalaya
Ladakh
Indus Zone
Tibetan Zone (Zaskar)
Central Crystalline

CONTENTS

Abstract	513
Zusammenfassung	514
1. Introduction	514
2. The Indus Zone	514
2.1. The Indus Molasse	515
2.2. The Indus- and Dras Flysch	515
2.3. The Lamayuru Unit	517
3. The Tibetan (Tethys) Zone	519
4. The Spongtang Klippe	527
5. The relation of the Tibetan Zone to the Central Crystalline	531
6. Conclusions	532
Acknowledgement	537
Literature	538

Abstract

Geological work along the route Khalsi – Lamayuru – Honupattan – Spongtang – Shillakong – Himiskut – Kangi – Rangdum – Suru – Liddar Valley gave the following results: The Indus Zone consists of several units, which are from N to S: the Indus Molasse, Indus Flysch (s. s.), Dras Flysch-Volcanic Zone, and Lamayuru Unit. These structural units are separated from each other by ophiolitic melange zones. In the midst of the Tibetan Zone of Zaskar the Spongtang outlier is evidence that the Lamayuru Unit, the Dras Flysch-Volcanic Zone, ophiolitic melange, and peridotite masses have been overthrust towards the SW onto the Tibetan Zone for at least 30 km. Later compression led to intensive steep folding of the pile of nappes and caused the inversion of the whole Indus Zone. So the NE-directed “counterthrusts” are actually re-activated older thrust planes.

The Tibetan (Tethys) Zone is represented in the Zaskar Synclinorium. Due to tectonic complications and metamorphism the stratigraphy and facies distribution are not entirely clear in the central and northern parts of the Zaskar Synclinorium.

The Alpine metamorphism reaches exceptionally high into the Palaeo-Mesozoic succession of the Tibetan Zone. Thus all the Palaeozoic formations older than the Panjal Trap are converted to gneisses. In the Nun-Kun area even the Triassics are altered to high grade marbles, which can be traced towards the NW into the slightly metamorphosed Triassics of Kashmir.

* Address of the author: Dr. Gerhard Fuchs, Geologische Bundesanstalt, Wien, A-1031, P.O.B. 154.

Zusammenfassung

Geologische Arbeiten entlang der Route Khalsi – Lamayuru – Honupattan – Spongtag – Shillakong – Himiskut – Kangi – Rangdum – Suru – Liddartal erbrachten folgende Ergebnisse: Die Indus-Zone besteht aus mehreren Einheiten, von N nach S in folgender Reihung: Indus-Molasse, Indus-Flysch (s. s.), Dras-Flysch-Vulkanit-Zone und Lamayuru-Einheit. Diese tektonischen Einheiten sind durch „ophiolitische Melangezonen“ voneinander getrennt. Die Spongtag-Deckscholle, inmitten der Tibetischen Zone von Zanskar gelegen, beweist, daß die Lamayuru-Einheit, die Dras-Flysch-Vulkanit-Zone, ophiolitische Melange und Periodit-Massen wenigstens 30 km gegen SW auf die Tibet-Zone überschoben wurden. Spätere Zusammenpressung führte zu einer intensiven und steilen Verfaltung des fertigen Deckenstapels und zur Überkipfung der gesamten Indus-Zone. Die NE-gerichteten „Gegenüberschiebungen“ sind somit reaktivierte ältere Überschiebungsbahnen.

Die Tibet-Zone (Tethys-Zone) baut das Zanskar-Synclinorium auf. Dessen zentrale und nördliche Teile sind infolge tektonischer Komplikationen und der Metamorphose in ihrer Stratigraphie und faziellen Stellung nicht gänzlich geklärt.

Die Alpine Metamorphose reicht ungewöhnlich hoch in die paläozoisch-mesozoische Schichtfolge der Tibet-Zone empor. So sind sämtliche Formationen älter als der Panjal-Trap vergneist. Im Nun-Kun-Gebiet ist selbst die Trias in hochmetamorphe Marmore umgewandelt, die gegen NW in die schwach-metamorphe Kashmir-Trias zu verfolgen sind.

1. Introduction

For a long time Tibet was forbidden country for foreigners and only a few western geologists like STOLICZKA, LYDEKKER, HAYDEN, NORIN, and GANSSER had opportunity to work there, sometimes under rather hazardous circumstances. At present Tibet forms part of China and is absolutely closed. Due to this situation and the remoteness of the country the geological knowledge of the northernmost zones of the Himalaya is scarce. A few years back the Indian government opened Ladakh – also known as Western or Little Tibet – for tourism. Since then a large number of visitors and also many geologists come to this part of the Himalaya, the only place where the flysch and basic volcanic series of the Indus Zone can be studied. This zone is particularly important for plate tectonic considerations. Naturally, the country along the old caravan route from Kashmir to Leh, which is a modern motor road now, is studied best. The interior of Zanskar, however, remained almost unknown. To fill that gap and particularly to study the relationship between the Indus Zone and the Tethys Himalaya I mapped the region of Lamayuru and S thereof. Further I made the traverse from Himiskut via Kangi – Kangi La – Rangdum – Suru (Panikar) – Chilung Pass to Pahlgam in the Liddar Valley. The research of summer 1976 led to the discovery of the flysch-ophiolite klippe of Spongtag, which rests as an outlier on the central portions of the Zanskar Synclinorium of the Tibetan (Tethys) Zone (FUCHS, 1977 b). This klippe found great interest and was subsequently visited by French, Austrian, and Indian groups of geologists.

After my preliminary report (1977 b) I got the determinations of the fossils of my collection, and then compiled my data in the geological map presented in this paper (Pl. 1).

In describing the geology of the area investigated I start with the northern zones and go on to the S.

2. The Indus Zone

Along the Indus Valley there is a highly tectonized zone consisting of flysch, basic volcanic series, and molasse type formations. Several subunits are to be distinguished, which

are separated from each other by ophiolitic melange zones (GANSSEER, 1974, 1976). These are composed of exotic limestone blocks, radiolarian cherts, ultrabasic and basic volcanic rocks, and flysch all mixed by sedimentary as well as tectonical processes. They definitely represent deep sutures.

2.1. The Indus Molasse

A. P. TEWARI (1964) working in the Kargil area recognized a thick succession of continental molasse deposits, which hitherto have been taken as part of the Cretaceous Flysch. These beds, however, are much younger, probably Mio-Pliocene, and are separated from the Dras Volcanics and Cretaceous Flysch by a thrust. TEWARI compares the molasse formation of Ladakh with the Kailas Conglomerate of Tibet (HEIM & GANSSEER, 1939). I just touched this molasse belt in the Indus Valley W of Khalsi. There the bright coloured purple, red, green, and beige banded rocks are a conspicuous feature of the landscape: Dipping SW at medium angles the molasse builds up the lower slopes of the Ladakh Range, and overlies the light-coloured granites and granodiorites forming the upper parts and the crest of that range, which belongs already to the Transhimalaya. The Indus Molasse transgresses directly on the Ladakh Intrusives (TEWARI, 1964; GANSSEER, 1976; FRANK et al, 1977). In the last two papers a lower autochthonous unit is distinguished from a higher parautochthonous one, called the Hemis Conglomerate. The first is composed of a transgression series of reddish arkose, coarse conglomerates containing mainly granitic boulders followed by an alternation of conglomerates, arkosic sandstones, silty shales, and a coal seam in the middle part of the sequence. The Hemis Conglomerate is separated by a steep thrust from the autochthonous molasse in the N. It consists of a distinctly banded alternation of conglomerates, silt- and sandstones, and shales. FRANK et al. particularly point to the content of volcanic pebbles in the conglomerates ranging from rhyolite to andesite.

For dating the age of the sequence it is important that the fossils derived from limestone pebbles are not younger than Lower Eocene; as LYDEKKER (1883) and DAINELLI (1934) report intercalated nummulitic limestones, FRANK et al. (1977) suggest an Eocene age. Considering the arguments of TEWARI (1964, p. 47-48) and the references of GUPTA & KUMAR (1975, p. 556) to the fossil finds, a Miocene age of the younger portions is probable.

COLCHEN (1977) opines that there is a change of facies along the Indus Zone and so the Hemis Conglomerates pass laterally into flysch towards the NW. He therefore contests the separation of molasse and flysch. However, it was just in the NW, in the Kargil area, where TEWARI (1964) distinguished the molasse from the flysch. SHANKAR et al. (1976) assume two facies belts parallel to the strike. Their "Indus Formation" corresponds to the Indus Molasse, their "Samdo Formation" to the flysch zones next to be described.

2.2. The Indus- and Dras Flysch

The flysch series and associated basic volcanics are most characteristic formations of the Indus Zone. They follow SW of the Molasse belt described above and are separated from it by a tectonic line marked by ophiolitic melange (GANSSEER, 1976). Such tectonic planes are met within the flysch belt, too, and thus in the region of Khalsi we may divide an Indus Flysch s. s. from the Dras Flysch-Volcanic belt in the S. The ophiolite zones should not be confused with the Dras Volcanics and associated flysch.

The Indus Flysch s. s. is highly squeezed and consists of flyschoid shales and sandstones, volcanic breccias, tuffs and basic effusiva. E of Khalsi fossiliferous Middle Cretaceous limestones are associated with the flysch. These blue-grey, fine-grained or dense limestones are massive or thick-bedded and rich in foraminifera, bivalves (rudistids a. o.), and crinoids. GUPTA & KUMAR (1975) designate an Aptian age to the Khalsi Limestone, based on literature and their own observations. M. E. SCHMID (Geol. B.-A. Vienna) Kindly examined a series of samples taken by me from different horizons of the Khalsi Limestone. He determined *Orbitolina* sp. and from the appearance of the fossils suggests an Albian to Cenomanian age. Thus a Mid Cretaceous age is proved. In the upper part of the SW-dipping limestone grey, green shales and schistose sandstones are intercalated, which yielded rotaliid foraminifera.

E of the outcrops along the Khalsi-Leh Road, in a small ravine, the close connection of the Khalsi Limestone with the overlying flysch is exemplarily exposed: The orbitolina limestones are interlayered with volcanic breccias and conglomerates, tuffaceous sandstones and shales, and black to green, partly siliceous shales. This alternation proves a Mid Cretaceous age of the basic volcanism and of the adjoining flysch.

The Khalsi Limestone is succeeded by several hundred meters of dark argillites alternating with thin layers of sandstone (fig. 1 on pl. 5). Approximately 300–400 m above the top of the Khalsi Limestone there is a 20 m zone with lenses and beds of brecciaceous, impure limestone full of undeterminable belemnites. Again shales and sandstones, and then another body of Khalsi Limestone follow. The limestone is duplicated SE of Khalsi due to folding or imbrication.

Contrary to BASSOULLET et al. (1978, fig. 1) and in accordance with GANSSER (1976) and FRANK et al. (1977) the Khalsi Limestone and associated flysch and volcanics are to be separated from the Indus Molasse in the N. They form two different structural units.

In the SW the flysch of the Indus Valley is terminated by an ophiolitic melange zone, which crosses the Yapola Valley a little upstream from its confluence with the Indus (fig. 2 on pl. 5). This highly disturbed zone is several hundred meters thick and consists of ultrabasic rocks, mostly in form of serpentinites, gabbros, porphyritic lavas, agglomerates, tuffs, ophicalcite, flysch shales, and klippen of blue limestone, which shows crinoid ossicles and cross-sections of megalodon.

S of this ophiolitic melange a flysch series follows again (fig. 1), being about 2000 m thick. It is the Dras Zone (Nindam Unit of BASSOULLET et al., 1978), which consists mainly of volcanics to the W (WADIA, 1937) and passes laterally into a flysch complex towards the E (GANSSER, 1967; FRANK et al., 1977). According to these authors the facies change is observed along the road section from Lamayuru to Khalsi. The volcanic rocks are mainly augite andesites and basalts, and hornblende andesites and their pyroclastic products; like the associated sedimentary series they show metamorphic grade almost up to greenschist facies (FRANK et al., 1977, p. 102). The sedimentaries are essentially green, grey slates in the northern portions of the Dras Zone, the main mass, however, consists of a thin to thick-bedded cyclic alternation of green sandstone, tuffaceous sandstone, siltstone, and green laminated slates. Green-grey colours predominate in that series, a few purple zones are also to be found. Graded bedding is frequently observed. De TERRA (1935) in his map shows all the Yapola gorge built of Dras Volcanics, whereas I found sedimentary rocks predominating.

The age of the Indus- and Dras Flysch is roughly Mid to Upper Cretaceous, if we consider the fossils recorded in literature (see GUPTA & KUMAR, 1975, p. 554) and agree with TEWARI (1964) and GANSSER (1976) who separate the Indus Molasse from the flysch.

The Dras Zone shows large scale folding in the flanks of the Yapola gorge the dip being predominantly SW.

An ophiolitic melange belt terminates the Dras Zone in the SW. It is significant that this tectonic belt strikes WNW-ESE (dipping SSW) and cuts the NW-SE striking beds of the Dras Zone unconformably. N and NE of Lamayuru I found lenticular bodies of green quartzite in a groundmass of red and green argillites, siltstones, and sandstones. NE of Lamayuru a klippe of limestone is exposed near the road. It consists of white, cream to pink, dense limestone rich in crinoids and corals. TEWARI & PANDE (1970) report Upper Permian limestones with brachiopods and foraminifera from this zone, BASSOULLET et al. (1978) refer to manganese and iron coated ammonite limestones.

2.3. The Lamayuru Unit

Between the Dras Volcanics and -Flysch, which form the range SW of the Indus, and the rough Zaskar mountains, there is a marked morphological depression, which is also used by the Leh road from Mulbekh to Lamayuru. This zone is composed of soft dark argillites alternating with sand- and siltstones and dark limestones (Lamayuru Formation). The landscape gets its unique character by klippe of limestone, which stand out from the morphologically soft terrain in form of teeth, and steep cliffs.

The Lamayuru Formation consists of black to dark grey, frequently laminated shales, slates, and phyllites, silty and calcareous shales, which alternate with dark to light grey, impure sandstone or siltstone beds (up to 30 cm thick) and blue, platy limestones. Also these limestones are sandy or silty. In the rather thick and much disturbed formation there are zones rich in sandstone, and carbonate series resembling the Mukut Limestone of Dolpo (NW Nepal). Load casts, flute casts, and current bedding are frequently observed with the sandstones.

The argillites often show graded bedding. In addition to these sedimentary structures and the cyclic alternation of beds, fucoids and other hieroglyphs give a distinct flyschoid character to part of the formation. Since the formation is not entirely of flysch nature, I do not follow GANSSER (1976) terming the belt "Lamayuru Flysch".

Volcanic rocks are generally missing in the Lamayuru Formation, but in the limestones of the type locality a carbonate bed rich in chlorite might represent a tuff.

Though fossils are generally scarce, flat bivalves are relatively frequent in the vicinity of Lamayuru and were first reported from there by GANSSER (1976). Their determination by H. RIEBER gave *Daonella indica* (*D. longobardica* or *moussoni* are not excluded) (FRANK et al, 1977, p. 101). The bivalves collected by me from the same locality were kindly examined by Dr. B. GRUBER (Palaeontological Institute, University of Vienna), who determined them as *Monotis salinaria rotunda* CHEN. This indicates an Up. Noric age instead of a Ladinic age suggested by the former determination. These fossils are also found close to the ophiolitic melange zone terminating the Lamayuru Unit in the N. From the Prikiti La, a pass leading from Lamayuru to Shilla and Wanlah, a small fauna of brachiopods, gastropods, and crinoids was found in a blue limestone sequence.

Small indeterminable brachiopods were derived from the middle course of the ravine S of the named pass.

Lower down the same ravine I found a fragment of an ammonite, which was determined by Dr. L. KRYSYŃ as very similar to *Tibetites*, which indicates Norian age. Due to the preservation of the fossil this determination is not definite.

A blue limestone layer in the black shales of the lowest part of the above nala (valley) yielded indeterminable crinoids, bivalves, and a belemnite.

The monotonous character of the formation and the strong tectonization do not allow a stratigraphic subdivision, but the fossils mentioned above document that the Lamayuru Formation represents deposits of a large span of time, the Triassic-Jurassic and possibly also the Cretaceous.

The limestone klippe in the Lamayuru Unit are of special interest. Part of them are proved to be Upper Triassic by their fossils and resemble the Kioto Limestone (DE TERRA, 1935; FRANK et al., 1977). Other limestone klippe correspond with the multicoloured limestones characteristic for the northern portions of the adjoining Zanskar Synclinorium. Many of these lenticular bodies have tectonic contacts to the surrounding rocks of the Lamayuru Formation. But there are instances (e. g. village Dang Dang in the Yapola Valley, Shilla) where a passage from the klippe into the neighbouring rock series is observed: Along the margins the blue limestone of the klippe is interbedded with the surrounding dark argillites and no definite boundary can be drawn. It seems that the multicoloured limestones and the Kioto Limestone of the Tibetan Zone of Zanskar were interfingering with the trough sediments N of them. During the Himalayan orogenesis the connection between the epicontinental facies of the Zanskar Tibetan Zone and the eugeosynclinal Lamayuru Unit was lost. The intertonguing limestones were deformed to tectonic blocks, and the stratigraphic contacts with the adjoining argillites are only locally preserved.

The Lamayuru Unit was subducted under P/T conditions of the greenschist facies, and the rocks have reached this metamorphic grade depending on their composition.

Regarding tectonics the Lamayuru Unit is much squeezed. The dip of the beds changes due to local folding, but generally it is SSW. As described above an ophiolitic melange zone separates the Lamayuru Unit from the Dras zone in the N, and a similar zone of tectonic mixture forms the boundary between it and the Tibetan Zone of Zanskar. A chain of serpentinite bodies and limestone klippe marks this vertical or steeply SW-dipping thrust. Along this line the Zanskar limestones overlie the Lamayuru Unit. However, this thrust must be regarded as overturned as will be discussed in chapters 4 and 6. In the region S of Lamayuru it can be seen that thick bands (tens of meters) of the dark argillites of the Lamayuru Formation are intercalated with the limestones of the Zanskar Synclinorium. This shows that the movements occurred on several planes and not only along one simple thrust plane.

The Lamayuru Unit does not only abut against the Dras Zone unconformably (see chapter 2.2.), but apparently also along its southern boundary, though not being so distinct there: The Zanskar limestones, steeply dipping SW, are cut by the WNW-ESE-striking thrust plane against the Lamayuru Unit in the area S of Fotu La.

Finally I should like to mention that I regard the Lamayuru Unit as one stratigraphic-tectonic zone in a position between the Dras Zone and the Zanskar Synclinorium. It continues from Lamayuru to Mulbekh, and to me there appears no necessity to separate a "Namika La Flysch" from a "Lamayuru Flysch" as proposed by FRANK et al. (1977). In the

paper quoted the term Indus Flysch is used as a general name for the whole Mulbekh-Lamayuru belt including Lamayuru- and Namika La Flysch, whereas GANSSER (1976, section across Lamayuru area) seems to have restricted the term Indus Flysch to the northern flysch belt in the Indus Valley. I followed that suggestion in my 1976 b, and do so in the present paper.

3. The Tibetan (Tethys) Zone

Between the Mulbekh-Lamayuru depression in the N and the Central Crystalline building the Great Himalayan Range in the S spans the rugged mountaineous country of Zaskar. The mountains form lofty cliffs and pinnacles, and most of the rivers flow through narrow gorges with vertical walls. The access to the interior of Zaskar from the N, therefore, is rather difficult and since the traverses in the course of LYDDEKKER's pioneer explorations (1883) not much geological work has been done there.

The Zaskar mountains mainly consist of carbonate rocks, and this sedimentary belt represents the north-western continuation of the Tibetan or Tethys Zone of Spiti. We may speak of the Zaskar Synclinorium in Ladakh as we do of the Dolpo Synclinorium in NW Nepal or the Spiti Synclinorium. Within that sedimentary belt there are marked changes in the facies, when crossing it in SW-NE direction. Most of the rocks are altered up to the grade of greenschist facies, and many of the formations are devoid of fossils. Moreover under the influence of the extreme compression along the Indus Zone, the northern parts of the Zaskar Synclinorium consist of isoclinal, mostly vertical folds, which makes it difficult to reconstruct the stratigraphic order. Therefore the stratigraphy of the Tibetan Zone of Zaskar has yet to be studied in more detail. Though most of the fossils are destroyed by metamorphism, the stratigraphy of the southern parts of the Synclinorium are well established, for the lithology of the formations corresponds very closely either to Spiti or Kashmir. Therefore I suggest to describe that part first.

From the Rangdum Gompa (monastery) in the Suru Valley towards NE to the Kangi La (pass) we find a complete section from the Upper Palaeozoic to the Upper Cretaceous and possibly Early Tertiary.

Whereas most of the Palaeozoics have become part of the gneiss complex (see chapter 5), the Panjal Trap still exhibits its typical lithology. This Upper Carboniferous to Permian formation is exposed in the monastery hill of Rangdum and NW and SE thereof (fig. 3). It consists of light to dark green, blocky weathering trap, which has become rather schistose and alternates with layers of phyllite. In spite of the strong alteration the amygdaloids are still recognizable. M. P. SINGH et al. (1976) describe that series as Ralukung Volcanics from the Zaskar Valley and proved an Up. Carboniferous to Mi. Permian age.

The Panjal Trap is succeeded by a 100–150 m series of dark blue schistose limestones, calc schists, and black phyllites forming a thin-bedded alternation. These much recrystallized brownish weathering rocks seem to represent the Middle to Upper Permian, the Zewans of Kashmir. Further ESE JOSHI & ARORA (1976) found the Upper Palaeozoic-Lower Triassic formations rich in fossils and similar to those of adjacent Spiti.

A banded succession, approximately 500 m thick, comprises almost the whole of the Triassic (fig. 3 on pl. 5). The lower 100–120 m of this sequence consist of a thick-bedded alternation of light grey to dark grey (fetid) limestone and light dolomite, all being marble.

From this series a 50–70 m band of cream, yellow to light brown, cellular dolomite (Rauhacke) develops. Again an alternation of limestone and dolomite follows, being 300–350 m thick. The limestones are light or blue, schistose, and may be interbedded with dark calc schists and phyllites. The dolomites show white, cream, grey, or pink colours. There are some layers of cellular dolomite and of intraformational breccia. Lenticular and current bedding, fossil detritus layers as well as ghostly sections of bivalve or brachiopod valves are recognizable.

The Quartzite Series (70–80 m) follow, consisting of white, grey, brown, or dark grey quartzite, carbonate quartzite, and in the lower 40 m dark grey, sandy or silty argillites also occur. The rest of the formation is again an alternation of light dolomite, cellular dolomite, and dark limestones and calc schists. These beds also contain breccia and arenaceous layers. Undeterminable corals, crinoids, and shells were found in impure limestone. The top of the sequence is formed by a conspicuous 8 m thick bed of light dolomite.

The Kioto Limestone is composed of thick-bedded, blue and grey limestone with thin argillaceous layers. Oolite and breccia beds are not rare. In contrast to the light – dark banded Triassic sequence and the light Quartzite Series (Noric? – Rhaetic) the 300–400 m thick Kioto Limestone (Rhaetic – Dogger) makes a dark impression in the scenery. The Kioto Limestone shows less metamorphism than the underlying formations.

The Upper Dogger, being only 7–10 m thick, consists of ochre weathering, medium grey, current-bedded carbonate quartzite and sandstone, and blue arenaceous limestone. Particularly the basal 1 m bed weathers in deep brown colour. Sporadic fragments of limestone in certain layers of these beds give the character of a breccia. The sand grains are sub-angular to angular and are embedded in a carbonate matrix. Crinoids and recrystallized shells were found.

The Spiti Shales (Upper Jurassic – Lower Cretaceous) are also rather thin measuring 15 m only. They comprise black fissile shales and silty slates.

The Giumal Sandstone (Lower Cretaceous) consists of light to dark grey, green (glauconitic), fine- to coarse-grained quartzites and quartzitic sandstones. The thick-bedded sequence disintegrates to coarse, round blocks and weathers in brown colours. In the upper 150 m of the approximately 250 m thick formation dark grey to black, sandy, or silty slates are interstratified. In the topmost part of the Giumal Sandstone there are layers full of belemnites. These fossils occur in a dark medium- to coarse-grained, ill-sorted carbonate sandstone containing black rock fragments up to 0.8 cm. These components show fine angular quartz grains in a dark brown to opaque, phosphoritic matrix*. The groundmass of the sandstone, however, is carbonate.

Above the Giumal Sandstone 30 to 40 m of thick-bedded blue, grey, dense, and nodular limestones follow, representing the Chikkim Series. In their basal portion the limestones still contain sandy layers and yield indeterminable belemnites. Part of these limestones are rather schistose and recrystallized. Dr. OBERHAUSER (Geol. B.-A., Vienna) kindly identified *Globotruncana* exgr. *lapparenti* suggesting a Turonian-Santonian age. The fossils are only just determinable due to the alteration of the rock.

The limestones are succeeded by a flysch series up to 1000 m thick, the Kangi La Flysch (FUCHS, 1977 b). The rocks are grey, green, and also rather dark slates, sandy and

* Dr. P. KLEIN (Geol. B.-A., Vienna) kindly examined such a black rock fragment and measured a P_2O_5 -content of 11.80%. Considering the high content of quartz grains, the analysis proves the phosphoritic nature of the matrix.

silty slates and shales, and argillaceous sandstones. Transversal schistosity is common. Dark concretions and hieroglyphs are not rare in that flysch. The formation is recognized from afar by its ochre weathering colour and the soft geomorphological forms.

A sample derived from the northern portions of the Kangi La Flysch, close to its tectonic contact with the Quartzite Series and the Kioto Limestone, yielded *Omphalocyclus* sp., indicating a Campanian (?) – Maestrichtian age.

Without sharp boundary a 200 to 300 m thick, well-bedded limestone series follows above the Kangi La Flysch. The dark blue, partly nodular limestones show their high content of large foraminifera on the ochre coloured weathered surface even to the unaided eye. Interbedded with these limestones there are shales and a few beds of green-grey and dark grey quartzite to carbonate quartzite. The latter occur particularly in the lower 50 m of the formation. Some of the limestones are rich in fossils, containing foraminifera, bryozoa, corals, gastropods, bivalves, and crinoids. Dr. M. E. SCHMID (Geol. B.-A., Vienna) gave the following determinations of the foraminifera:

Omphalocyclus macroporus LAMARCK

Heterobelix sp.

? *Siderolites* sp.

? *Globotruncana* sp.

The first cited fossil, which is rather frequent in two of the samples, indicates Maestrichtian-age. The age determination is important as it gives the upper age limit of the Kangi La Flysch. In the field I have mistaken the foraminiferal limestones for nummulitic limestones. From LA TOUCHE's (1888) description it seems very probable that the "nummulitic limestones" he rediscovered in central Zanskar are identical with the Maestrichtian limestones of the Kangi La. They appear to be the continuation of the Cretaceous series described above on the eastern side of the Spong tang Klippe.

The youngest formation in the Rangdum – Kangi La section forms the core of the large syncline SSW of Kangi La. It consists of purple and green shales, at least 200 m thick, with subordinate cross-bedded sandstones. The purple colour is reminiscent of the Indus Molasse, but it is rather doubtful whether the formations can be correlated in age. Thus post-Maestrichtian Cretaceous or even Paleocene-Eocene age is possible.

The Panjal Trap and the argillaceous-calcareous facies of the Permian indicate close relation to Kashmir. The banded Triassic sequence resembles the Kashmir Triassic very much, particularly of the Zoji La section. The Quartzite Series and Kioto Limestone show a uniform development throughout the Tethys Himalaya from Nepal to Kashmir. Also the succeeding Jurassic to Mid Cretaceous is very similar to the corresponding formations in other parts of the Tibetan Zone. The existence of an autochthonous flysch in the Tibetan (Tethys) Zone is very significant. The only comparable instance was described by HEIM & GANNSER (1939) from northern Kumaun; lithologically however, there is not much resemblance between the two flysch occurrences.

Not only stratigraphically but also regarding tectonics the described section is well-comparable to the Tibetan Zone in other regions. The Upper Palaeozoic-Upper Cretaceous (Early Tertiary?) succession is deformed in open folds with south-western vergency. The first syncline NE of Rangdum has a core of Kioto Limestone (fig. 3 on pl. 5).

The northern limb is disturbed, and the banded Triassic series forms the steep core of an anticline. More to the N a wide syncline with the post-Maestrichtian purple series in the core is adjacent. There is much detail folding in the limbs of this syncline, the minor folds

of which, overturned to the SW, are very conspicuous in the mountains around Kangi La. A steep thrust terminates the southern subunit of the Zanskar Synclinorium described above. Along that structural plane Quartzite Series and Kioto Limestones come in contact with steeply dipping and much disturbed Kangi La Flysch.

N of the named thrust there are changes in facies, and the stratigraphy is more doubtful. Also the style of deformation is different; the beds are steeply inclined or vertical, and the folds are often rather narrow.

Within the Kioto Limestone of the Kong Valley, NE of the thrust mentioned above, there is a steep and squeezed syncline consisting merely of Paleocene-Eocene:

These beds are 60–100 m thick and consist of beige, cream to greenish, light-coloured calc schists and schistose limestones with layers of blue-grey limestone. The large foraminifera are macroscopically visible. Their determination by Dr. M. E. SCHMID (Geol. B.-A., Vienna) gave:

Assilina exgr. *laxispira*

Assilina sp.

Nummulites sp.

The first named fossil points to an Ypresian (Lower Eocene) age.

In the otherwise normally developed Kioto Limestone a 1 m band of green slate is accompanied by light grey, yellowish weathering dolomite. In the area between Kong and Kangi the thickness of the Kioto Limestone varies between 300 and 600 m.

Down the Kong valley at the junction of three side valleys we cross an anticline. Underneath the Kioto Limestone the Quartzite Series, 30–70 m thick, consists of green, grey, white, brown weathering, thick-bedded quartzites, showing cross-bedding, interbedded with dark grey to green, silty slates and dark schistose limestones.

The core of the mentioned anticline is formed by dark grey, silty slates, which are obviously in stratigraphic contact with the overlying formations. Therefore the silty argillites, recalling the Noric Tarap Shales of Nepal or Kuti Shales of Kumaun, suggest an Upper Triassic age, possibly also comprising Mid Triassic. In the SE-side valley also red and green schistose beds were observed by binocular beneath the Quartzite Series.

N of the described anticline the folded Kioto Limestone and Quartzite Series build up both slopes of the valley. To the SE the Kioto Limestone is overlain by a complex of dark argillites. At the bend of the valley (called Mendi encamping ground) these dark slates reach the valley in a syncline. In my view these beds do not represent the Spiti Shales, but the overthrust Lamayuru Unit (see chapter 4), which builds up almost all the upper Chomo Valley.

At Kilchu the Kioto Limestone, forming the northern limb of the above synform, is followed by an anticline composed of Quartzite Series, and then comes a syncline showing the following stratigraphic sequence (from below): Black argillites at their top pass into the Quartzite Series consisting of 15–30 m of green and white, thick-bedded quartzites. These are succeeded by about 70 m of black slates and schistose dark limestones and then the typical Kioto Limestone follows. The dark beds between the Quartzite Series and the Kioto Limestone are unusual, but obviously represent a stratigraphic intercalation.

Towards the N, down the valley to Kangi, one crosses a thick complex of dark argillites, which contain the 250–300 m band of steeply SW-dipping multicoloured limestones S of the village Kangi. This complex represents the Lamayuru Unit, which unfortunately bor-

ders the dark argillites underlying the Quartzite Series and Kioto Limestone belonging to the Tibetan Zone of Zaskar. In that case it is difficult to demarcate the boundary between the two structural units. The black argillites of Kangi as well as the multicoloured limestones N thereof are allochthonous (Spongtag Klippe). Their tectonic contact with the Kioto Limestone and multicoloured limestone complex of the lower Kangi Valley is documented by lenticular bodies of flysch along the thrust.

N of that thrust we enter the northern subunit of the Zaskar Synclinorium, the most compressed part of the latter. I studied this belt in three sections: the Kangi Valley, the Shillakong and the Yapola Valley-Honupattan section. The dip varying around the vertical and isoclinal folding, are characteristic for this northern portion of the Zaskar Synclinorium, and therefore it is very difficult to establish the stratigraphic order of formations.

The multicoloured limestones: This formation, up to 1000 m thick, is composed of white, grey, blue, cream, red, and green limestones, some being dolomitic alternating with red, purple, and green slates, phyllites, and calc schists. The conspicuous series is banded in a dm- to m-rhythm, but also shows major cycles of a few meters to 40 m. Transversal shearing is common, and the rocks generally show phyllitic metamorphism. Though the calcareous layers are very fine-grained, they have recrystallized during deformation. The series is devoid of fossils. This may be due to the alteration. The barrenness of the multicoloured limestones seems to be caused also by environmental conditions of sedimentation, because fossils are not missing in the adjoining Kioto Limestone. Regarding the age it is important that the multicoloured formation is closely associated with the Kioto Limestone. In the steep and isoclinal series along the northern margins of the Zaskar Synclinorium it can hardly be decided which formation is the younger. Near Honupattan, however, the Kioto Limestone certainly forms synclines in the multicoloured series. Therefore I assume a Triassic age for the latter (1977 b, p. 223). BASSOULLET et al, 1978, p. 564) compare the facies with the Scytho-Anisian of the Middle Austro-Alpine Unit.

The multicoloured limestones are characteristic for the northern marginal parts of the Tibetan Zone and form klippees in the Lamayuru Unit – all the occurrences in central Zaskar are tectonically derived from the N.

Between the multicoloured limestones and the Kioto Limestone the Quartzite Series is missing. Near Honupattan light grey, flaserly limestones containing crinoids and rare, recrystallized corals were found in that position. Up the valley from Honupattan to Spongtag and in the Shillakong Valley the Quartzite Series is well-developed. It comprises green, grey, white, impure quartzites, carbonate quartzites, impure, micaceous sandstones and quartzites, silty shales and slates of green-grey colour, sandy limestones, and blue thick-bedded limestones of Kioto type. There are also intraformational breccias with components of Kioto Limestone. The rocks disintegrate to irregular blocks of brown weathering colour.

The thickness of the Quartzite Series may reach even 150–200 m, generally it is less. The formation yields poorly preserved fossils: Corals, hydrozoans, brachiopods, bivalves of megalodon type, and crinoids. Hieroglyphs were also observed.

The Kioto Limestone, which follows above the Quartzite Series or directly above the multicoloured limestones, is very important for correlation. The formation is continuous from the southern to the northern margins of the Zaskar Synclinorium, and many of the klippees within the Lamayuru Unit consist of this limestone.



Fig. 4: Kioto Limestone showing cross sections of *Megalodon*; upper part of Shillakong gorge (Zanskar).



Fig. 5: Kioto Limestone showing sections of *Dicerocardium*; upper part of Shillakong gorge (Zanskar).



Fig. 6: Shell bed of *Lithotis* in Kioto Limestone E of the village Honupattan (Zanskar).



Fig. 7: Kioto Limestone E of Honupattan; *Lithotis* shell bed in blue limestone; layer exhibiting sections of other bivalves near rucksack corner; bed of mottled dolomitic limestone, near rucksack.

The Kioto Limestone is composed of dark blue, grey to white limestone and dolomitic limestone. The thick-bedded sequence, in which argillaceous layers are rather subordinate, is light-dark banded. The light, shell beds, consisting of *Megalodon* and *Dicerocardium* (figs. 4, 5) or *Lithiotis* (figs. 6, 7) are several meters thick and very spectacular. They are well-developed, particularly in the northern parts of the Zanskar Synclinorium. In the upper Shillakong gorge the *Lithiotis* horizon was met 50 m below the top, which, however, is a tectonic boundary. The disturbance by folding and wedge structure is rather severe, and so horizons yielding *Lithiotis* respectively *Megalodon* are found close together. Besides the named fossils corals, hydrozoans, bryozoans, brachiopods, gastropods, and crinoids were observed. From a sample W of Honupattan Dr. B. GRUBER (Palaeont. Inst. of the University of Vienna) kindly indentified: *Indopecten seinaamensis multicostratus* CHEN and *I. seraticosta* BITTNER.

The fossils show that the Kioto Limestone was deposited in shallow water, as in other parts of the Himalaya. The same is proved by the sedimentary structures: These are intraformational breccias, arenaceous limestones exhibiting current bedding, fine-oolitic layers, and nodular mottled beds (probably being the product of secondary dolomitization, fig. 7).

In the Shillakong Valley dark slates were found alternating with the Kioto Limestone in a certain zone. Downstream the same valley some pink to cream layers were observed in the higher portions of the formation. These occurrences might indicate facial intertonguing with the adjacent Lamayuru belt or the multicoloured carbonates of the northern marginal parts of the Tibetan Zone as proposed in the facies schema (fig. 1, FUCHS, 1977 b), and pl. 3 of the present paper. The Kioto Limestone is definitely of uppermost Triassic-Liassic age. I assume that the formation reaches up into the Dogger like in other parts of the Tibetan Zone. The lower boundary of the formation, however, is doubtful: The Kioto Limestone of western Zanskar overlies different formations and may be partly substituted by the formations underlying (see above).

WSW of Honupattan in the Kioto Limestone there are rather squeezed synclines of younger series. They consist of a few meters of ochre weathering arenaceous-calcareous beds and black to dark grey argillites, which in my view represent the Dogger correspondingly the Spiti Shales. Black slates also cross the Kangi Valley in its lower course. The approximately 200 m thick slate band occurs between Kioto Limestones (pl. 1, 2). NE of Honupattan a similar band forms a steep syncline in the multicoloured limestones. It consists of 100–150 m of dark grey to green, laminated, silty shales and slates with brownish weathering layers of carbonate sandstone to arenaceous limestone. There are also a few beds of blue limestone. Hieroglyphs and small black concretions were observed. Regarding these occurrences it is probable that the black argillites form synclines, but they may either be Spiti Shales in normal contact with the surrounding rocks or infolded parts of the overthrust Lamayuru Unit. Without determinable fossils this question can not be decided.

The Structure of the northern parts of the Zanskar Synclinorium is characterized by tight and steep folds and wedges. In the lower Kangi Valley (pl. 2, section 2) we find mainly Kioto Limestone with a few intercalations of the multicoloured formation and the black argillite band mentioned above. The rocks dip steeply SW.

The Shillakong section (pl. 2, section 3) in the lower (northern) course of the valley shows the multicoloured limestones and Kioto Limestone folded and faulted, vertical or dipping SW at steep angles. In the upper course of the Shillakong gorge the Quartzite Se-

ries forms anticlinal cores in the Kioto Limestone or marks reverse faults. The conspicuous anticline just before the upper end of the gorge is tectonically succeeded by multicoloured limestones dragged to that position by the Lamayuru Unit (fig. 8, 9 A on pl. 6, 7). In the core of this Kioto Limestone anticline cross-folding causes the anomalous eastern dip of the beds.

The Yapola Valley-Spongtag section (pl. 2, section 4) consists mainly of the multicoloured formation in the northern parts, adjoining to the Lamayuru Unit. The spectacular steep mountain E of the Yapola Valley seems to be composed of Kioto Limestone. The syncline of dark argillites in the multicoloured limestone has already been mentioned. Near Honupattan there are two synclines of Kioto Limestone overturned to the NE, whereas all the anticlines consist of the multicoloured series. Up from the knee of the valley W of Honupattan to Spongtag we find anticlinal cores of Quartzite Series and synclines of Spiti Shales in the folded Kioto Limestones. Detached multicoloured limestones follow above the described folded sequence of the Tibetan Zone like in the Shillakong Valley.

4. The Spongtag Klippe

LYDEKKER (1883, p. 116) reports about "a large outflow of coarsely crystalline trap, occurring apparently in the midst of mesozoic rocks, and similar to the trap within the tertiary area of the Indus to the eastward of the Zanskar river". The occurrence has not been visited by LYDEKKER because of difficulties to access*. Since then a patch of basic volcanic rocks in midst of Mesozoic formations is shown on the geological maps of the NW-Himalayas. It was this occurrence of basic rocks which made me choose the traverses S and SW of Lamayuru in the course of my 1976 expedition. As I expected, the basic rocks are associated with flysch and turned out to be an outlier of a thrust sheet derived from the Indus Zone. But there is not only the flysch-basic volcanics outlier building up the highest sombre coloured peaks of the Spongtag area, for this unit is underlain by a thick sequence of black argillites, in which light limestone klippe stand out in many cliffs (figs. 8–11 on pls. 6–8). It is the Lamayuru Unit, which forms this spectacular landscape. Like in the Indus Zone ophiolitic melange belts separate the different tectonic units. The discovery of the Spongtag outlier proves that the structural units of the Indus Zone were thrust towards the SE for a distance of at least 30 km and covered the Tibetan Zone of Zanskar. This is particularly important for the right interpretation of the structure as all the thrust planes of the Indus Zone dip towards SW suggesting "counterthrusts".

I now continue with the description starting with the basal portions of the Spongtag outlier. The Kioto Limestones of the Tibetan Zone described in the previous chapter, are tightly folded and in the Spongtag area their beds are vertical or even dip NE. To the S the multicoloured series, 60 to 120 m thick follows after a 4 m band of black silty slate. There might be doubt whether in Spongtag these multicoloured limestones are in

* A historical remark may be necessary as FRANK et al. (1977, p. 106) note that the Spongtag Klippe was discovered by LA TOUCHE and described by MAC MAHON (1901). This is not correct because LYDEKKER reported about the occurrence in 1883, as referred in my 1977 b paper, whereas LA TOUCHE took two samples of serpentinite, probably on the trip when he rediscovered the nummulitic rocks of Zanskar (publication 1888). Neither LA TOUCHE nor MAC MAHON (1901) dealt with the geological aspects of the Spongtag occurrence. In 1976 I discovered the tectonic nature of the Spongtag rocks and reported about my finds at the 1976 Colloquium in Paris (referred in the discussion part of the Geology publication on p. 525).

tectonic contact with the Kioto Limestone or whether they also belong to the Tibetan Zone. The multicoloured limestones, however, can be traced to the Shillakong (500 m thick there) and further to the Kangi Valley. There flysch rocks in form of squeezed lenticular bodies measuring several tens of meters occur in the multicoloured limestones near their contact with the Kioto Limestone. The flysch rocks are fine-grained, green-grey sandstone and silty slates. The occurrence of the flysch klippen close to the contact between the Kioto Limestone and the multicoloured series indicates that the two formations join along a tectonic plane. In the Kangi Valley the multicoloured series overlies the Kioto Limestone, steeply dipping SW. The reverse can be observed in the Shillakong and Spontang Valleys, and therefore BASSOULLET et al. (1978) opine that the whole limestone belt, their "Shillakong Unit", forms an allochthonous mass on the Lamayuru Unit. However, the steep north-eastern dip observed in the bottom of the valleys becomes vertical, and finally SW if followed up to the high mountains framing the valleys (figs. 8, 9 on pls. 6, 7). This observation, the regional extent, and the arrangement of the tectonic zones suggest that the Lamayuru Unit was thrust over the limestone belt and not the reverse (FUCHS, 1977 b). I regard the multicoloured limestones between the Kioto Limestone and the Lamayuru Unit, or in the basal portions of the latter as dragged from the northern marginal parts of the Tibetan Zone.

From the trail leading from the Spontang to the Shillakong Valley via Snuzi La a series of small lenticular bodies of serpentinite were observed along the boundary between the above dealt multicoloured limestones and the black argillites of the Lamayuru Unit (fig. 9 on pl. 7; fig. 12). Certainly these ultramafic rocks mark a tectonic plane. W of the pass

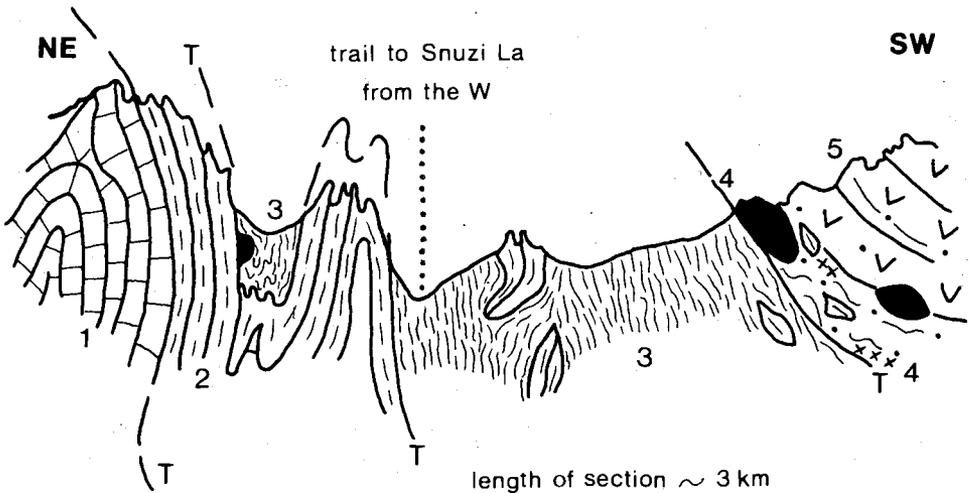


Fig. 12: Section W of Snuzi La seen from Shillakong Valley (Zanskar)

1 Kioto Limestone (Tibetan Zone)

2 multicoloured limestones

3 Lamayuru Unit containing limestone klippen and serpentinite (black)

4 ophiolitic melange: flysch, serpentinite, limestone klippen and radiolarian cherts

5 basic volcanics, peridotite and flysch

T thrusts

Spontang outlier

"

"

"

the black argillites form a steep isoclinal synform in the multicoloured series. This synform does not reach the bottom of the Shillakong Valley. (fig. 12). It is a common observation that in the Lamayuru Unit the klippen of the multicoloured limestones occur predominantly in its basal portions. This fact and the intensive steep folding after thrusting are explaining why the klippen are frequent in topographically low terrain and are rare in the higher regions.

Besides the multicoloured limestones also quartzites of the type of the Quartzite Series and Kioto Limestone occur as klippen in the Lamayuru Unit, but are less common. The Lamayuru Formation is composed of dark grey to black argillites, marls, and some calcareous, or silty, sandstone layers and resembles closely that of the type area. These soft rocks make up the groundmass for the klippen, which come out as steep cliffs. The result is a scenery of spectacular contrasts (figs. 8–11 on pls. 6–8).

The upper boundary of the roughly 1000 m thick Lamayuru Unit is formed by an ophiolitic melange zone dipping SW at medium angles (figs. 9–11 on pls. 7, 8; fig. 12). It is composed of a variety of rocks: A flysch sequence of grey slates, silty slates, green-grey sand- and siltstones, fine breccias exhibits disturbed bedding (e.g. slump structures) and flute casts. The sandstones are felspathic and ill-sorted, the grains being angular and of low sphaericity. Mixed with the flysch there are large lenticular bodies of serpentinite, bright red, grey, and green radiolarite, probably Triassic limestones, calc schists, quartzite, etc. Volcanic rocks are abundant in that series. Fine-grained diabase, pillow lavas, amygdaloidal lavas, green and red porphyrites showing phenocrysts of hornblende, augite, and feldspar, medium-to coarse-grained dioritic to gabbroidic rocks, red-green coloured agglomerates and volcanic breccias, and tuffs containing also carbonate rocks as components. The primary contact between Triassic limestone and a basic volcanic rock was observed in a block. BASSOULLET et al. (1978, p. 565) report about a primary contact between a red ammonite bearing limestone of Hallstatt facies and agglomerates.

In the course of my hurried survey I just touched the basal portions of the flysch-ophiolite unit of Spongtag. It appears that the ophiolitic melange zone, characterized by the serpentinites and exotic blocks, passes into the overlying complex of flysch and basic volcanics, which is several hundred meters thick. The coarse-grained, dark green peridotites, which yield the brown coated boulders so frequent in the rivers, were not observed in situ. I suppose that they have a rather high position within the thrust mass.

Dr. A. DAURER (Geol. B.-A., Vienna) kindly examined two of my peridotite samples and gave the following description: The heteroblastic rock shows no orientation of the minerals. It consists of fresh olivine (46 vol. %), coarse-grained orthopyroxene (probably bronzite, 35 vol. %), clinopyroxene (10 vol. %), chromite (1 vol. %) and ore (1 vol. %). Amphibole (7 vol. %) of the grunerite-cummingtonite series forms aggregates of colourless needles growing after the deformation and replacing clino- and orthopyroxene. The replacement product of clinopyroxene seems to be grammatite, of orthopyroxene cummingtonite correspondingly. There is also incipient serpentinitization of bronzite. The secondary effects are observed in one of the samples, which is also rather cataclastic. The preserved and fresh specimen seems to be derived from the central portion of the peridotite body. The peridotites are best termed harzburgite-lherzolites.

A dioritic rock consists of idiomorphic plagioclase (ca. 35% An, 50 vol. %) pale green hornblende (43 vol. %), quartz (2 vol. %), chlorite (2 vol. %), sphene (2 vol. %) and ore (1

vol. 2). The foliated rock also shows transversal shearing with growth of chlorite-epidote aggregates.

We find the following tectonic sequence in the northern Spongtang area (figs. 8–12):

6. peridotite
5. flysch and basic volcanics
4. ophiolitic melange
3. Lamayuru Unit
2. multicoloured limestones dragged from the northern part of the Tibetan Zone
1. Tibetan Zone steeply folded

Pl. 1 shows that the higher units (4–6) do not continue towards the WNW as wrongly drawn by BASSOULLET et al. (1978, fig. 1). In the Shillakong Valley the units 4–6 are confined to the high mountains SSE of the valley. The Lamayuru Unit, however, builds up a wide area in the upper Shillakong and Chomo Valleys. The ridge closing the Chomo Valley in the S consists of Kioto Limestone dipping NE beneath the dark argillites of the Lamayuru Unit. This limestone of the Tibetan Zone is folded together with the overlying Lamayuru Unit in the upper Kangi Valley (S of Kilchu). There is also some possibility that the series between the Kangi La Flysch and Kilchu, to which the above Kioto Limestone belongs, represent a frontal (lower) subunit of the Lamayuru Unit and thus are derived from N of the Tibetan Zone. S of Kangi and at this village itself a belt of black argillites of the Lamayuru Unit crosses the Kangi Valley. These two argillite zones are separated by a ridge formed by multicoloured limestones representing an anticline, which plunges SE-wards in the Chomo Valley (pl. 1–3). The map clearly shows that the units building up the Spongtang Klippe strike into the air towards the NW. So one might expect that not far NW of the Kangi Valley also the Lamayuru Unit might end. But FRANK et al. (1977, p. 106) report about peridotite boulders found at Bod Kharbu, which hints to the possibility that the outlier widens again in the Kharbu Valley, and even the highest units are preserved in an axial depression.

The described areal extension of the subunits of the Spongtang outlier is evidence that the belt between Kangi La Flysch and Kilchu is lower than the Lamayuru Unit, either being Tibetan Zone or representing a lower subunit of the Lamayuru Unit (?). The northern carbonate belt is explained as autochthonous belonging to the Tibetan Zone (FUCHS, 1977 b), or as an allochthonous mass overlying the Lamayuru Unit (BASSOULLET et al., 1978, figs. 1, 2, p. 565). I am convinced that this latter interpretation is wrong for the following reasons:

1. There is no indication that limestones of the „Shillakong Unit“ overlie the ophiolites of the Spongtang Klippe.
2. It is highly improbable that the thick flysch-ophiolite complex composing the Spongtang Klippe has its root between the Lamayuru Unit of Spongtang and the carbonate belt (“Shillakong Unit”), where a few small serpentinite bodies are found only.
3. There is also no indication that the Lamayuru Unit of the type area represents a dome or window.
4. According to the explanation of the French geologists (fig. 2) the root of the Shillakong Unit is to be expected between the ophiolite zone N of Lamayuru and the Dras Flysch-Volcanic belt, which does not seem to be probable either.

My explanation (1977 b) is that the carbonate belt in question (“Shillakong Unit”) represents the northern part of the Tibetan Zone, and thus is the lowest unit. The symmetric ar-

range of the tectonic zones in the SW and NE of this carbonate belt suggests that it was in turn overridden on subhorizontal thrust planes by the Lamayuru Unit, the Dras Flysch-Volcanic Zone, and the peridotites probably derived from the ophiolitic melange belt N of the Dras Zone. Along the boundaries between these units ophiolitic melange is very common. In the Spongtang area the above tectonic sequence was preserved, whereas the extreme compression, later to the low angle thrusting, brought about the inversion of the whole tectonic succession in the Indus Zone. In all the sections (pl. 2) the deformation by folding or wedge structures increases from the inner parts of Zaskar towards the NE, to the Indus Zone. The vergency of these later movements was NE, opposed to the earlier thrusts, and led to the overturning. Thus the "counterthrusts" of the Indus Zone are actually steepened, finally overturned older thrust planes, along which the thrust masses were originally displaced in south-western direction, as documented by the large outliers described by HEIM & GANSSER (1939, Amlang La, Jungbwa) or the comparatively small klippe of Spongtang. Possibly during the late compression the older thrust planes could have been re-activated and NE-directed movements occurred. But these displacements were of less importance than earlier thrusts, and were not the cause for the formation of the major tectonic belts and the order in which they are arranged. ANDRIEUX et al. (1977) come to the same conclusions.

5. The relation of the Tibetan Zone to the Central Crystallines

The Tibetan or Tethys Zone, as elsewhere in the Himalaya, follows above the Central Crystalline, which builds up the Great Himalayan Range or at least its basal portions. In literature the Crystalline is often called "Precambrian basement of the Tethys Zone".

From all my traverses and also from the observations of many other workers I came to the conclusion that nowhere in the Himalayas apparently there is proof of a transgressive contact of the sedimentary series with the Crystalline. A sharp boundary can not be drawn, and by decrease in metamorphic grade the crystallines pass into slightly altered sedimentary series. Generally this transition occurs in the basal, Early Palaeozoic succession of the Tibetan Zone. In south-western Ladakh, however, the passage into the crystallines concerns much younger beds: The Permo-Triassic series are already metamorphosed N of Rangdum, and the Panjal Trap is the oldest formation still identifiable. All the underlying Palaeozoic formations have become part of the mica schist-gneiss complex and are no more recognizable. W of Rangdum, down the Suru Valley, the alteration increases and the Panjal Trap is represented there by biotite-hornblende gneiss and amphibolite.

Also S of Rangdum along the road to Pense La it can be observed that in the syncline, S of the two-mica granite-gneiss intrusion, the Upper Palaeozoic-Triassic series show the metamorphic grade of the amphibolite facies.

In the region of Suru (Panikar) and the Chilung Pass the mica schists and gneisses contain garnet, kyanite, and staurolite. In the midst of these amphibolite facies rocks there are remnants of folded Triassic series. They are altered to marble and calc-mica schist, and form conspicuous folds in the Chilung Valley at its bifurcation. The partly garnetiferous amphibolites accompanying the carbonates may represent the Panjal Trap.

W of the Chilung Pass, in the Kainthal Nar Valley (also named Bhot Kol Valley) the grade of alteration decreases gradually in NW-direction. It can be traced how the high

grade metamorphic rocks pass into the only slightly altered Palaeozoic-Mesozoic succession of Kashmir. The marbles of the Nun Kun area extend into the Triassic of the Shesh Nag-Zoji La region, as correctly shown on LYDEKKER's map (1883).

Thus in the Nun Kun region the Alpine metamorphism reaches up into extraordinary high levels of the Palaeozoic-Mesozoic succession of the Tibetan Zone. I assume some relation with the also locally intensified metamorphism reported from the Nanga Parbat area (MISCH, 1936, 1949). The folded marbles there, associated with schistose basic rocks, recall the altered Upper Palaeozoic-Triassic series of the Nun Kun region. So the "Salkhalas" of the Nanga Parbat area might turn out to be much younger than Precambrian.

6. Conclusions

Geological work in Ladakh is of importance as it gives us information about the northernmost zones of the Himalaya and the relation to the Transhimalaya. Let us first deal with the reconstruction of the depositional basins.

Sediments of the Tethys are found in several synclinoria in the NW-Himalaya. The southernmost are those of Kashmir and Chamba, which show certain facial peculiarities and the strongest influence from the Indian subcontinent (see FUCHS, 1975). The Tibetan Zone of Spiti-Ladakh was deposited N thereof, but was continuous with the above mentioned synclinoria before the great morphogenetic phase, which led to the formation of the Great Himalayan Range. Therefore it is not surprising that there are facies similarities between the Kashmir-Chamba succession and the south-western portions of the Tibetan Zone (e.g. occurrence of the Panjal Trap, facies of the Triassic). The younger formations of south-western Ladakh exhibit much resemblance with Spiti, which forms the lateral continuation.

As shown in chapter 5 there is no crystalline basement existing beneath the sedimentaries of the Tibetan Zone in the SW. From the descriptions of HAYDEN (1904), BERTHELSEN (1953) and others I also doubt the existence of a „Precambrian basement“ underlying the Tibetan sediments in the NE.

Towards the NE the facies of the Mesozoic formations of the Tibetan Zone becomes diversified. Below the Quartzite Series and Kioto Limestone, which form a continuous horizon in the Himalayas, we find the development of dark silty slates in central Zaskar instead of the banded limestone-dolomite sequence of SW-Ladakh. Further N the Kioto Limestone is directly underlain by the thick multicoloured banded carbonate-argillite succession. This indicates a complicated facies pattern for the Triassic (older rocks are not exposed in the area of investigation): The epicontinental development of Kashmir and the southern Tibetan Zone is replaced by trough sedimentation in central Zaskar and again by a shelf, in the N, where the multicoloured carbonates were deposited. N of that swell the Lamayuru Unit shows typical trough sedimentation (pl. 3 A). As noted in chapter 2.3. I explain at least part of the klippen in the Lamayuru Unit as former facies interfingerings between the Lamayuru basin facies and the multicoloured shelf facies. During thrusting they were deformed to tectonic blocks. This facies scheme is derived from the tectonic pattern, which I regard as the more probable one (pl. 2, 3 A). However, the basin facies (Kong) was observed in the Kangi-Kangi La section only, and thus my interpretation is based merely on one section, which implies some uncertainty. There appears also

the possibility that the Triassic basin facies observed between Kilchu and the thrust onto the Kangi La Flysch represents a lower tectonic subunit (Kong Subunit), L. 1 of the Lamayuru Unit. In this case its source was between the latter and the Tibetan Zone, and a trough between the shelves needs not be assumed. An argument against this interpretation is the presence of the multicoloured limestones in both the Lamayuru Unit and the northern Tibetan Zone, whereas they are missing in the Kong Subunit, which should have its source in between (pl. 3 B). The difficulty may be avoided by the assumption that the dark silty facies of the Triassic comprises the higher levels only, immediately below the Quartzite Series, and the multicoloured limestone facies is connected with the klippen of the Lamayuru Unit in lower levels not exposed in the Kong Valley. The advantage of this assumption (pl. 3 B) is that the dark silty facies is between the shelf facies and the trough facies of the Lamayuru Unit, and thus indicates a continuous deepening from the platform to the trough. A decision can only be reached after the adjoining areas are mapped. Anyhow, the facies differences between the southern, central, and northern parts of the Zaskar Synclinorium and the abrupt change along tectonic lines show that the original facies pattern must have been considerably disturbed. According to pl. 3 A the Tibetan Zone exhibits fold and schuppen structure, whereas the interpretation B implies that the Kong Subunit was thrust from the northern margins of the Tibetan sedimentary belt.

The existence of an autochthonous Upper Cretaceous flysch in the Tibetan Zone of Zaskar is of special interest, because the only instance hitherto reported was in northern Kumaun (HEIM & GANSSER, 1939). There is no doubt that the Kangi La Flysch follows stratigraphically above the preceding Tethyan formations. Contrasting to the flysch of the Indus Zone neither volcanic rocks were found associated with the flysch nor any exotic blocks. These series are confined to the Spong tang outlier, which, however, forms a higher thrust sheet and has nothing to do with the Kangi La Flysch. The deposition of flysch approximately 1000 m in the Upper Cretaceous indicates a phase of strong subsidence after a long period of platform sedimentation. But this phase was of short duration, for the Maestrichtian limestones succeeding the flysch, document a new phase of shallow sedimentation.

The multicoloured argillaceous-arenaceous beds following the Maestrichtian limestones probably mark the end of sedimentation in the Zaskar Synclinorium. Unfortunately their age is not fixed.

All the sedimentary zones from the Lesser Himalaya to the NE to the Lamayuru Unit show certain facial relations with each other. Therefore they were deposited in belts adjoining the Indian Subcontinent in the N the latter influencing even the northern Tethyan zones (Upper Palaeozoic tillites, Gondwana flora and fauna, etc.) So it is not possible to place the "actual" suture - the "Mid-Himalayan Suture" - along the base of the Main Central Crystalline (SRIKANTIA & BHARGAVA, 1978, p. 56). There are too many facies relations crossing this tectonic line to assume the Himalayan zones N and S of the M.C.T. to belong to different continents, as the above mentioned authors, KANWAR (1970), and others do.

The stratigraphic record of the Dolpo Synclinorium of Nepal shows instable periods with rapid subsidence alternating with periods of stable shelf conditions, and so FUCHS (1977 a, p. 211) terms the Tibetan basin a miogeosyncline. Contrary COLCHEN (1975, p. 92) and LE FORT (1975, p. 14) envisaged platform conditions. In the Zaskar Synclinorium, however, the exposed Mesozoic succession is predominantly of platform type. A

downbuckling in the Upper Cretaceous is indicated by the Kangi La Flysch, and is caused by the Himalayan orogenesis.

Contrasting to the Zaskar Synclinorium the Lamayuru Unit exhibits typical basin facies in the Triassic to Cretaceous (?). The depth of the water was not extreme, but the thick, ill-sorted sequence indicates typical trough conditions. I think that the term eugeo-syncline is justified, though the Lamayuru Formation is not associated with volcanism.

The Dras Flysch-Volcanic belt and the Indus Flysch are difficult to compare with the zones adjacent to the S, because they are composed only by Mid to Upper Cretaceous (Early Tertiary?) series and basic to intermediate volcanics formed contemporaneously. This strong volcanic activity distinguishes the Upper Cretaceous flysch of the Indus Zone from the Kangi La Flysch. There are also shallow-water limestones (Khalsi Limestone) associated with the Indus Flysch.

The Cretaceous flysch sedimentation and volcanism indicate the beginning of the Himalayan orogenesis and the trough of deposition probably was initiated by that event. Unfortunately we do not know the basement of the Cretaceous succession. It may be represented by the rocks composing the ophiolitic melange zones.

The Indus Molasse documents a later stage (Eocene-Miocene) in the development of the Himalaya. In the course of the orogenic events the marine synorogenic flysch sedimentation has come to an end, and the products of beginning decomposition were deposited in a continental basin. The Indus Molasse transgresses on the huge Upper Cretaceous-Early Tertiary Ladakh intrusive mass.

The ophiolitic melange zones (GANSSE, 1974) with their exotic blocks certainly document that much space has been consumed between the individual belts of the Indus Zone. But it is impossible to say how far the Lamayuru Unit, Dras Zone, and Indus Flysch were separated from each other.

Now the tectonics shall be considered.

The Zaskar Synclinorium shows open Jura type folds in its south-western portions. The style of deformation corresponds very well with other parts of the Tibetan Zone, the vergency, however, is uniform, distinctly SW, which like in Kumaun is an exception. This seems to be caused by the higher nappes which have overridden the Tibetan Zone in Kumaun and Ladakh. The intensity of deformation increases as we go towards the NE, to the Indus Zone. The northern portions of the Zaskar Synclinorium are subvertical, tightly folded, and show wedge structures.

There are schuppen structures between the southern, central, and northern parts of the Zaskar Synclinorium unfortunately the magnitude of displacement is not exactly known. As discussed earlier it is also possible that the Kong Subunit is a detached mass derived from near the boundary to the Lamayuru Unit. But the Spiti-Zaskar Synclinorium as a whole is definitely autochthonous.

In the central parts of the Zaskar Synclinorium the Spongtang Klippe rests on the series of the Tibetan Zone. This outlier consists of several tectonic units. Immediately above the Kioto Limestone of the Tibetan Zone separated by a few meters of black argillites or blocks of flysch multicoloured limestones follow. They are dragged from the northern marginal parts of the Tibetan Zone by the overthrusting Lamayuru Unit. Lenticular bodies of serpentinite between the Lamayuru Formation and the multicoloured limestones indicate a tectonic contact. Multicoloured limestones however, are also found within the Lamayuru Unit forming many of the klippen. These limestones, however, are

not to be confused with the exotic blocks. Like blocks of Kioto Limestone or the Quartzite Series they are either tectonically derived from the adjacent Tibetan Zone or represent the remains of former facial interfingerings. The exotic blocks, however, are of unknown source, and appear to be confined to the melange zones. A conspicuous ophiolitic melange zone separates the Lamayuru Unit from the succeeding flysch-volcanic series. The peridotites seem to take the highest position. Thus the Spongtang outlier consists of a number of thrust sheets, which cannot be explained by the synsedimentary gliding mechanism envisaged by SHAH (1976). The fact that the autochthonous flysch of the Tibetan Zone (Kangi La) is free of klippe does not support the hypothesis of SHAH either.

The tectonic succession in the Spongtang region matches very well with that of northern Kumaun and southern Tibet (HEIM & GANSSER, 1939; GANSSER, 1964, 1974, 1976). There the Jungbwa Nappe composed of very similar peridotites forms the highest and much extended unit. It is underlain by the Kiogar Nappe consisting of ophiolitic melange. In the type region the Kiogar Nappe overthrusts the flysch of the Tethys Zone, but further N it rests on thick dark coloured argillaceous series partly being also arenaceous and calcareous. These flyschoid series were studied by GANSSER along the Mangshang River N to Shinglabtsa and at Jungbwa, where they were termed the Raksas Series (HEIM & GANSSER, 1939, p. 167–169). GANSSER regards these series as an extraordinary thick development of the Spiti Shales (Upper Jurassic – Lower Cretaceous). The sporadic fossils show that these argillaceous series also comprise the Lower and Middle Jurassic. The description of the lithology recalls the Lamayuru Formation, and the tectonic position is exactly the same. The limestone klippe, which are so common in the Lamayuru Unit, appear to be missing in Tibet, but the limestone “which projects out of the badly exposed region over a long distance in the shape of a crest” (1939, p. 167, fig. 137) may represent a klippe. Thus I suppose that the Lamayuru Unit is a regional stratigraphic – tectonic element like the Kiogar or Jungbwa Nappes, which are found in Ladakh as well as in southern Tibet.

BERTHELSEN (1953, p. 364–365) reports about the serpentinite occurrence in the Karzok Valley, W of Tso Morari (Rupshu), which he explains as a second ophiolite belt parallel to that of the Indus (1951, pl. 1). Close to these ultrabasic rocks there are dark slates, phyllites alternating with blue limestone, and grey, thin-bedded quartzitic schists. These series accompanying the serpentinites might represent the Lamayuru Unit. From my experience of the Spongtang outlier and considering GANSSER's reports about southern Tibet I follow GANSSER (1964, p. 74, 78), who explains the Rupshu serpentinites as an outlier and not as a suture zone. In the Spongtang area strong compression after the thrust movements has led to tight folding of the northern parts of the Tibetan Zone, of the Lamayuru Unit, and the separating thrust planes. I suppose that the ultrabasics of Rupshu were folded together with the adjoining formations in the course of this late tectonic phase and came into their SW-dipping position. In this way they probably were preserved from erosion.

After dealing with the allochthonous masses resting on the Tibetan Zone I want to discuss the source of the thrust sheets. Judging from the material there is not much doubt that they are derived from the Indus Zone. This is very important as all the structural planes in the Indus Zone dip towards the SW, giving the impression of NE-directed thrust movements (“counterthrust”): The limestones of the Tibetan Zone appear to override the Lamayuru Unit which follows above the Dras Zone. The Spongtang outlier, however,

shows the reverse sequence and this, in my view, reveals the original tectonic succession. Considering the tectonic sequence in the Spongtang outlier and the order of the zones in the Indus belt (see pl. 1) I connect the units as indicated in pl. 2 and 3, which is conform with ANDRIEUX et al. (1977), but differs considerably from the tectonic interpretation of BASSOULLET et al. (1978). My arguments are given in chapter 4. Indisputable, however, is the fact that the Spongtang thrust mass is displaced from the Indus Zone for at least 30 km in south-westerly direction. This agrees well with southern Tibet, where GANSSER reports thrust distances of even 60–80 km. Thus nappes were squeezed out from the Indus Zone and moved over the Tibetan Zone adjacent in the SW.

From the above it is concluded that the entire sequence of tectonic units of the Indus Zone is inverted. In my view this inversion is related with the late compression, which also caused the intensive folding of the ready pile of nappes. As mentioned earlier in this paper the effect of this late compression increases, if we approach the Indus Zone. The tectonics of that zone are evidence for extreme compression. This is easily understood as the Indus Zone is a root zone, but the deformation was further intensified by the mentioned compressional phase after the thrusting. In view of this facts and considering the structural pattern of the Indus Zone it is hard to understand when SRIKANTIA & BHARGAVA (1976, 1978) explain those structures by the assumption of tensional forces. Contrary to the statement of these authors on p. 56 (1978) blue schist metamorphism is reported from the Indus Zone by FRANK et al. (1977, p. 104) and low temperature-high pressure metamorphism by S. KUMAR (1978). From the western continuation of the Indus line DESIO records the recent discovery of glaucophane schists (1978, p. 18).

After the regional overturning it is likely that along the pre-existing structural planes movements were directed NE (counterthrusts). But it should be stressed that these movements just modified the earlier structures – the tectonic units and their order of arrangement were formed before in the course of the nappe movements.

The question of the age of all these events is very important.

The Giumal Sandstone of Lower Cretaceous age is the first indication of the approaching Himalayan orogenesis. With the upper Lower Cretaceous the Indus and Dras Flysch sedimentation started. The huge basic volcanic masses then produced, show the magnitude of the disturbance. The platform sedimentation of the Tibetan Zone was interrupted in the Upper Cretaceous by the sedimentation of the Kangi La Flysch. In the Maestrichtian shallow water conditions were restored. From the Lamayuru Unit, this Triassic-Cretaceous (?) eugeosynclinal trough, we have no indication when the sedimentation ended.

Definitely post-Maestrichtian, probably in the Early Tertiary (Eocene) the nappe movements started. Along thrust planes reaching deep into the mantle the ophiolitic melange was formed: Slices of the mantle, oceanic crust, and pelagic sediments (radiolarites, exotic blocks) were mixed with flysch and associated volcanic material. The flysch trough was deformed and the Lamayuru Unit, ophiolitic melanges, Dras Flysch-Volcanic belt, Indus Flysch, and peridotites were thrust from the Indus Zone onto the adjoining Tibetan Zone.

In Late Cretaceous-Early Tertiary times the huge granodiorite batholith of the Ladakh Range intruded. According to FRANK et al. (1977, p. 110) the geochemical properties suggest that the intrusives were formed from recycled oceanic crust.

After the nappe movements a continental trough remained, where the Indus Molasse was deposited, transgressing on the south-western flank of the Ladakh batholith.

Probably in the Miocene, when the great nappe movements of the Lesser Himalaya occurred and the beginning of the Siwalik sedimentation indicates a major disturbance, the Indus Zone was subdued to severe compression. The ready pile of nappes was tightly folded and the whole root zone became inverted. Former tectonic planes were re-activated, and structures directed NE, towards the Transhimalaya, were formed along the Indus Zone. At that time or somewhat later the Indus Flysch belt overrode the Indus Molasse adjoining in the NE putting an end to the molasse sedimentation in this interior zone.

The drainage pattern came into being and thick alluvial masses were deposited in the Inner Himalaya. This was certainly caused by the morphogenetic phase, when the rivers flowing from the Tibetan Plateau to the Punjab or Ganga Plains were dammed up by the growing Himalayan ranges. Lake deposits (e.g. at Lamayuru) and raised river terrasses high on the flanks of the valleys are tests of the intensive uplift which is still going on.

Finally a few words concerning plate tectonics: Long before the birth of the "New Global Tectonics" HEIM & GANSSER (1939), based on ARGAND's work (1922), stressed the importance of the Indus Zone. Since the advance of plate tectonics the Indus region plays an essential role as suture zone in the diverse plate tectonic models (CAREY, 1955; GANSSER, 1964, 1966, 1974, 1976; DEWEY & BURKE, 1973; CRAWFORD 1974; LE FORT, 1975; POWELL & CONAGHAN, 1973, 1975; MOLNAR & TAPPONIER 1975, and others).

The reader therefore might be surprised that in the present paper the plate tectonics vocabulary is missing. The paper aims to contribute to the geological knowledge of western Ladakh, and from work in this rather restricted area definite conclusions on such hypotheses are not to be expected. Investigations on a much larger scale are necessary for such decisions. It is indisputable that an oceanic belt, the Tethys, showing a variety of facies has been deformed and that the planes of disturbance reached down into the mantle. The nappes are proof for large scale horizontal displacements. But these facts are equally explained by "conservative" orogenic theories as by plate tectonics. I feel that at the present state of knowledge gathering of further data is more essential than to subscribe the one or the other hypothesis.

Acknowledgement

The financial support granted by the "Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung" and the "Kulturamt der Gemeinde Wien" enabled me to carry out geological research in Ladakh. Part of the travel expenses were covered by the Indian Government which invited me to the 1976 Intern. Seminar on Himalayan Geology. I am very much indebted to all these institutions for their assistance. Hofrat Prof. Dr. F. RONNER, Director of the Geologische Bundesanstalt, endorsed my application for leave at the "Ministerium für Wissenschaft und Forschung". I am very much grateful for this aid and for getting leave.

Further I owe thanks to the "Zeichenabteilung" of the Geol. B.-A. for the preparation of the illustrations and to Mrs. S. Kneisz for typing the manuscript.

To Prof. Dr. F. STEFAN I am very much obliged for going through my manuscript from linguistic point of view.

Literature

- ANDRIEUX, J, BRUNEL, M. & SHAH, S. K.: La Suture de l'Indus au Ladakh (Inde) – C. R. Acad. Sc. Paris, t. 284, Ser. D, 2327–2330, Paris 1977.
- ARGAND, E.: La tectonique de l'Asie. – 13th Int. Geol. Congr. (1922), p. 171–372, Liège 1924.
- 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, t. 286, p. 563–566, Paris 1978.
- 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.
- 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. Jolmo Lungma area, southern Tibet, China. – *Scientia Sinica*, Vol. 16, 2, p. 257–265, Peking 1973.
- COLCHEN, M.: Palaeogeographic and Structural Evolution of the Tibetan Area of the Nepal Himalaya (Annapurna Region). – *Himal. Geol.*, 5, p. 83–103, Delhi 1975.
- 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 Turkestan 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.
- 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.
- FRANK, W., HOINKES, G., MILLER, Chr., PURTSCHELLER, F., RICHTER, W. & THÖNI, M.: Relations between Metamorphism and Orogeny in a Typical Section of the Indian Himalayas. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 20, p. 303–332, Wien 1973.
- 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.: 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 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.
- GANSSER, A.: Geology of the Himalayas, p. 1–289, Interscience Publishers, John Wiley and Sons Ltd, London, New York, Sydney 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 (3), p. 479–507, Basel 1974.
- GANSSER, A.: The great Suture Zone between Himalaya and Tibet. A preliminary account. – *Colloques intern. C. N. R. S. No 268 – Écologie et Géologie de l'Himalaya*, Paris 1976.
- 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 (2), 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.
- HAYDEN, H. H.: The Geology of the provinces of Tsang and U in Tibet. – *Mem. G. S. I.* 36 (2), p. 122–201, Calcutta 1907.

- 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.
- JOSHI, V. K. & ARORA, R. K.: On the Palaeontological Finds in Zaskar Area, Ladakh, with Reference to the Permo-Carboniferous and Triassic Sequence. – Himal. Geol. Seminar, New Delhi 1976.
- KANWAR, R. C.: Himalayas and the Continental Drift. – Verh. Geol. B.-A., 1972 (2), p. 265–267, Wien 1972.
- 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. Jour. 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, Serpentes, 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 Volcanic, J & K State. – Journ. Geol. Soc. Ind. 6, p. 122–129, Bangalore 1965.
- MEYERHOFF, A. A.: Continental Drift: Implications of Paleomagnetic studies, Meteorology, Physical Oceanography and Climatology. – Jour. Geol. 78 (1), p. 1–51, Chicago 1970.
- MEYERHOFF, A. A. & TEICHERT, C.: Continental Drift III: Late Paleozoic Glacial Centers, and Devonian-Eocene Coal Distribution. – Jour. Geol. 79 (3), p. 285–321, Chicago 1971.
- MISCH, P.: Einiges zur Metamorphose des Nanga-Parbat. – Geol. Rdsch. 27 (1), p. 79–81, Stuttgart 1936.
- MISCH, P.: Metasomatic Granitization of batholithic Dimensions. – Amer. Jour. Sci. 247, p. 209–245, p. 372–406, p. 673–705, New Haven 1949.
- MOLNAR, P. & TAPPONIER, P.: Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. – Science 189, p. 419–426, New York 1975.
- 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.
- POWELL, C. MAC A. & CONAGHAN, P. J.: Plate tectonics and the Himalayas. – Earth & Planetary Sci. Letters 20, p. 1–12, North Holland Publishing Comp. 1973.
- POWELL, C. MAC A. & CONAGHAN, P. J.: Tectonic models of the Tibetan plateau. – Geology, Dec. 1975, p. 727–731, Washington 1975.
- 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.
- SHAH, S. K.: Indus Ophiolite Belt and the Tectonic Setting of the Malla Johar-Kiogad Exotics in Himalaya. – Colloques intern. C. N. R. S. No 268 – Écologie et Géologie de l'Himalaya, 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.
- 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.
- SINGH, M. P., NANDA, M. M. & SINHA, P. K.: The Lalakung Volcanics of the Zaskar Valley, Ladakh – Its Geological Setting, Petrography, Petrochemistry and a Comparative Study with the Panjal Volcanics of the Northwestern Himalaya. – Himal. Geol. Seminar, New Delhi 1976.
- SRIKANTIA, S. V. & BHARGAVA, O. N.: 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.
- STOLICZKA, F.: Geological Sections across the Himalayan Mountains from Wangtu Bridge on the River Sutej 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.

- 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.
- TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. – Mitt. österr. geol. Ges. 69, S. 291–351, Wien 1978.
- 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.

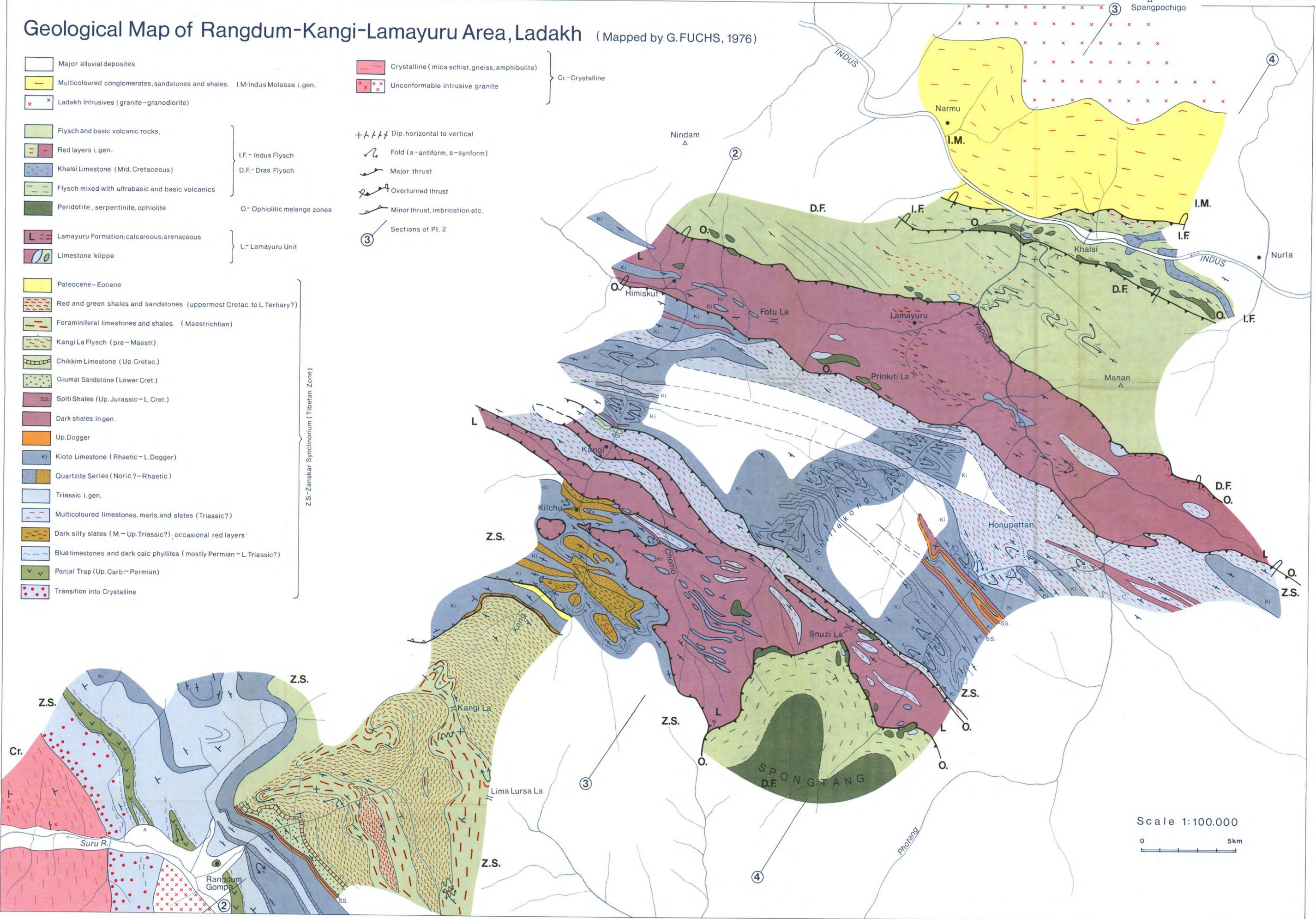
Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 2. 7. 1979.

Geological Map of Rangdum-Kangi-Lamayuru Area, Ladakh (Mapped by G. FUCHS, 1976)

- Major alluvial deposits
- Multicoloured conglomerates, sandstones and shales. I.M.-Indus Molasse i. gen.
- x x Ladakh Intrusives (granite-granodiorite)
- Flysch and basic volcanic rocks,
- Red layers i. gen.
- Khalsi Limestone (Mid. Cretaceous)
- Flysch mixed with ultrabasic and basic volcanics
- Peridotite, serpentinite, ophiolite
- Lamayuru Formation; calcareous; arenaceous
- Limestone klippe
- Paleocene-Eocene
- Red and green shales and sandstones (uppermost Cretac. to L. Tertiary?)
- Foraminiferal limestones and shales (Maestrichtian)
- Kangi La Flysch (pre-Maestr.)
- Chikkim Limestone (Up. Cretac.)
- Giupal Sandstone (Lower Cret.)
- Spiti Shales (Up. Jurassic-L. Cret.)
- Dark shales in gen.
- Up. Dogger
- Kioto Limestone (Rhaetic-L. Dogger)
- Quartzite Series (Noric?-Rhaetic)
- Triassic i. gen.
- Multicoloured limestones, marls, and slates (Triassic?)
- Dark silty slates (M.-Up. Triassic?), occasional red layers
- Blue limestones and dark calc. phyllites (mostly Permian-L. Triassic?)
- Panjal Trap (Up. Carb.-Permian)
- . . . Transition into Crystalline

- Crystalline (mica schist, gneiss, amphibolite)
- x x x Unconformable intrusive granite
- Cr.-Crystalline
- + / / / Dip. horizontal to vertical
- Fold (a-antiform, s-synform)
- Major thrust
- Overturned thrust
- Minor thrust, imbrication etc.
- ③ Sections of Pl. 2

Z.S.-Zaskar Synclinorium (Tibetan Zone)

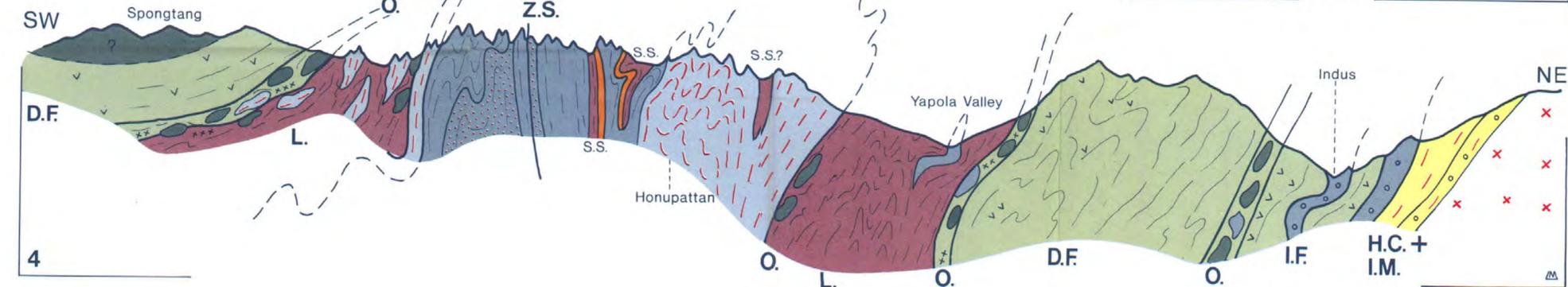
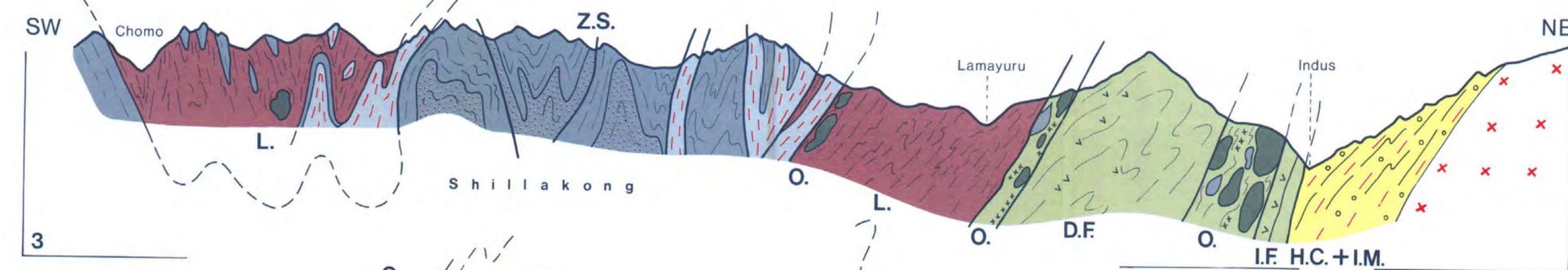
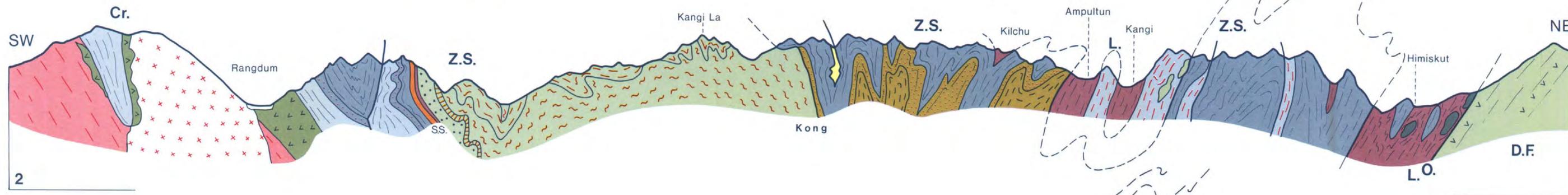
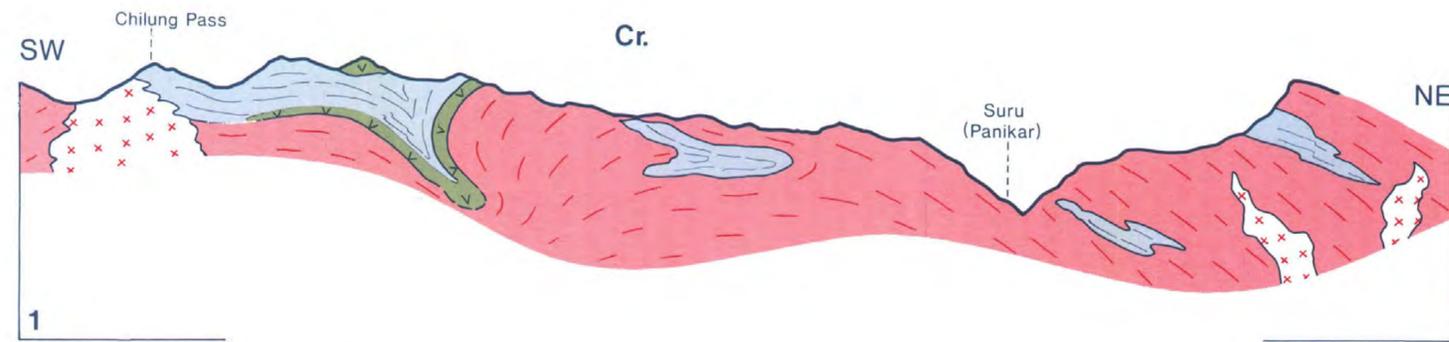


Scale 1:100.000
0 5km

Sections through the Zanskar Mountains G. FUCHS, 1976

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 122. Band, 1979 – Beilage 13
G. FUCHS Plate 2

Scale 1:100 000
(also vertical)
0 1 2 3 4 5 km

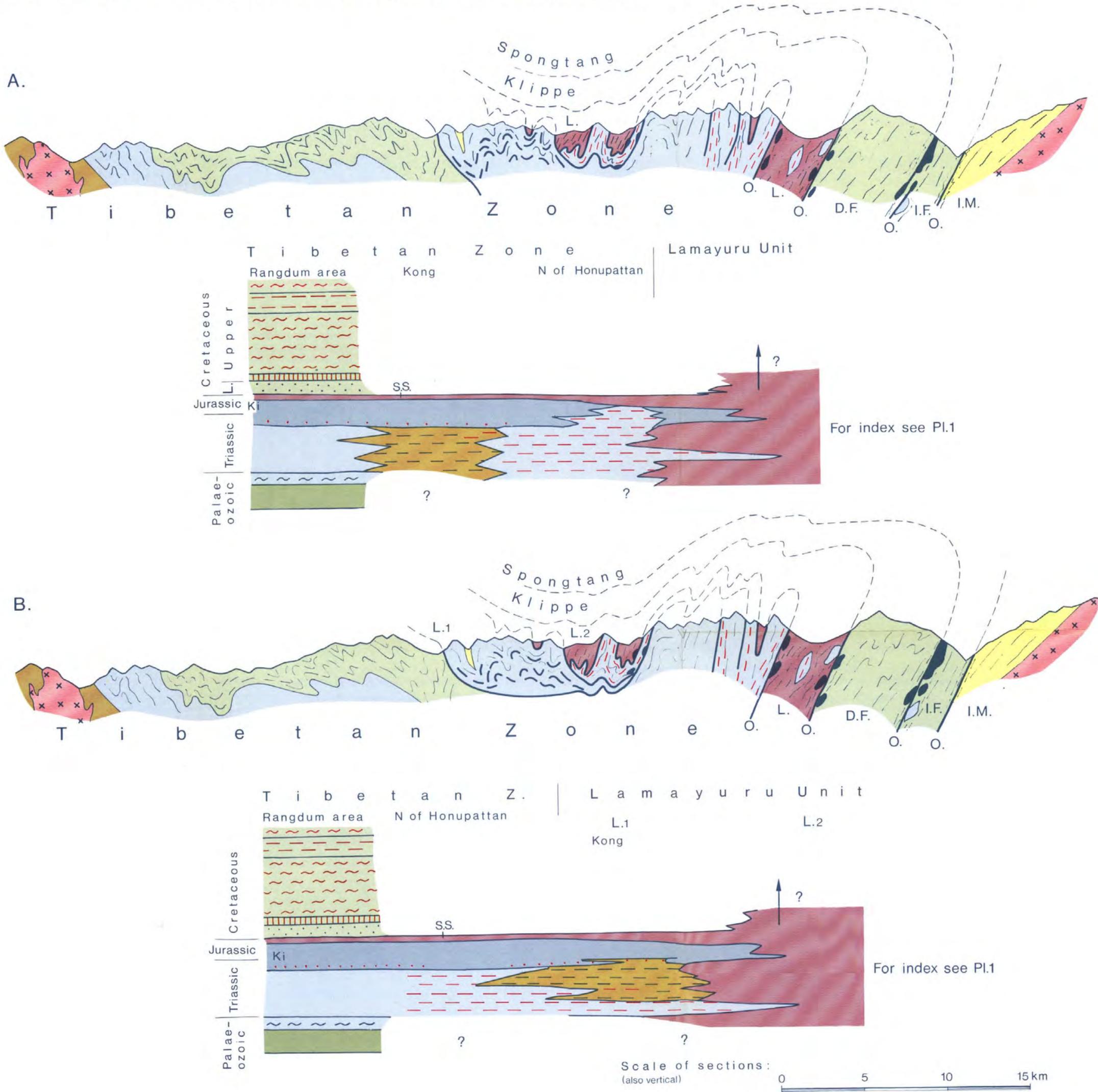


Z.S. = Zanskar Synclinorium (Tibetan Zone)

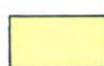
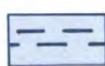
- | | | | |
|--|--|--|---|
| | Marls and limestones (Paleocene – Eocene) | | Dogger |
| | Red and green shales and sandstones (Uppermost Cretac. – L. Tertiary?) | | Kioto Limestone (Rhaetic – Dogger) |
| | Foraminiferal limestones (Maestrichtian) | | Quartzite Series (Noric? – Rhaetic) |
| | Kangi La Flysch (pre-Maestrichtian) | | Dark silty slates (Mi. – Up. Triassic) |
| | Chikkim Limestone (Up. Cretaceous) | | Multicoloured limestones and slates (Triassic?) |
| | Giurnal Sandstone (Lower Cretaceous) | | Permian to Up. Triassic |
| | Spiti Shales (S.S.) | | Panjal Trap (Permo – Carboniferous) |

- | | | |
|--|---|---|
| | Gneisses i.gen. | Cr. = Crystalline |
| | Metagranites – granite – gneisses | |
| | Ultrabasics (serpentinites) | O. = Ophiolitic melange zones |
| | Radiolarites | |
| | Lamayuru Fn. (Triassic – Jurassic); limestone klippe | L. = Lamayuru Unit |
| | Flysch; volcanics | D.F. = Dras Flysch
I.F. = Indus |
| | Khalsi Limestone (Mid. – Up. Cretaceous) | |
| | Multicoloured conglomerates, sandstones, shales, etc. | H.C. = Hemis Conglomerate
I.M. = Indus Molasse |
| | Ladakh Granite | |

Two tectonic interpretations and their consequences on the facies distribution



Index for the sections:

- | | | |
|--|---|---|
|  Tertiary (I.M.=Indus Molasse) |  Multicoloured facies of the Triassic |  Palaeozoic |
|  Cretaceous-Early Tertiary (D.F.=Dras Flysch, I.F.=Indus Flysch) |  Dark argillite facies of the Triassic |  Granites |
|  Triassic-Jurassic |  Lamayuru Unit (L.) |  Ophiolitic melange with ultrabasites (O.) |

For the index of the facies diagrams see Pl.1

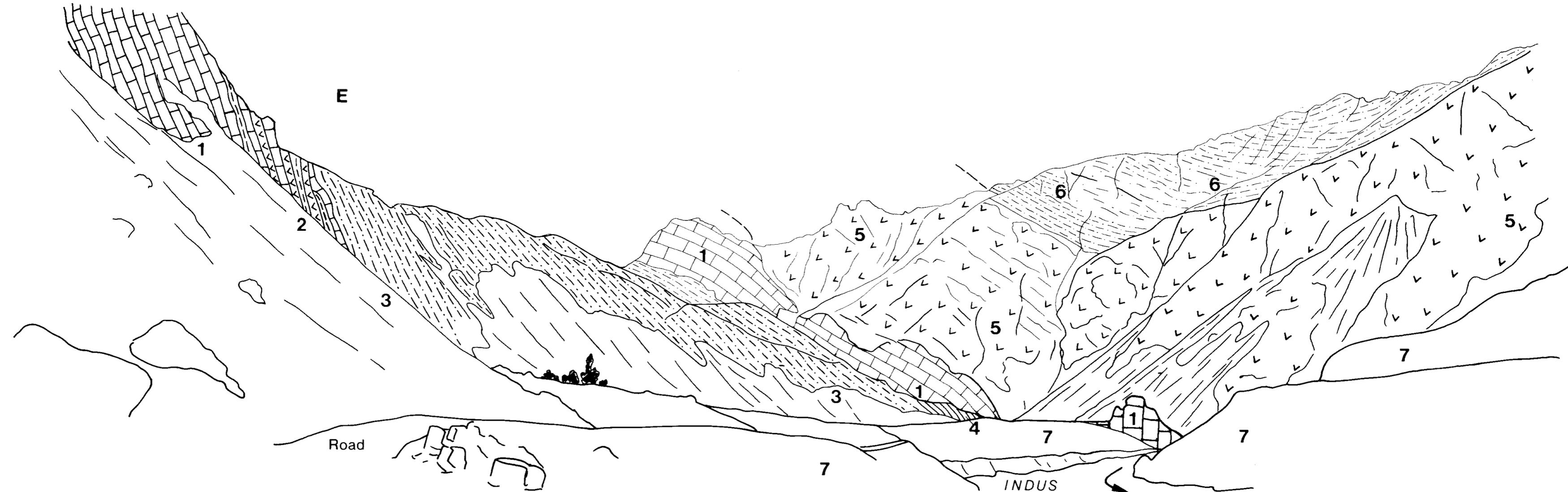


Fig:1A

For index see Fig.1 on Plate 5

Fig. 2



Fig. 2: The Indus-Yapota River junction seen from the S, from the Lamayuru-Khalsi Road.
 1 Ladakh Intrusives (mainly granodiorite)
 2 Indus Molasse
 3 ophiolitic melange zone (Indus Flysch not visible in the photo)
 4 terrace of Indus Valley

Fig. 1



Fig. 1: View upstream the Indus seen from the road E of Khalsi.
 1 Khalsi Limestone (Mid Cretaceous)
 2 alternation of limestone, argillite, and volcanics at the top of the Khalsi Limestone
 3 Indus Flysch: Argillites with sandstone layers
 4 zone of belemnite limestone
 5 ophiolitic melange
 6 Dras Flysch
 7 alluvial terraces of the Indus

Fig. 3



Fig. 3: Panorama view of the Rangdum area in the upper Suru Valley.
 1 Central Crystalline (mainly gneisses)
 2 Panjal Trap (Permo-Carboniferous)
 3 Zewan Series (?)
 4 banded Triassic limestones and dolomites
 5 Kioto Limestone (Jurassic - Lower Cretaceous not visible in the photo)
 6 Kangi La Flysch
 7 Maestrichtian limestones

Fig. 8



Fig. 8: The Shillakong Valley seen from the E, from the trail descending from Snuzi La (Zanskar).

- 1 multicoloured limestones
- 1a multicoloured limestone klippe within the Lamayuru Unit
- 2 Kioto Limestone
- 3 Lamayuru Unit
- 4 earth pillars
- T thrusts

S p o n g t a n g



continued → Fig.9B



Fig.9B

Fig. 9: Panorama view from the Snuzi La towards the W to the Shillakong Valley (A) and towards the E into the Spong Valley (B).
 1 multicoloured limestone
 1a multicoloured limestone klippen within the Lamayuru Unit (L)
 2 Kioto Limestone (Tibetan Zone = Ti)
 3 Lamayuru Formation (+ smaller klippen)
 4 serpentinite (O = ophiolitic melange)
 5 flysch and volcanics (D.F. = Dras Flysch-Volcanics)
 6 peridotite
 7 moraine
 T thrusts

Fig. 10

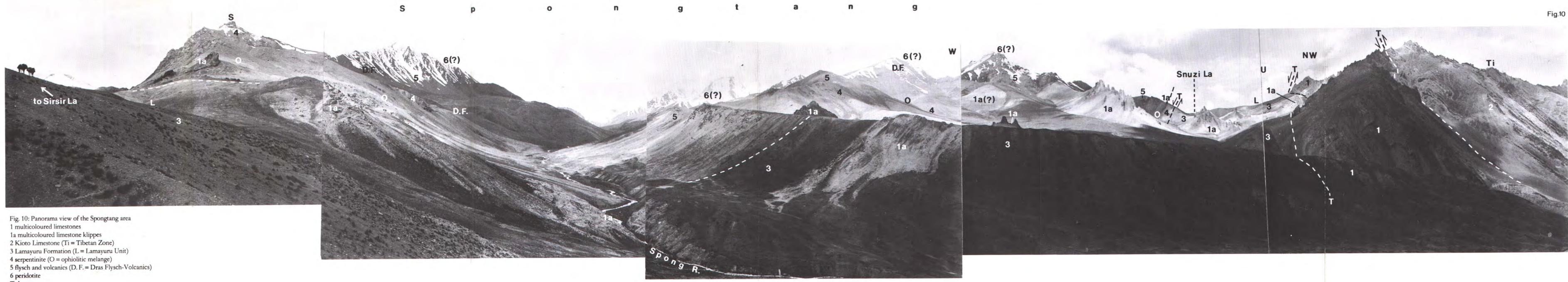


Fig. 10: Panorama view of the Spongtang area
 1 multicoloured limestones
 1a multicoloured limestone klippen
 2 Kioto Limestone (Ti = Tibetan Zone)
 3 Lamayuru Formation (L = Lamayuru Unit)
 4 serpentinite (O = ophiolitic melange)
 5 flysch and volcanics (D. F. = Dras Flysch-Volcanics)
 6 peridotite
 T thrusts

Fig. 11



Fig. 11: Panorama view of the north-western Spongtang area seen from the Spong Valley towards the SW and W (Snuzi La).
 1 multicoloured limestones
 1a multicoloured limestone klippen within the Lamayuru Unit
 2 Lamayuru Formation
 3 serpentinite
 4 flysch, volcanics, peridotites
 T thrusts